



DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
Departamento de Ciencias Geológicas

Trabajo final de Licenciatura
Estructura y deformación Miocena del Bloque de San Rafael,
Provincia de Mendoza



Ariel Helman

Directores
Felipe Tapia y José Mescua

Buenos Aires, 2019.

ÍNDICE

1. Introducción	1
1.1 Objetivos	1
1.2 Ubicación área de estudio	1
1.3 Metodología	2
2. Geología Regional	4
2.1 Marco geodinámico	4
2.2 Marco tectono-estratigráfico	9
3. Geología del área de estudio	19
3.1 Estratigrafía	19
3.1.1 Gabro Loma Alta y Dolerita El Nihuil	20
3.1.2 Formación Río Seco de los Castaños	21
3.1.3 Tonalita Rodeo de la Bordalesa	23
3.1.4 Formación El Imperial	24
3.1.5 Grupo Cochicó	25
3.1.5.1 Formación Los Reyunos	26
3.1.5.2 Formación Arroyo Punta de Agua	26
3.1.6 Grupo Choiyoi	27
3.1.6.1 Formación Agua de los Burros	27
3.1.6.2 Formación Quebrada del Pimiento	28
3.1.6.3 Formación Cerro Carrizalito	28
3.1.7 Grupo El Portillo	29
3.1.8 Grupo Puesto Viejo	29
3.1.9 Formación Aisol	31
3.1.10 Formación La Huertita	33
3.1.11 Formación Río Seco del Zapallo	34
3.1.12 Grupo Chapúa	36

3.1.13 Formación La Invernada	37
3.1.14 Depósitos Cuaternarios Indiferenciados	37
3.2 Geología Estructural	38
3.2.1 General	38
3.2.2 Estructuras de Gran Escala	41
Falla Aisol-Tordillo	41
Falla Valle Grande	41
Falla las Malvinas	43
Falla Cerro Negro	43
3.2.3 Estructuras de meso-escala.	44
Diagramas de Roseta	47
4. Análisis Cinemático	49
4.1 Base Teórica	49
4.2 Descripción Metodológica	50
4.3 Resultados	51
5. Discusiones	58
5.1 Análisis Cinemático vs Esfuerzos Regionales	58
5.2 Modelo de Alzamiento del Bloque	63
5.3 ¿Colapso o acortamiento Cuaternario?	66
6. Conclusiones	69
7. Agradecimientos	71
8. Bibliografía	72

Resumen

El Bloque de San Rafael corresponde a una provincia geológica que se ubica en el sector centro-occidental de la Argentina, en la provincia de Mendoza. El ascenso del bloque, producto de la contracción andina se caracterizó por la reactivación de estructuras antiguas de orientación NO y la formación de corrimientos de orientación N-S a NE en el margen oriental del bloque.

En este trabajo se procura conocer como fue el levantamiento del Bloque durante el Mioceno-Plioceno. Para esto se realiza una caracterización de las estructuras que afectan la zona de estudio, tanto las fallas de gran escala que definen la geometría del Bloque y que son reactivadas (excepto la falla Malvinas que sería moderna), como las fallas de meso-escala que afectan principalmente a la Formación Aisol (Mioceno). A las fallas miocenas se las agrupa por localidades y se les realiza un análisis cinemático, obteniéndose los ejes de contracción para cada sector. De la bibliografía, se obtiene la dirección de los esfuerzos principales que afectan al Bloque de San Rafael. También, se compara la orientación de los ejes de esfuerzos regionales con los ejes de contracción obtenidos con el análisis cinemático (ambos dan aproximadamente E-O) y se analiza la influencia del campo de esfuerzos en el levantamiento del Bloque, según el ángulo de la dirección de estos últimos respecto con la dirección de las estructuras antes caracterizadas. Para esto último se tienen en cuenta modelos análogos que presentan características similares al área de estudio, es decir estructuras extensionales que luego serán sometidas a esfuerzos con dirección oblicua a su rumbo.

Los resultados muestran que las fallas interpretadas como cenozoicas presentan una orientación preferencial NE-SO a NNE-SSO como resultado de la última etapa de deformación Andina. Además de los análisis cinemáticos realizados para 30 fallas, en 5 localidades dentro de la zona de estudio se obtiene una dirección de contracción máxima general aproximadamente ESE. Esta dirección del eje máximo de contracción sería consistente con la orientación de esfuerzos principales que actúan en el área desde el Oligoceno, luego del cambio del vector de convergencia. Se concluye que la orientación de los esfuerzos de tendencia E-O que afectan la región es el responsable de la reactivación de estructuras previas de orientación NO y la generación de estructuras más modernas de orientación N-S a NE.

Finalmente se puntualiza brevemente la discusión sobre el marco geodinámico del Bloque en tiempos cuaternarios. Mientras que algunos autores interpretan que actualmente está sujeto a colapso y extensión, otros enumeran evidencias que apoyan el predominio del acortamiento en la región. Se presentan en este trabajo algunas evidencias que apoyarían la propuesta del acortamiento.

1. Introducción

1.1 Objetivos

El principal objetivo de esta tesis es caracterizar la deformación que tuvo lugar durante el Neógeno, y que afectó al Bloque de San Rafael en el área del cañón del Atuel y sus alrededores. Para poder cumplir con este objetivo se establecieron los siguientes objetivos secundarios:

- a) Descripción de las principales características de las estructuras que afectan el área de estudio mediante la realización de un mapa geológico y de una sección estructural.
- b) Análisis de la cinemática de los sistemas de fallas que afectan la zona de estudio, teniendo en cuenta si son estructuras heredadas o estructuras formadas, producto de la deformación neógena. A partir de datos recolectados en el campo se realiza el análisis con el fin de obtener los ejes de deformación.
- c) Confeccionar un modelo de levantamiento para el Bloque de San Rafael, teniendo en cuenta el rumbo de las estructuras que lo exhumaron, junto con los esfuerzos actuantes en la región.

1.2 Ubicación del área de estudio

El área de estudio, se encuentra inmediatamente al SO de la ciudad de San Rafael y al NE de la localidad El Nihuil (Fig. 1.1), en el centro de la provincia de Mendoza, y está comprendida entre $35^{\circ}03'00''\text{S}/68^{\circ}41'00''\text{O}$ y $34^{\circ}46'00''\text{S } 68^{\circ}18'00''\text{O}$. El rasgo geomorfológico más destacado, por extensión, y por el turismo que atrae por la zona es el cañón del río Atuel (Fig. 1.1), que se extiende de SO a NE. Las urbanizaciones más importantes cercanas al cañón del Atuel son San Rafael, General Alvear, y un poco más lejos hacia el suroeste Malargüe (Fig. 1.1).

Durante la campaña de reconocimiento y obtención de datos, se hizo base en el club de pescadores de El Nihuil situado al SO de la zona de estudio, marcada con un triángulo blanco (Fig. 1.1). Se destaca la presencia de la laguna El Nihuil que es artificial y producto de un dique que lleva el mismo nombre. Desde allí se accedía a las distintas localidades de interés utilizando las rutas provinciales número 173 y 180, a lo largo el cañón del río Atuel. Además en algunos casos se utilizaban caminos rurales acompañados por algunas caminatas, en sectores más inaccesibles.

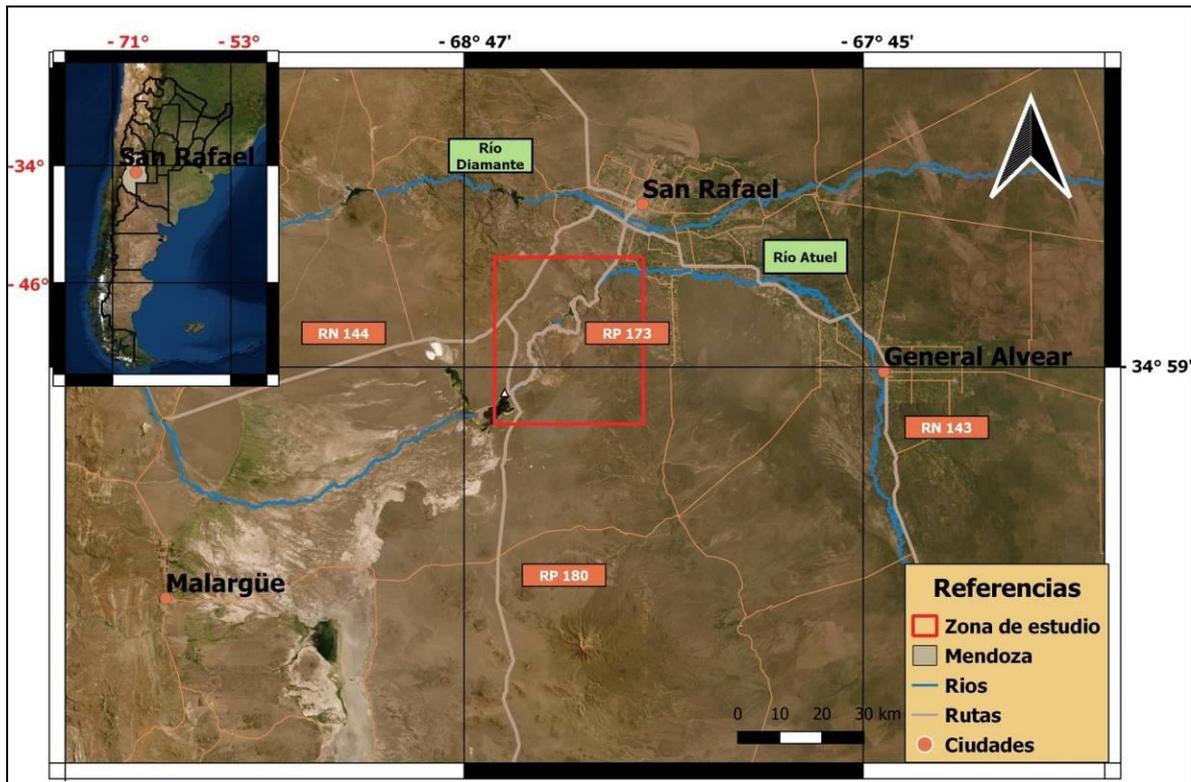


Figura 1.1. Mapa de ubicación general. En el recuadro superior izquierdo está señalada la provincia de Mendoza en el contexto de la República Argentina. Con un cuadro rojo se marca aproximadamente la zona de estudio.

1.3 Metodología.

El presente trabajo se realizó en tres etapas: Una instancia de recopilación de la bibliografía disponible y análisis de imágenes satelitales previa a la campaña. Una instancia de trabajo de campo llevado a cabo en el cañón del río Atuel y una última etapa de gabinete donde se llevó a cabo el procesamiento final de toda la información obtenida y la elaboración de las conclusiones.

La primera instancia tuvo como objetivo, realizar un análisis previo de las principales características de las estructuras y las unidades lito-estratigráficas que afloran en la zona de interés. Para poder cumplir con esto se recopiló bibliografía de distintos autores que previamente trabajaron en el Bloque de San Rafael, e imágenes satelitales obtenidas principalmente de *Google Earth Pro*. Otro objetivo de esta etapa fue delimitar los lugares de interés a recorrer en la campaña, y también, como hacer para acceder a los mismos.

El trabajo de campo se realizó en Julio del año 2017 y consistió en el reconocimiento general del área, identificación de las unidades estratigráficas que afloran en la región, junto con sus principales estructuras. Se reconocieron las unidades aflorantes en la zona con énfasis en las

unidades mio-pliocenas. El trabajo de campo se basó principalmente en mediciones con una brújula tipo Brunton de actitudes de los bancos y de las estructuras reconocidas, así como la adquisición de fotografías que documentan todos los aspectos para resaltar las características estructurales considerados de interés para el análisis. Todas estas observaciones y relevamientos fueron georeferenciadas a través de coordenadas geográficas de latitud/longitud obtenidas con GPS.

Finalmente se realizaron tareas de gabinete durante las cuales se elaboró un mapa de la zona de estudio a escala 1:200.000 a partir de la información obtenida en el campo y la información cartográfica recopilada previamente. Se caracterizaron los sistemas de fallas que afectan a la zona de estudio de acuerdo a su rumbo, inclinación y movimiento (cinemática). Para realizar esta caracterización se utilizó información bibliográfica, junto con los datos obtenidos por los relevamientos de campo. Posteriormente se realizó un análisis de la cinemática de las fallas de acuerdo con la hipótesis de Marret y Almendinger (1990), mediante el software "Faultkin" (Almendinger et al., 2013), obteniendo ejes de contracción de las estructuras que afectan las estructuras previas de la región con evidencias de deformación miocena. Los resultados se presentan en redes estereográficas y diagramas de rosetas.

Por último, se redactó el presente informe en el cual se presentan los datos obtenidos, sus interpretaciones y las conclusiones a las cuales se pudo llegar.

2. Geología Regional

2.1 Marco Geodinámico

La cordillera de los Andes es la cadena montañosa más larga del planeta, con un desarrollo de más de 8.000 km en el margen pacífico de Sudamérica que se extiende: desde el mar Caribe, al norte, hasta el norte de la placa de Scottia, al sur (Fig. 2.1). Este sistema orogénico es consecuencia de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana (Fig. 2.1).



Figura 2.1. Mapa de Sudamérica con la ubicación y principales características de la Cordillera de Los Andes. El rectángulo rojo (fuera de escala) marca la ubicación aproximada del bloque San Rafael (Modificado de Ramos, 2009).

La historia de los Andes es compleja e involucra diferentes episodios de acreción, colisión y subducción de corteza oceánica y continental. Gansser (1973) fue el primero que relacionó las características geológicas, como la presencia de ofiolitas o rocas metamórficas, con la tectónica de placas dividiendo el sistema en Andes del Norte, Centro y Sur (Fig. 2.1). Adicionalmente la presencia de dos segmentos de subducción plana, caracterizadas por una disminución de la inclinación de la losa ($<10^\circ$), así como la interrupción del arco volcánico, permitió subdividir a los Andes Centrales en tres partes: del norte, del centro y del sur (Ramos, 1999).

La construcción de los Andes modernos se inicia en el Oligoceno superior tras la división de la placa oceánica de Farallón en las placas de Cocos y Nazca (Pilger, 1984; Pardo Casas y Molnar, 1987; Tebbens y Cande, 1997; Somoza, 1998). Este fenómeno produce una triplicación de la velocidad de convergencia y una ortogonalización de su azimut (Somoza, 1998). En la actualidad las placas Sudamericanas y Nazca convergen con velocidad y azimut promedio de 7 cm/año y $N78^\circ E$ respectivamente (Norambuena et al., 1998).

Regionalmente la zona de estudio se encuentra dentro de los Andes Centrales, los cuales se extienden aproximadamente por 5.200 km entre el Golfo de Guayaquil y el Golfo de Penas (Fig. 2.1). La subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, es responsable de la construcción del orógeno andino pero también del magmatismo, vulcanismo, sismicidad, y deformación permanente de la corteza continental, representado por el desarrollo de fajas plegadas y corridas.

El área de estudio se ubica entre los $34^\circ 45' 00'' S$ y $35^\circ 30' 00'' S$, al sur del segmento de subducción plana Pampeano (Fig. 2.1). A lo largo de este segmento andino existen una serie de morfoestructuras o provincias geológicas desarrolladas durante el Neógeno y que presentan una serie de características particulares. Estas provincias geológicas corresponden a, de oeste a este: Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael y Payenia (Fig. 2.2).

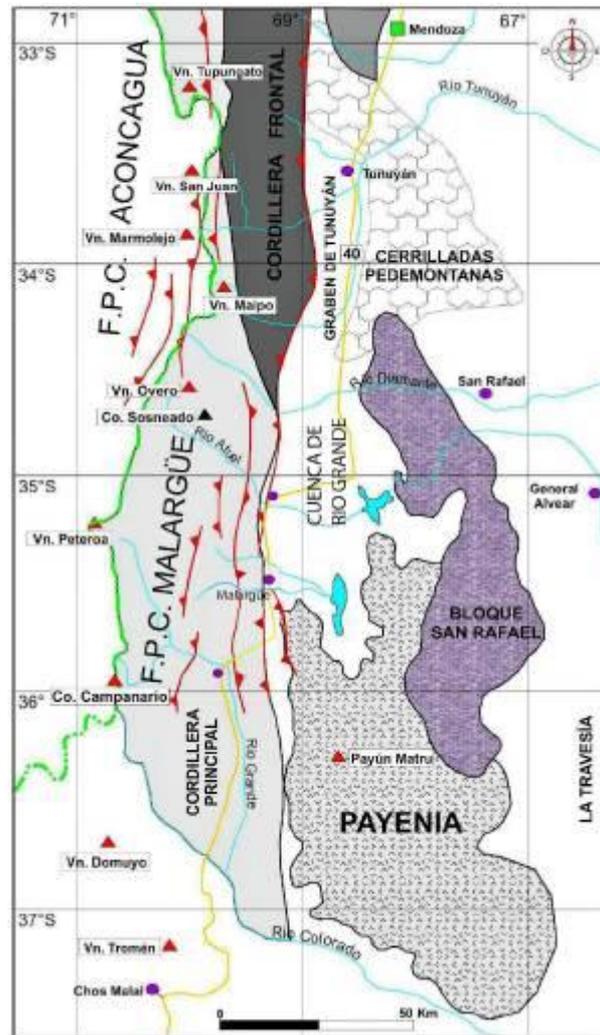


Figura 2.2. Mapa mostrando las principales provincias y rasgos geológicos de la región sur de la provincia de Mendoza, entre los 33°S y 37°S, Argentina. (Tomado de Kozlowski et al., 1993)

La Cordillera Principal se extiende a lo largo del límite argentino-chileno, desde los 30° a 38°S (Fig. 2.2). Fue identificada por Keidel (1927) como Cordillera del Geosinclinal, este nombre fue utilizado por autores posteriores como Groeber (1938) mientras que Yrigoyen (1972) le dio el nombre actual. A la latitud de la zona de estudio, se destaca la presencia de depósitos triásicos-jurásicos, desarrollados sobre un substrato permotriásico volcánico (Ramos, 1999). La deformación ándica en este sector se caracteriza por la estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozlowski et al., 1993). De acuerdo con el estilo estructural, esta morfoestructura puede dividirse en dos, al norte y al sur del río Atuel (Giambiagi et al., 2008a). El sector norte presenta una región con basamento involucrado en la deformación en su sector oeste (Giambiagi et al., 2008a; Turienzo, 2010), mientras que al este se observa un

comportamiento de piel fina (Giambiagi et al., 2008b). El sector sur posee un comportamiento de piel gruesa a lo ancho de toda la faja y está caracterizado por una serie de bloques de basamento que limitan zonas internas con deformación de piel fina (Giampaoli et al., 2002, 2005; Dicarlo y Cristallini, 2007)

La Cordillera Frontal, nombre acuñado por Groeber (1938) para la cadena montañosa que se interpone entre la Precordillera y la Cordillera Principal, se extiende desde 27°S hasta los 34°30'S (Fig. 2.2), al norte de la zona de estudio. Estructuralmente se trata de una faja plegada y corrida de piel gruesa y vergencia oriental que expone rocas de distinto tipo y edades, como metamorfitas proterozoicas y sedimentitas marinas carboníferas. En discordancia con las rocas anteriores, se encuentran las volcanitas permotriásicas del Grupo Choiyoi, unidad característica de esta provincia geológica (Polanski, 1972; Heredia et al., 2012). Al sur de los 33°30'S, depósitos volcánicos cenozoicos se disponen discordantes sobre las rocas pre-cenozoicas de la Cordillera Frontal.

El Bloque de San Rafael corresponde a la provincia geológica ubicada en el centro-sur de la provincia de Mendoza, entre las latitudes ~34°S–36°S (Fig. 2.2 y 2.3) y está constituida principalmente por afloramientos de rocas de edad paleozoica. El estudio de esta unidad se remonta a fines del siglo XIX, pero fue identificada como unidad orográfica por Feruglio (1946), quien la describió bajo el nombre de “Montañas de San Rafael”, término luego adoptado por Polanski (1951 y 1954), quien definió en forma precisa su constitución geológica. A lo largo del Bloque de San Rafael se pueden identificar características similares a las de Precordillera mendocina durante el Paleozoico, a las que se le sobre-impone un magmatismo permotriásico (Rolleri y Criado Roque, 1970). Los depósitos del Triásico Medio a Superior se enmarcan en el sistema de rift desarrollado en el sector occidental de la provincia de Mendoza y suroeste de San Juan (Barredo et al., 2012). Durante el Cenozoico, el Bloque de San Rafael fue deformado y alzado, alcanzando así su configuración actual dentro de un sistema de antepaís fragmentado (Ramos et al., 2014).

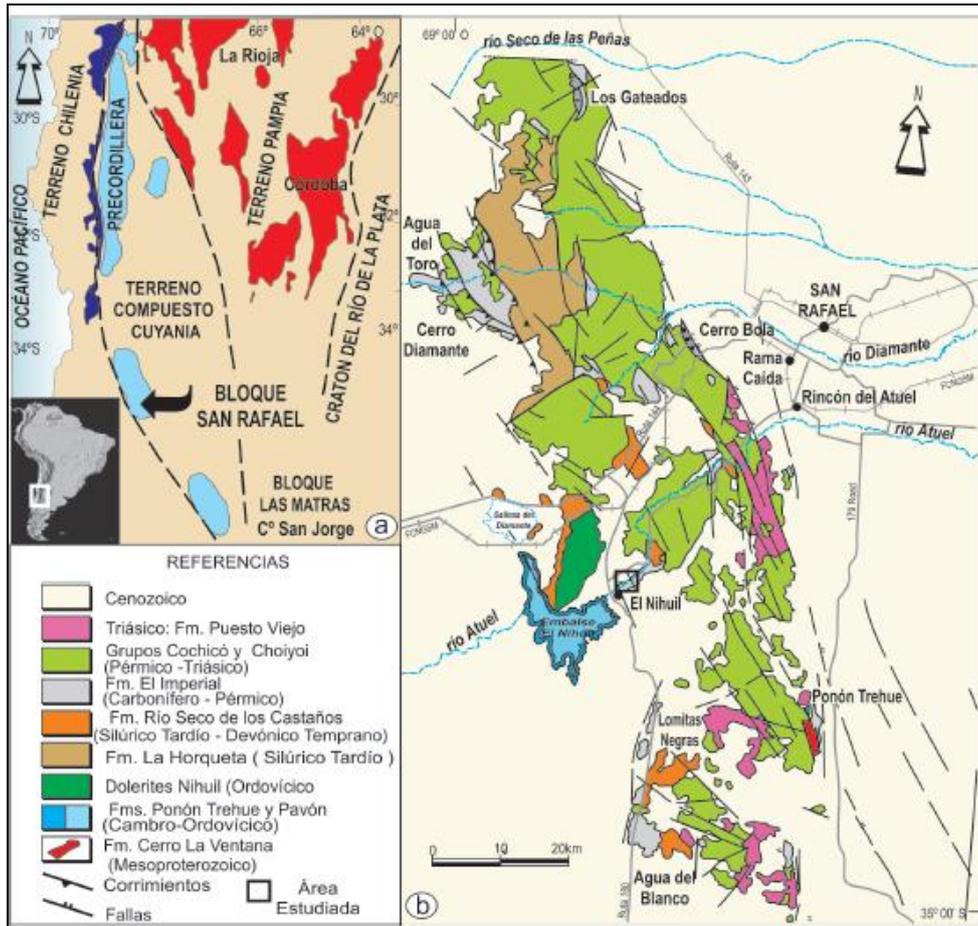


Figura 2.3. a) Mapa mostrando la ubicación del Bloque de San Rafael y los límites de terrenos acrecionados al margen de Gondwana. b) Unidades principales y características geológicas más importantes del Bloque San Rafael. Se puede observar el predominio del volcanismo permotriásico a lo largo y ancho de esta provincia (Tomado de Pazos et al., 2016).

La Payenia se extiende aproximadamente desde las latitudes $34^{\circ}30'S$ a $38^{\circ}0'S$ (Fig. 2.2). Es considerada una provincia por sus características geológicas y principalmente por sus rasgos volcánicos y estructurales (Kozłowski et al., 1993). Fue denominada así por Polanski (1954), criterio que siguieron González Díaz y Fauqué (1993), quienes reconocen su extensión al sur del río Colorado. Se caracteriza por sus extensos campos volcánicos y coladas basálticas, que se desarrollan principalmente en el sur de la provincia de Mendoza, pero que se extienden hasta el norte de las provincias del Neuquén y en La Pampa. Es una provincia con volcanismo de retroarco de menos de 5 Ma cuyo origen ha sido relacionado a un empujamiento en el ángulo de subducción, (Ramos y Folguera, 2009).

2.2 Marco Tectono-estratigráfico.

El objetivo de esta sección es analizar de manera general los procesos que moldearon el borde occidental del continente sudamericano desde el Paleozoico Inferior hasta los tiempos actuales, y que son de mayor relevancia para la historia y desarrollo del Bloque de San Rafael. Se analizarán los ciclos tectónicos a gran escala, intentando luego hacer foco en las consecuencias que tuvieron los mismos en el Bloque de San Rafael.

El margen suroccidental de Sudamérica fue durante casi toda su historia un margen convergente activo evidenciado por alternancia de períodos con tectónica compresional, extensional y en menor medida períodos neutros (Ramos, 1989). Se pueden diferenciar 3 eventos a escala planetaria que marcaron la evolución tectono-estratigráfica de los Andes Argentino-Chilenos: la ruptura de Rodinia, la conformación de Gondwana y la fragmentación de Pangea (Charrier et al., 2015). Tomando como criterio la presencia de discontinuidades regionales o cambios paleo-geográficos, es posible dividir la evolución geológica del margen desde el Neoproterozoico en ciclos más cortos (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007), los cuales corresponden a: ciclo Pampeano (Neoproterozoico-Cámbrico Temprano), Famatiniano (Cámbrico Tardío-Devónico Temprano), Gondwánico (Devónico Tardío-Pérmico Temprano), y Andino o Ándico (Cretácico Tardío-Presente). Para entender el desarrollo del Bloque de San Rafael nos remontaremos hasta tiempos Cámbricos, con lo cual no se abordarán en esta sección los ciclos anteriores: Tandiliano y Grenvilliano (Ramos, 1999).

El ciclo Pampeano fue propuesto por Aceñolaza y Tosselli (1976) siendo responsable de sedimentación, magmatismo y deformación en el Cámbrico. La existencia de una fase orogénica se evidencia en la presencia de un cinturón de rocas metamórficas en las Sierras Pampeanas Orientales. Análisis geoquímicos e isotópicos revelan una serie calco-alcalina típicamente relacionada a subducción (Lira et al., 1996; Rapela et al., 1998). Una de las interpretaciones para este cinturón orogénico es la colisión entre el bloque de Pampia contra el Cratón del Río de la Plata (Fig. 2.3a) (Ramos, 1988a; Ramos y Vujovich, 1993; Rapela et al., 1998). El emplazamiento de cuerpos máficos (de tipo OIB) de 520 Ma es interpretado como evidencias de *slab-break off* (Tibaldi et al., 2008), que está asociado a anatexis y delaminación post-colisionales como indica el plateau riolítico preservado en el sector norte de las Sierras Pampeanas Orientales (Charrier et al., 2015). Específicamente dentro de la zona que Bloque de San Rafael, no hay evidencias de la fase orogénica Pampeana.

El ciclo Famatiniano, también propuesto por Aceñolaza y Tosselli (1976), comprende dos fases orogénicas. La Orogenia Oclóyica que deformó las secuencias del Cámbrico Temprano-Ordovícico Medio de la plataforma carbonática de la Precordillera alrededor de 460

Ma (Astini et al., 1996; Ramos, 2004). Las evidencias apuntan a que la deformación Oclógica es el resultado de la colisión del terreno de Cuyania (Fig. 2.3a, Fig. 2.4), un terreno alóctono derivado de Laurentia (Astini et al., 1995; Thomas y Astini, 1996).

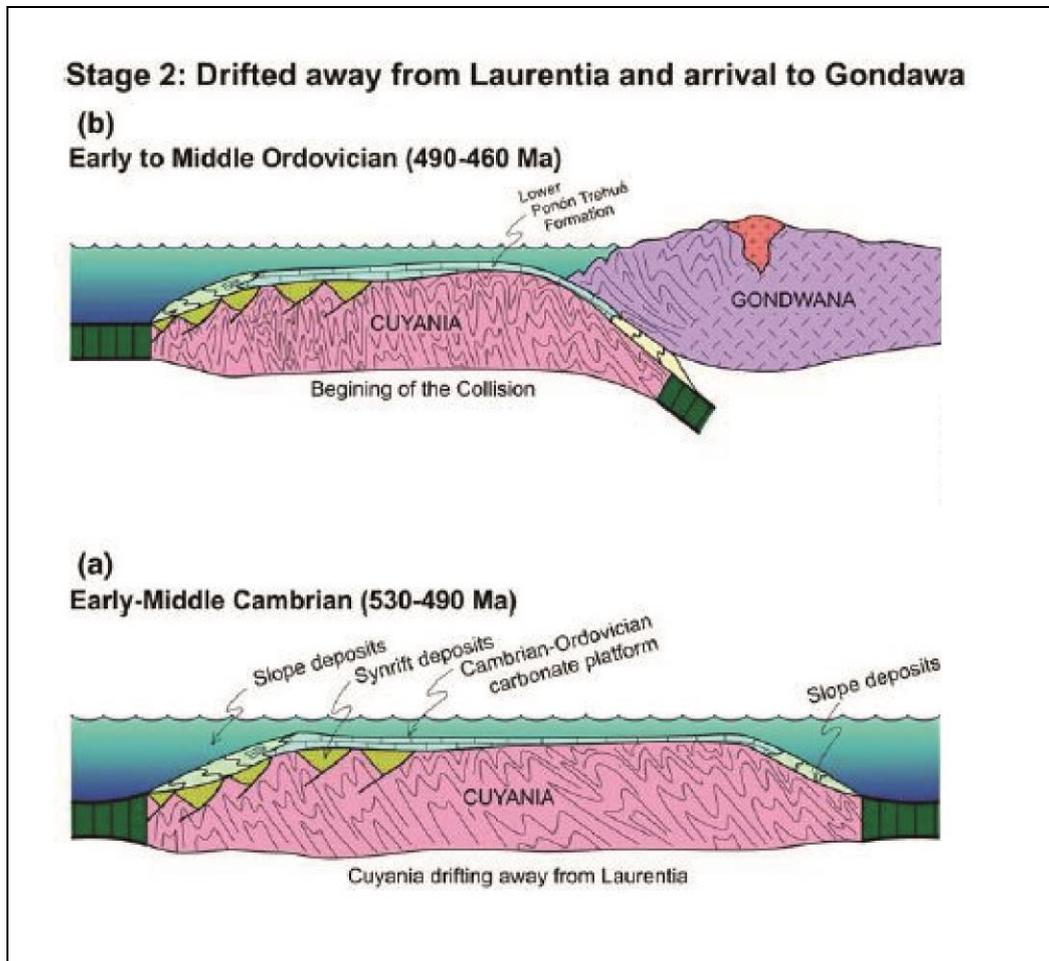


Figura 2.4. Esquema evolutivo de a) El drifting de Cuyania y aproximación a Gondwana por subducción durante el Cámbrico Temprano al Cámbrico Medio; y b) Comienzo de la colisión de Cuyania. Se observan las raíces del arco magmático producto de la subducción de la losa oceánica que separaba Cuyania y Gondwana (Tomado de Cingolani y Ramos, 2017).

Esto está apoyado por la presencia de un arco magmático calcoalcalino Cámbrico-Ordovícico formado entre los 497 y 458 Ma (Pankhurst y Rapella, 1998; Quenardelle y Ramos, 1999; Rapella et al., 2010; Dahlquist, 2013) y un pico metamórfico alrededor de los 460 Ma asociado a la colisión (Von Gosen et al., 2002; Chernicoff y Ramos, 2003). Otra evidencia corresponde a la fauna de Ollenelus, fauna característica de Laurentia (Borrello, 1971; Bordonaro, 2003). En el Bloque de San Rafael no se observan evidencias de este evento

deformacional, aunque afloran rocas silicio-carbonáticas ordovícicas depositadas durante la aproximación de Cuyania al borde occidental de Gondwana (Cingolani y Ramos, 2017). Además, en el sector occidental rocas metamórficas de edad Ordovícica-Silúrica han sido interpretadas como los exponentes más australes de la Faja Ofiolítica Famatiniana (Cingolani y Ramos, 2017).

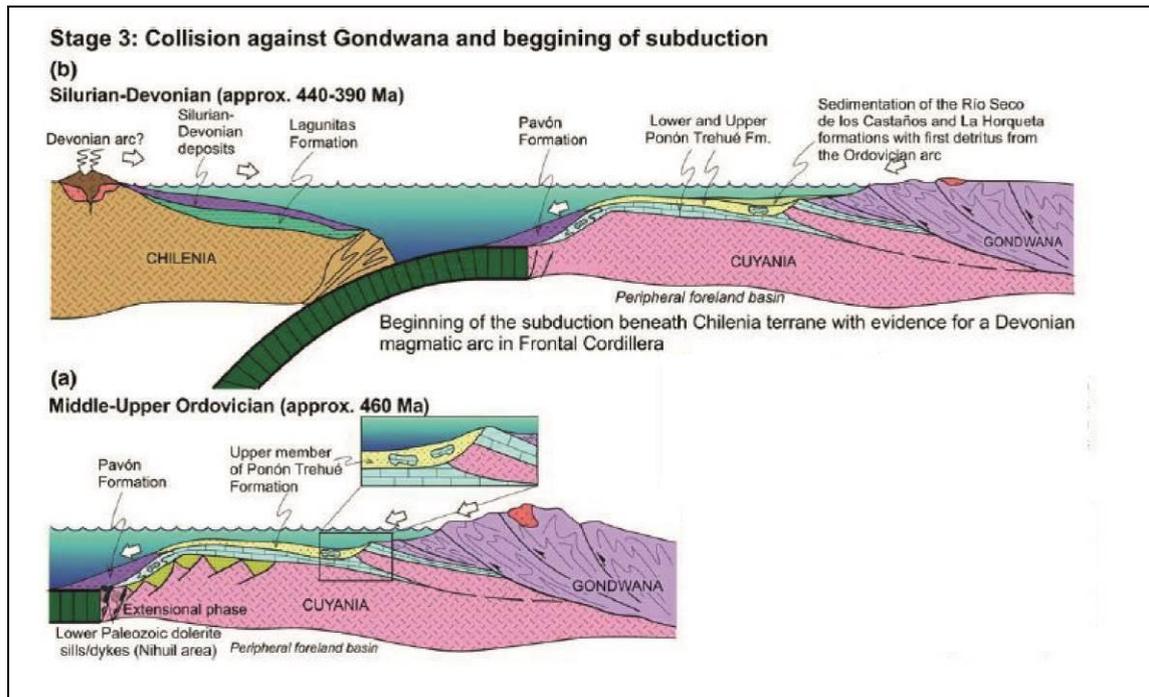


Figura 2.5. Esquema mostrando la a) Colisión de Cuyania con Gondwana en el Ordovícico Tardío (460 Ma): Consecuencia de este proceso se origina una cuenca de antepaís periférica. b) Aproximación de Chilenia al margen Occidental de Cuyania en el Silúrico-Devónico (Tomado de Cingolani y Ramos, 2017).

El segundo evento orogénico corresponde a la Orogenia Chánica que ocurre en el Devónico Medio a Tardío. Este periodo de deformación está relacionado con la colisión del terreno de Chilenia (Tomezzoli, 2012) (Fig. 2.5). En el Bloque de San Rafael, se observan claramente evidencias de esta deformación por la presencia de rocas anteriores a este evento orogénico muy plegadas y deformadas, cubiertas en discordancia por rocas neopaleozoicas (Fig. 2.6).

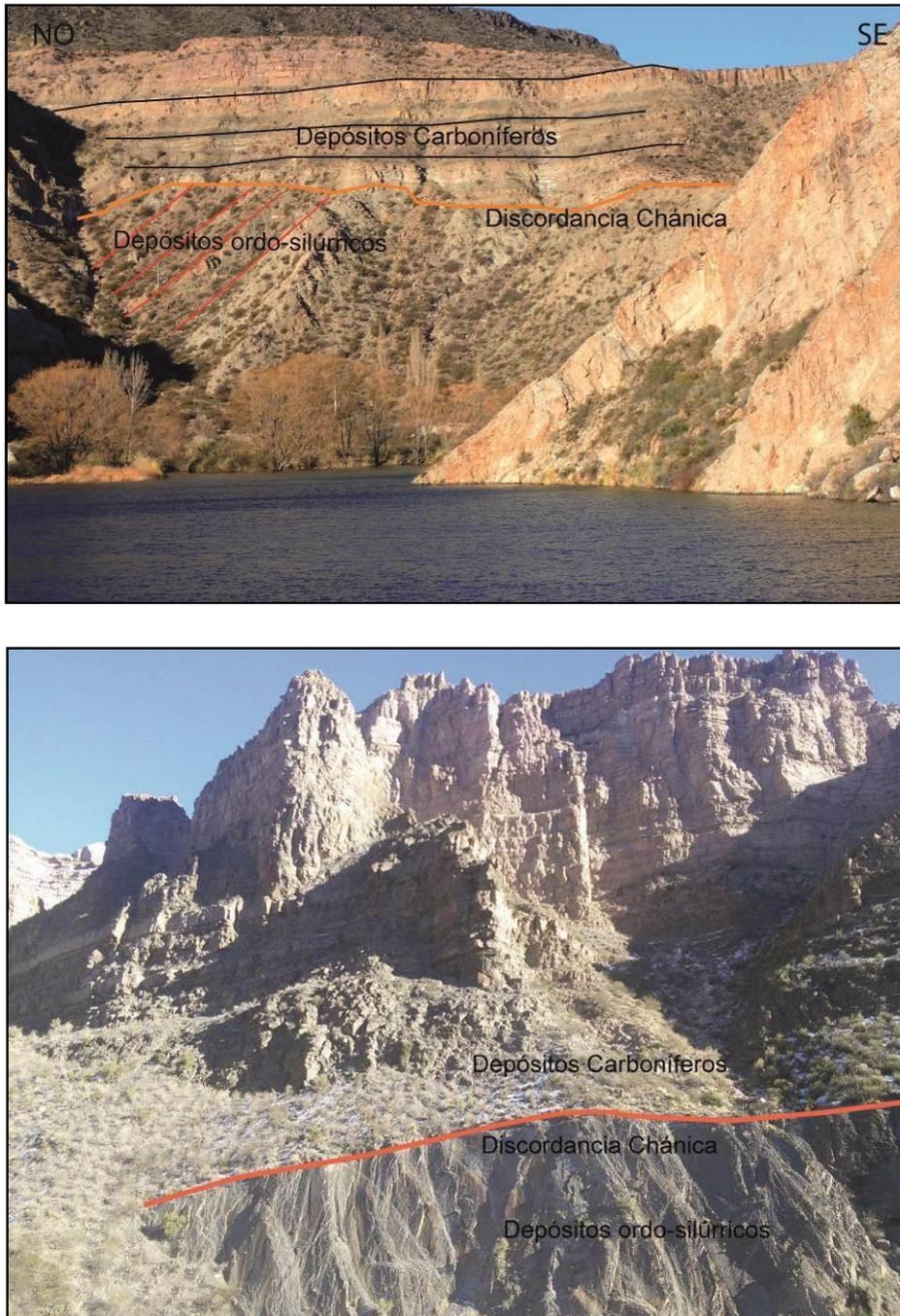


Figura 2.6. Fotografías del cañón del Atuel mostrando la discordancia Chánica, que corresponde al contacto entre depósitos ordovícicos-silúricos, muy deformados, en algunos casos verticales, y depósitos carboníferos. La Discordancia Chánica está señalada con una línea naranja.

La restauración de la subducción durante el Carbonífero luego de la colisión de Chilenia, marca el inicio del Ciclo Gondwánico (Fig. 2.7), caracterizado por el desarrollo de un arco magmático en el oeste y una zona de retroarco dominada por extensión (Cingolani y

Ramos, 2017). En el retroarco, se desarrollan una serie de cuencas donde se acumularon más de 1000 m de depósitos marinos y continentales durante el Carbonífero-Pérmico (Limarino et al., 2006). En particular, a la latitud de este estudio, en la provincia de Mendoza se desarrolló la cuenca de San Rafael (Fig. 2.7), un engolfamiento con apertura hacia el oeste, ubicada en la provincia de Mendoza con borde oriental que se extiende hacia el límite con la provincia de La Pampa y conforma una de las denominadas “cuencas paleopacíficas” del Paleozoico superior de Argentina (Limarino et al., 2006).

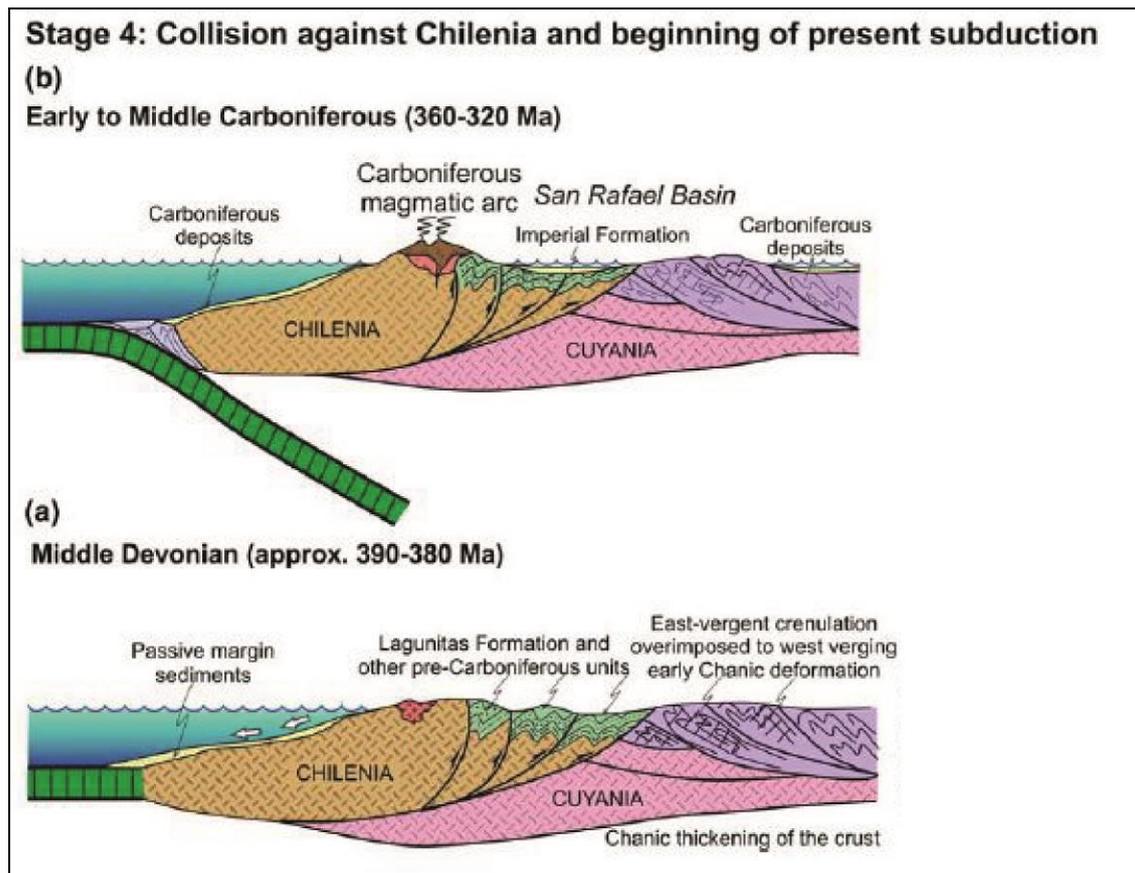


Figura 2.7. Esquema mostrando la a) Colisión de Chilenia con Cuyania en el Devónico Medio y el b) Comienzo de subducción de vergencia Oriental en el Carbonífero Medio, evidenciado por el desarrollo de un nuevo arco magmático (Tomado de Cingolani y Ramos 2017).

En el Pérmico Temprano, el arco magmático se expande y migra hacia el este (Cingolani y Ramos, 2017), al mismo tiempo que se deforman las secuencias Carboníferas y del Pérmico Temprano depositadas en las cuencas de retroarco, procesos que han sido asociados a la fase de deformación sanrafaélica (Azcu y Caminos, 1987; Ramos, 1988a). Una de las principales características de este período corresponde al desarrollo de un magmatismo

constante desde el Pérmico Inferior hasta el Triásico Inferior, que constituye la provincia magmática denominada Choiyoi. Ésta corresponde a un magmatismo de amplia composición desarrollado principalmente a lo largo de la Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael y llegando hasta la Precordillera y oeste de las Sierras Pampeanas (Sato et al., 2015).

En el Bloque de San Rafael, la fase sanrafaélica se evidencia por una discordancia entre los depósitos sedimentarios carboníferos deformados y los depósitos volcánicos y volcánico-clásticos del Pérmico Inferior con una disposición sub-horizontal (Fig. 2.8) (Rocha-Campo et al., 2011), agrupados informalmente dentro del Choiyoi inferior (Kleiman y Japas, 2009). Además, una serie de lineamientos y estructuras de orientación NNO-SSE expuestas en el bloque han sido interpretadas como fallas y pliegues originados durante la fase sanrafaélica producto de la subducción oblicua que originó un régimen de esfuerzos transpresivos (Kleiman y Japas, 2009).

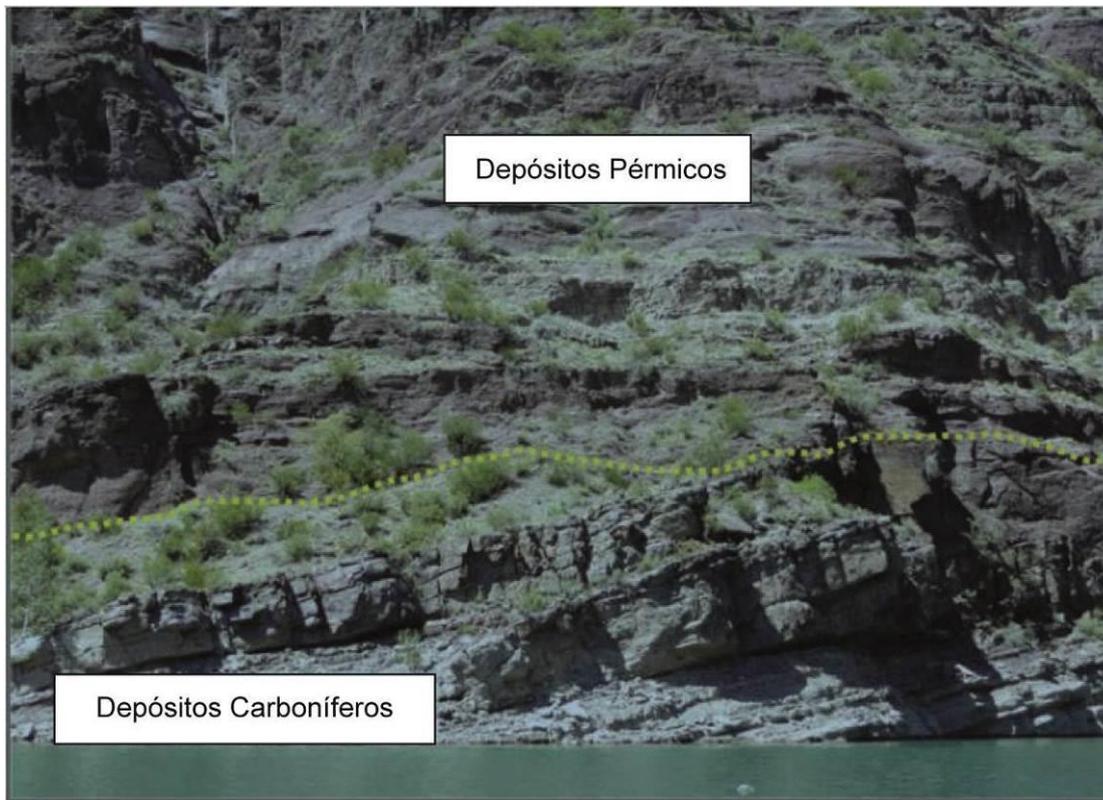


Figura 2.8. Fotografía en las cercanías del embalse Valle Grande, en el cañón del Atuel, mostrando la discordancia angular (marcada con una línea punteada amarilla) entre el Paleozoico Superior y las vulcanitas del Pérmico-Triásico. (Foto modificada de Cingolani y Ramos, 2017)

En el Pérmico Tardío-Triásico Temprano, se emplazan grandes volúmenes de magmas silíceos, correspondientes al Choiyoi Superior, relacionados con el colapso extensional de las estructuras sanrafaélicas (Kay et al., 1989), relacionado al empinamiento de la subducción luego de un período de subducción plana (*flat-slab*) ocurrido durante el Pérmico Inferior (Martínez, 2005; Ramos y Folguera, 2009). De este modo, el colapso del orógeno sanrafaélico marca el inicio de un periodo en el cual el borde occidental de Sudamérica estuvo dominado por un régimen extensional asociado al desmembramiento de Pangea. Durante este periodo se origina una serie de cuencas de rift de dirección NNO-SSE (Barredo et al., 2012), orientación ligada a la existencia de líneas de debilidad previas o suturas entre los terrenos amalgamados durante el Paleozoico (Ramos, 1999). Entre el terreno de Cuyania y el terreno de Chilenia hay extensos depocentros que han sido agrupados en la cuenca de Cuyo (Rolleri y Criado Roque, 1970), que se extiende hacia el sur en la subcuenca de Alvear (Vicente, 1975). En lo referente a la zona de estudio, la extensión Triásica está representada por el sistema de rift de Puesto Viejo, ubicado en el sector occidental del Bloque (Fig. 2.3B). Estructuras de orientación NNO-SSE desarrolladas durante la fase sanrafaélica fueron reactivadas durante el periodo transtensivo, controlando así la orientación de los depocentros extensionales triásicos como Puesto Viejo (Kleiman y Japas, 2009). Este sistema de rift continuó hasta el Jurásico inferior, periodo en el cual cambios paleogeográficos evidencian una nueva configuración geodinámica para el Mesozoico (Ramos, 2009).

Durante el Jurásico Temprano y Cretácico Medio, la evolución del borde occidental de Sudamérica se caracterizó por una tectónica extensional con un arco magmático asociado a subducción, ubicado en lo que corresponde a la actual Cordillera de la Costa en territorio chileno, y el desarrollo de cuencas de tras-arco al este del mismo, siendo la más importante a la latitud de la región de estudio la Cuenca Neuquina (Fig. 2.9 A y B). Esta cuenca, desarrollada en lo que hoy en día es la Cordillera Principal, se caracteriza por la presencia de grábenes y hemigrábenes rellenos con depósitos marinos y continentales relacionados a transgresiones y regresiones marinas (Howell et al., 2005).

Para el Cretácico Tardío al Eoceno temprano la tectónica cambió, dominando una deformación contraccional que marca el inicio de la construcción del orógeno andino (Fig.2.9C) (DiGulio et al., 2012; Tunik et al., 2010; Fennell et al., 2016). Este periodo, que marca el inicio del ciclo Andino a la latitud de este estudio, se caracterizó por la deformación y alzamiento del borde occidental de Sudamérica y el paso de la cuenca de tras-arco neuquina en una cuenca de antepaís donde fueron acumulados los depósitos asociados a la erosión del orógeno andino (Fig. 2.9 C) (Mpodozis y Ramos, 1989). Durante el Eoceno Medio al Mioceno temprano la deformación a lo largo de los Andes Centrales del sur fue diferente al norte y al sur de los 31°S.

En particular, al sur de esta latitud dominó la extensión, evidenciada por el desarrollo de cuencas de intra-arco, donde se acumularon depósitos volcánicos asociados al arco magmático y depósitos sedimentarios (Charrier et al., 2002, 2005). Cabe mencionar, que desde el Jurásico hasta el Mioceno no se registra sedimentación ni actividad en el marco del Bloque de San Rafael.

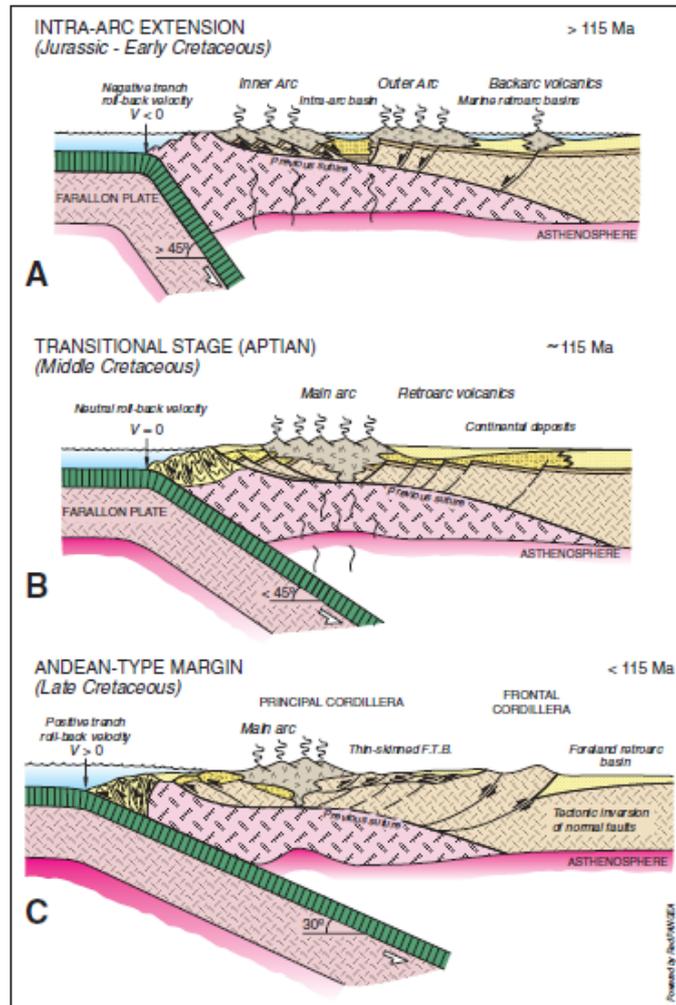


Figura 2.9. Evolución jurásica-cretácica del borde occidental de Sudamérica. Se muestran los cambios de los regímenes de esfuerzos regional experimentados por el margen, de extensión a compresión (Tomado de Ramos, 2009).

En el Neógeno existe un proceso de acortamiento tectónico generalizado a lo largo del borde occidental de Sudamérica (Charrier et al., 2015). Si bien los procesos son variados y dependen del marco tectónico del segmento de los Andes que se analice, es de interés de esta TFL hacer foco en la deformación en las latitudes que abarcan desde 34°S a 37°S.

El inicio de la deformación en la parte interna de la faja plegada y corrida de Malargüe habría comenzado simultáneamente con la inversión de la cuenca de intra-arco de Abanico, ubicada en la parte occidental de la Cordillera Principal, entre 20 y 18 Ma (Mescua et al., 2014). Entre los 14 Ma y 7 Ma, la deformación migró al este involucrando a las secuencias sedimentarias mesozoicas de la cuenca Neuquina así como a los depósitos sinorogénicos neógenos, acumulados en cuencas de *piggy-back* y *foredeep* de la cuenca de antepaís originada por la construcción del orógeno andino (Giambiagi et al., 2009; Folguera et al., 2011). Durante el Mioceno tardío al Plioceno (5-3 Ma) la deformación habría alcanzado la región del Bloque de San Rafael (Folguera et al., 2009) configurando así el rasgo de antepaís fragmentado que caracteriza el sector extra-Andino a la latitud de este estudio (Fig. 2.10). En particular, durante este periodo las estructuras heredadas de la deformación Sanrafaélica de orientación noroccidental presentes en el bloque fueron reactivadas originando el alzamiento del basamento pre-mesozoico (Folguera y Zárate, 2009). Adicionalmente, depósitos sedimentarios sinorogénicos en la región del Bloque de San Rafael, fueron deformados durante el alzamiento (Sepúlveda et al., 2007). Cabe destacar que junto con la migración de la deformación hacia el E, hubo una expansión del volcanismo y magmatismo en la misma dirección, evidenciados por las rocas calco-alcalinas de signatura de arco que se depositaron sobre el Bloque de San Rafael (Litvak et al., 2015). Tanto la migración de la deformación como la expansión del volcanismo, han sido asociadas a la somerización de la losa oceánica (Ramos y Folguera, 2011). En los últimos 2 Ma, del Plioceno al Holoceno, luego del período de máxima contracción, se produciría un colapso extensional del Bloque de San Rafael y el sector oriental de la Cordillera Principal (Folguera et al., 2009). Se desarrolla en esta etapa la provincia magmática de la Payenia, con presencia de volcanes monogenéticos activos durante el Holoceno (Folguera et al., 2008; Ramos y Folguera, 2011). Los basaltos, de composición OIB de la región de la Payenia son interpretados como fundidos directamente de la astenósfera (Søager et al., 2013), y estarían asociados, junto con el colapso extensional, a un empinamiento de la placa oceánica subducida durante el Cuaternario (Ramos y Folguera, 2011). Aunque otros autores (Cobbold y Rossello 2003; Guzmán et al., 2007; Huyghe et al., 2015; Marques y Cobbold, 2002; Messenger et al., 2014) consideran que el Bloque de San Rafael sigue sujeto a compresión, esto se discutirá en capítulos posteriores

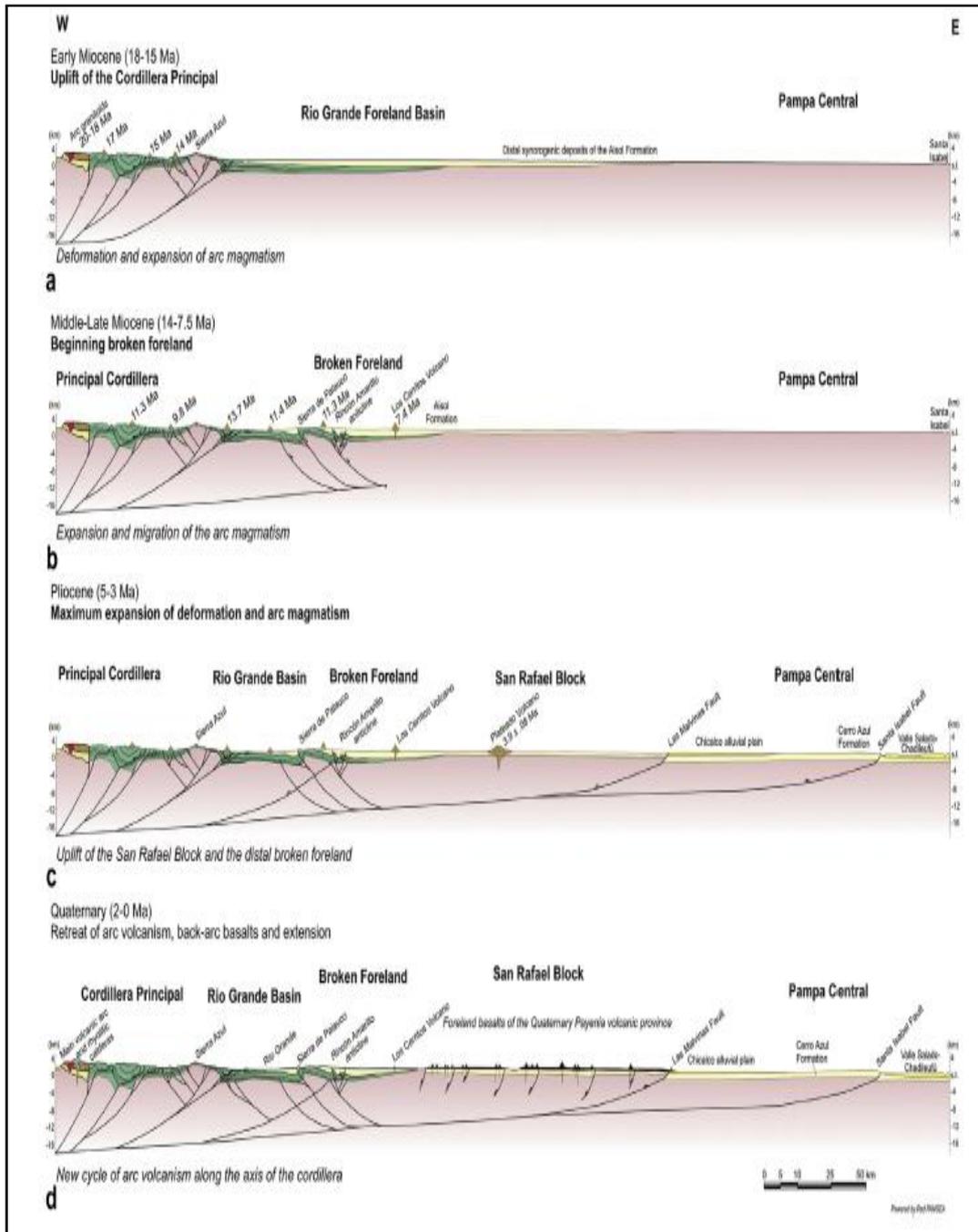


Figura 2.10. Perfiles estructurales esquemáticos en los que se puede apreciar la evolución de la estructuración andina entre el Mioceno Temprano y el Holoceno, del sector comprendido entre las latitudes 34°S y 37°S°. a) Entre los 18 a 15 Ma comienza a estructurarse la Cordillera Principal con el desarrollo de la parte interna de la faja plegada y corrida de Malargüe. b) Luego entre los 14 y 7,5 Ma se sigue estructurando la faja plegada y corrida de Malargüe y comienza la fragmentación de antepaís. c) Entre los 5 y 3 Ma estructuración Final del Bloque de San Rafael. d) en los últimos dos millones de años colapso generalizado (Tomado de Ramos et al., 2014).

3. Geología del área de estudio

3.1 Estratigrafía

En esta sección se describen las principales unidades que afloran dentro del área de interés para este TFL (Fig. 3.1).

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDAD
CZ	CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósitos Cuaternarios Indiferenciados
		PLEISTOCENO	Fm. La Invernada
	NEÓGENO	PLIOCENO	Gr. Chapúa
			Fm. Río Seco del Zapallo
		MIOCENO	Fm La Huertita
			Fm. Aisol
MZ	TRIÁSICO	Fm. Puesto Viejo	
		Fm. El Portillo	
PZ	PÉRMICO	Fm. Cerro Carrizalito	Gr. Choiyoi
		Fm. Quebrada del Pimiento	
		Fm. Agua de los Burros	
		Fm. Arroyo Punta del Agua	Gr. Cochicó
		Fm. Los Reyunos	
		CARBÓNIFERO	Fm. El Imperial
	Tonalita Rodeo de La Bordalesa		
	Fm. Río Seco de los Castaños		
	Dolerita El Nihuil		
	MP		

Figura 3.1. Cuadro estratigráfico indicando las principales unidades estratigráficas que afloran en el área de estudio.

3.1.1 Gabro Loma Alta y Dolerita El Nihuil

Las rocas máficas del Bloque de San Rafael fueron descritas por primera vez por Wichmann (1928b) quien reconoció esta unidad y la describió someramente, seguido por estudios alentados por la industria del petróleo realizados por Padula (1949). Posteriormente, esta unidad fue mapeada por Dessanti (1956) como gabros intrusivos en la “Serie de La Horqueta”. La primera prospección geoquímica que se realizó sobre la Unidad Máfica El Nihuil fue presentada por Davicino y Sabalúa (1990), quienes reconocieron gabros y doleritas. Nuevos datos proporcionados por estudios geoquímicos de la unidad máfica permitieron identificar dos eventos magmáticos diferentes: uno compuesto por gabros deformados, anfibolitas y tonalitas de edad Mesoproterozoica; y otro por doleritas no deformadas, de edad Ordovícico Superior a Silúrico Inferior (Cingolani et al., 2017). Estas últimas presentan un color de gris oscuro a claro. La textura es porfírica observándose cristales de plagioclasas y clinopiroxenos (Cingolani et al., 2017).

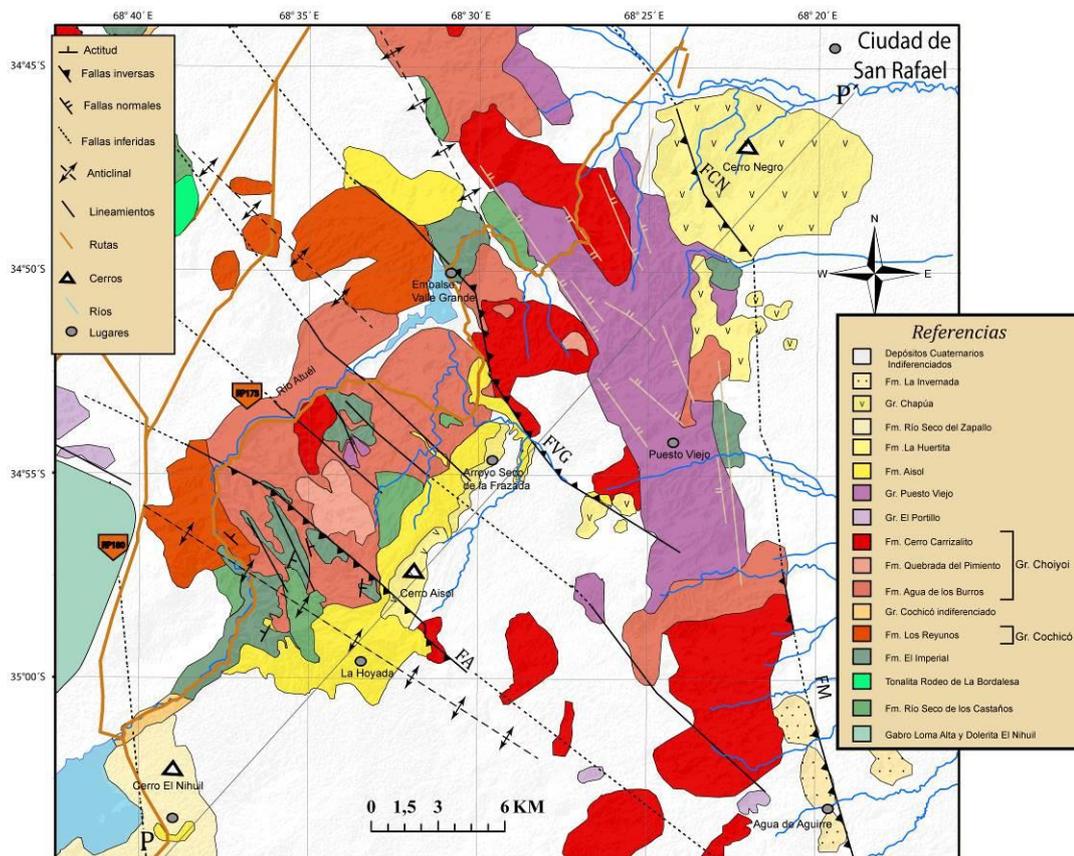


Figura 3.2. Mapa geológico estructural del área de estudio basado en la Hoja Geológica 27 D (González Díaz, 1964), en Lucero (2002), Folguera et al. (2009), Monti (2015) y observaciones propias. Nótese el rumbo NNO a NO de las principales estructuras. Se pueden observar la

disposición y afloramientos de las principales unidades y estructuras que caracterizan el área que abarca la tesis. FA: Falla Aisol, FVG: Falla Valle Grande, FCN: Falla Cerro Negro, FM: Falla Malvinas.

El afloramiento de estas unidades presenta una forma alargada de 17,5 km de largo en sentido norte-sur, por 4,2 km de ancho, pero solo una pequeña porción del mismo lo hace en el borde oeste de la zona de estudio (Fig. 3.2).

Estratigráficamente los gabros, tonalitas y anfibolitas deformadas del Mesoproterozoico se encuentran cubiertas mediante una discordancia angular por la Formación Río Seco de los Castaños (Silúrico-Devónico), mientras que las doleritas no deformadas del Ordovícico-Silúrico intruyen las rocas mesoproterozoicas (Cingolani et al., 2017).

Las rocas deformadas, que están expuestas mayormente en Loma del Petizo y Lomas Orientales son interpretadas como relictos del basamento mesoproterozoico, mientras que las doleritas no deformadas son interpretadas como ofiolitas formadas en un margen pasivo en una cuenca marina poco profunda que es intruída en unidades sedimentarias pre silúricas (Cingolani et al., 2017).

Las edades determinadas por el método radiométrico K/Ar sobre roca total para las doleritas, dieron valores de entre 474 y 484 Ma (González Díaz, 1981). Nuevas determinaciones con el método radiométrico dieron edades de 448.5 ± 10 y 434 ± 10 Ma. (Cingolani et al., 2017).

3.1.2 Formación Río Seco de los Castaños

Esta unidad fue considerada inicialmente dentro de la “Serie de la Horqueta” por varios autores como Stappenbeck (1934), Groeber (1939 a, b) y Dessanti (1945 y 1956). Dessanti y Caminos (1967) consideraron a las rocas de esta Formación y a las de la Formación La Horqueta, que aflora al norte del área de estudio, como una misma entidad, aunque con dudas sobre la edad. Posteriormente, y basándose en sus características netamente sedimentarias, González Díaz (1981) la separó de las rocas metamórficas de la Formación La Horqueta, asignando a la Formación Río Seco de los Castaños tentativamente al Devónico, por el hallazgo de un coral del género “*Pleurodyctium*” (Di Persia, 1972).

En la zona de estudio esta unidad aflora a lo largo del cañón del Atuel, a la altura del sector de La Hoyada, aguas abajo del dique Valle Grande y en la zona de Puesto Viejo (Fig.

3.2). En el cuadrante NO, es intruída por la Tonalita Rodeo de La Bordalesa (Fig. 3.2). En general, se encuentra fuertemente plegada y deformada (Fig. 3.3) en afloramientos aislados que no superan los 3 km de extensión (Fig. 3.2).

La litología de esta Formación está descripta como un conjunto de areniscas, limolitas, lutitas, grauvacas y areniscas conglomerádicas, cuyo espesor estimado supera los 2000 m (González Díaz, 1972). Los tonos preponderantes son verdosos, gris, azulado y pardo (Fig. 3.3).

La unidad se apoya discordantemente sobre la unidad Gabro de Loma Alta, mientras que otra discordancia angular la separa de la Formación El Imperial, del Carbonífero, o de las volcanitas pérmico-triásicas pertenecientes al magmatismo del Grupo Choiyoi. También se haya en contacto tectónico con rocas del Grupo Puesto Viejo y de la Formación Aisol (Fig. 3.2).



Figura 3.3. Fotografía que muestra estratos verticales y fuertemente deformados de las sedimentitas de la Formación Rio Seco de los Castaños a lo largo del cañón del río Atuel. La verticalidad de los estratos es el resultado de los eventos de deformación de las fases Chánica y Gondwánica.

La Formación Río Seco de los Castaños se depositó en ambiente marino, probablemente de plataforma deltaica distal a proximal (Manassero et al., 2009). Posteriormente a los hallazgos de los tetracorales de Di Persia (1972), dataciones U-Pb en circones detríticos permitieron determinar una edad máxima de sedimentación en el Silúrico-Devónico para esta unidad (Cingolani et al., 2008).

3.1.3 Tonalita Rodeo de la Bordalesa

El primero en estudiar los cuerpos rocosos que afloran en el sector de Loma Rodeo la Bordalesa fue Dessanti (1956) quien la describió como intrusivo de la “Serie de la Horqueta”. Mientras que Davicino y Sabalúa (1990), la definen como diques tonalíticos (“trondjhemitas”), emplazados en la Secuencia de La Horqueta. Trabajos posteriores definieron como roca de caja a la Formación Río Seco de los Castaños (Manassero et al., 2009; Cingolani et al., 2011, Cingolani et al., 2017).

Esta unidad consiste en dos intrusivos pequeños, que generan una aureola de contacto y metamorfismo en la Formación Río Seco de los Castaños (Dessanti, 1956; Sepúlveda et al., 2007). Esta relación entre las unidades se puede observar en el sector NO del área, al lado de la ruta provincial 180 (Fig. 3.2).

Litológicamente, está compuesta por rocas de color gris con presencia de abundantes minerales máficos. Las rocas que conforman esta unidad son mayormente tonalitas, lamprófiros, espertitas-kersatitas y diques aplíticos.

La edad de cristalización de la Tonalita Rodeo de la Bordalesa correspondiente al Devónico Inferior sugiere que forma parte de un evento magmático Famatiniano Tardío, que es contemporáneo con el emplazamiento de batolitos peraluminosos en las Sierras Pampeanas. Uno de los primeros en realizar dataciones en tonalitas por el método K/Ar fue González (1971) que obtuvo una antigüedad de 452 ± 8 Ma y 475 ± 17 Ma. Nuevos datos geocronológicos dieron como resultado edades de 400 Ma con el método U-Pb en circones concordantes con edades K-Ar en biotitas (Cingolani et al., 2017). Esta edad ha sido interpretada como la edad de cristalización correspondiente al emplazamiento.

3.1.4 Formación El Imperial

En su primer trabajo Dessanti (1945) denominó a esta unidad Sistema del Imperial y luego la llamó Serie Imperial (1956). Dessanti y Caminos (1967) se refieren a la unidad como Grupo del Imperial, mientras que Polanski (1970) la denomina Serie Imperial. Fue González Díaz (1972), quien le pone el nombre actual y la incluye en el Grupo Valle Grande. Espejo (1993) analiza la estratigrafía en detalle y sugiere una continuidad estratigráfica entre los miembros definidos anteriormente por otros autores.

Dentro del área de estudio la Formación El Imperial aflora en varios sectores siendo los más extensos los ubicados a lo largo del cañón del río Atuel y al SO del Cerro Carrizalito (Fig. 3.2 y 3.4). Otros afloramientos se encuentran al sur del Cerro Negro (Fig. 3.2). La localidad y área tipo corresponden al arroyo del Imperial (Dessanti 1956), tributario del río Diamante, al norte del área de estudio.

En el sector del cañón del Atuel, la Formación El Imperial ha sido dividida en dos miembros (Pazos et al., 2016), (i) el basal denominado Miembro Glacigénico, porque su desarrollo está vinculado directa o indirectamente con la aparición y desaparición de facies de origen glacial; (ii) el superior denominado Miembro Cabecera del Cañón, al ser el lugar en dónde más aflora. Cabe mencionar que en su localidad tipo la Formación El Imperial fue dividida en tres miembros (Espejo, 1993). Litológicamente el Miembro Glacigénico está compuesto por arenitas finas y pelitas con entrecruzamiento, seguidos por pelitas y ritmitas postglaciares y finalmente por areniscas arcósicas. El Miembro Cabecera del Cañón, está compuesto principalmente por areniscas con pelitas subordinadas (Pazos et al., 2016). Si bien muchos autores definieron esta unidad como continental (Arias y Azcuy, 1986; Azcuy et al., 1986; Espejo et al., 1996, López Gamundí et al., 1994), Pazos et al. (2013) dan cuenta de depósitos marinos tabulares con icnofósiles de indiscutible filiación marina. Adicionalmente, Rusconi (2014) documenta abundantes rasgos mareales en la sucesión.

En cuanto a sus relaciones de contacto, esta unidad se apoya en discordancia, producto de la fase Chánica, sobre la Formación Río Seco de los Castaños. Estas relaciones se pueden ver aguas abajo del Embalse el Nihuil, en la zona del Cañón del Atuel (ver Fig. 2.6). Cabe destacar que las unidades devónicas y silúricas suprayacentes presentan un fuerte plegamiento, mientras que las rocas carboníferas muestran un plegamiento suave (Manassero et al., 2009; Kleiman y Japas, 2009). Otra discordancia angular separa a la Formación El Imperial de las volcanitas de los grupos Cochicó y Choiyoi (ver Fig. 2.8), mientras que una disconformidad la separa de las rocas del Grupo Chapúa, y las sedimentitas de las Formaciones Aisol y Río Seco del Zapallo, así como de los sedimentos cuaternarios (Fig. 3.2).

En relación a la edad de esta unidad, dataciones de U-Pb en circones detríticos permitieron definir la edad del techo de la unidad como Pérmico Inferior (Rocha-Campos et al., 2011). El contenido fósil encontrado es variable y ayuda a interpretar el ambiente y acotar un rango de edad. La presencia de Gangamopteris es atribuida al Cisuraliano Temprano (Cesari et al., 2011), aunque no tienen una edad de base bien definida. La composición palinológica apoya una edad Carbonífero Tardío aunque la aparición de polen teniado es frecuente en el Pérmico Temprano (Cesari et al., 2013). En la sección superior se encuentran braquiópodos, que ubicarían el techo de la unidad en el Pérmico Inferior y que muestran similitudes con la cuenca de Paganzo (Sterren y Cisterna, 2010; Taboada y Pagani, 2010).

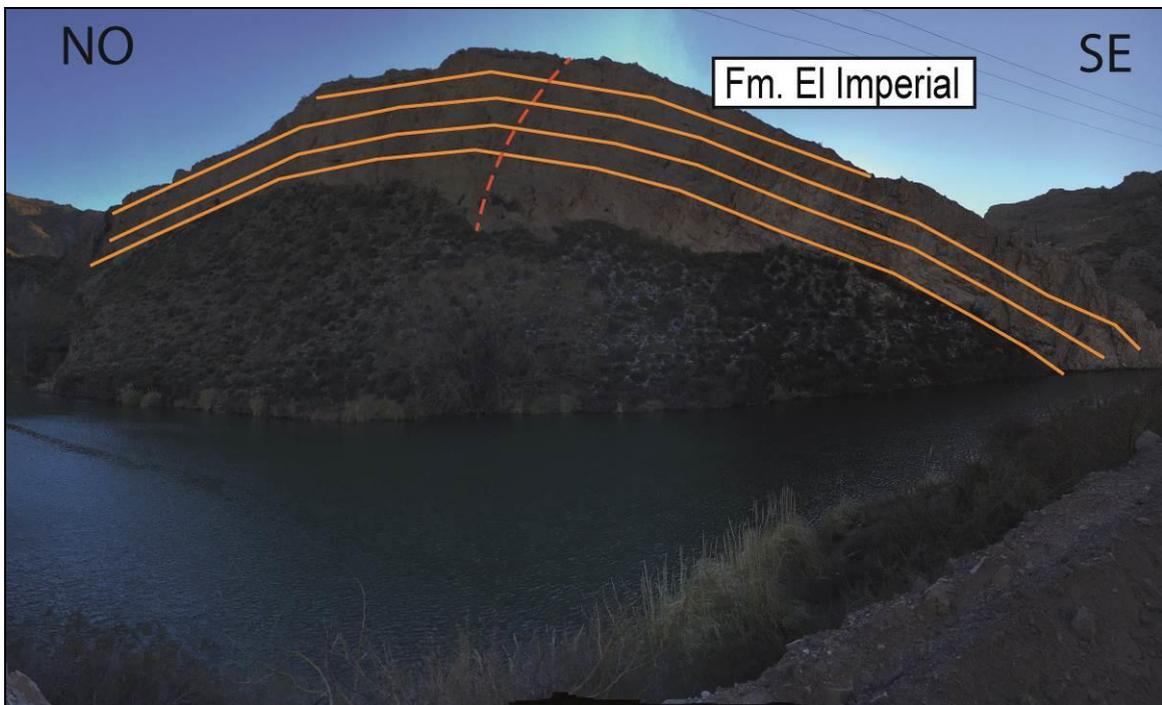


Figura 3.4. Fotografía en el cañón del Atuel mostrando la deformación de la Formación El Imperial levemente plegada, conformando un anticlinal con eje E-O. La estratificación plegada está señalada con líneas amarillas, mientras que el eje del pliegue, con una línea discontinua roja.

3.1.5 Grupo Cochicó.

Esta unidad fue reconocida por Dessanti (1956) como “Serie de Cochicó”, nombre que proviene del arroyo homónimo. Polanski (1964) cambió su nombre por el de Formación Cochicó. Dessanti y Caminos (1967) subieron la categoría a Grupo Cochicó. Rodríguez y

Valdivieso (1970), en un trabajo inédito, dividieron la unidad en dos entidades formales. Dentro del grupo se distinguen las Formaciones Los Reyunos y Arroyo Punta del Agua.

En el área de estudio los principales afloramientos del Grupo Cochicó se observan en el sector central, en cercanías del río Atuel, específicamente la Formación Los Reyunos, mientras que hacia el sector occidental se observan afloramientos menores que no pueden ser asignados a ninguna de las dos formaciones (Fig. 3.2).

En general, el Grupo Cochicó consiste en una pila volcano-sedimentaria de brechas andesíticas, cuerpos subvolcánicos, ignimbritas dacíticas a riolíticas, alternados con conglomerados continentales, y rocas sedimentarias fluviales y eólicas derivadas de ignimbritas retrabajadas (Rocha Campos et al., 2011). Análisis geoquímicos indican que las rocas del Grupo Cochicó muestran afinidad de arco y estarían relacionadas con la subducción de la placa paleopacífica debajo del continente (Frutos y Alfaro, 1985; Hervé, 1988).

Dataciones recientes de U/Pb de circones provenientes de las ignimbritas en la base de la secuencia dando una edad de $281 \pm 2,5$ Ma (Rocha Campos et al., 2006).

3.1.5.1 Formación Los Reyunos

En el área de estudio los principales afloramientos de la Formación Los Reyunos se observan en el sector central, a lo largo del Cañón del Río Atuel (Fig. 3.2). Está compuesta por conglomerados, areniscas, brechas andesíticas, rocas volcanoclásticas, ignimbritas dacíticas a riolíticas.

La Formación se sobrepone en discordancia angular a las entidades pre-pérmicas y está cubierta en discordancia erosiva por la Formación Arroyo Punta del Agua y, en discordancia angular, por la Formación Agua de los Burros. La intruyen andesitas y basaltos de la Formación Quebrada del Pimiento y riolitas del Grupo el Portillo (Fig. 3.2).

3.1.5.2 Formación Arroyo Punta del Agua

Litológicamente corresponde a brechas andesíticas, ignimbritas dacíticas, conglomerados y areniscas. Consiste en una sucesión volcanoclástica de escasa a nula estratificación.

Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre rocas de sustrato pre-pérmico y en discordancia erosiva sobre la Formación Los Reyunos.

Según Salvarredi (1999), la unidad representa un intervalo de actividad volcánica andesítica derivada de numerosos centros volcánicos.

3.1.6 Grupo Choiyoi

Fue reconocido por Groeber (1929), bajo la denominación de Serie Porfirítica Supratriásica. Stipanovic (1965) reemplazó al término por Grupo Choiyoi. Es una unidad característica de la Cordillera Frontal, y en el Bloque de San Rafael tiene amplia difusión. Considerando los datos radiométricos disponibles desde la década del 1970, principalmente de K-Ar, y algunos más recientes, con técnicas como Ar-Ar, Rb-Sr, y U-Pb, hay una aceptación general de que la provincia magmática Choiyoi fue activa durante el Pérmico Superior-Triásico Inferior con una duración de más de 30 Ma (e.g. Linares et al., 1979; Kay et al., 1989; Llambías et al., 1993; Linares, 2007; Sato et al., 2015). Los procesos involucrados en su desarrollo son: emplazamiento de plutones someros con cúpulas a menos de 2 Km de profundidad, emplazamiento de domos subvolcánicos y depositación de material piroclástico, todo esto es evidencia de una gran actividad volcánica (Llambías et al., 1993; Kleiman, 2005).

Litológicamente consiste en volcanitas predominantemente ácidas, ignimbritas e intrusivos ácidos y básicos a mesosilíceos. En las rocas eruptivas que componen el Grupo Choiyoi se observa una acidificación hacia los términos más jóvenes.

En el área de estudio, el Grupo Choiyoi se divide en Formación Agua de Los Burros, Formación Quebrada del Pimiento y Formación Cerro Carrizalito (González Díaz, 1972).

3.1.6.1 Formación Agua de los Burros

La entidad fue reconocida y así denominada por González Díaz (1964). Ocupa gran parte de la zona central del área de estudio, en las cercanías del Cañón del Atuel (Fig. 3.2).

Está integrada por conglomerados polimícticos, laharitas, ignimbritas dacíticas, brechas volcánicas, areniscas feldespáticas y cuerpos subvolcánicos de composición andesítica y riódacítica.

La Formación Agua de los Burros se apoya en discordancia angular sobre el Grupo Cochicó y sobre el basamento pre-pérmico. La intruyen los diques y filones capas de la

Formación Quebrada del Pimiento. También se ubica en contacto tectónico con el Formación El Imperial y con la Formación Río Seco de Los Castaños (Fig. 3.2).

Dataciones de U/Pb (SHRIMP) realizadas en circones de la Formación Agua de los Burros dan una edad de 265 ± 2.6 Ma (Rocha-Campos et al., 2006).

3.1.6.2 Formación Quebrada del Pimiento

Dessanti (1956) la incluyó dentro de “Serie Volcánica del Cerro Colorado y Basaltos Intrusivos” y Polanski (1964), dentro de la “Asociación Volcánica Tardiovarísica”. Fue González Díaz (1964) quién la nominó como entidad independiente.

La Formación Quebrada del Pimiento consiste en diques basálticos y, en menor escala, andesíticos. Son rocas negras o grises de textura afanítica (Kleiman y Japas, 2009).

Estratigráficamente intruye a la Formación Río Seco de los Castaños, también al Grupo Cochicó y a la Formación Agua de los Burros. Además, intruye en forma de diques a la Formación El Imperial, al Grupo Cochicó y a la Formación Agua de Los Burros (Fig. 3.2).

Estudios radiométricos con la técnica de K-Ar realizado en estas andesitas dan una edad de 271 ± 10 Ma (Linares et al., 1979) hasta 263 ± 10 (Núñez 1979).

3.1.6.3 Formación Cerro Carrizalito

La Formación Cerro Carrizalito incluye un conjunto de rocas de variable composición, que son producto de diferentes centros volcánicos (Kleiman, 1999). Uno de sus centros, El Potrerito, se ha descrito como caldera (Salvarredi, 1996; Kleiman et al., 2005). Las principales litologías que la componen son lavas riolíticas, diques e ignimbritas, intrusiones riolíticas y cuerpos riolíticos subvolcánicos (Kleiman y Japas, 2009). Los últimos estadios del Choiyoi son representados por lavas andesíticas y diques interdigitados indicando una tendencia bimodal (Kleiman et al., 2005).

La Formación Cerro Carrizalito aflora por toda el área de estudio. Los principales afloramientos se encuentran rodeando la Grupo Puesto Viejo y también en el cuadrante NO (Fig. 3.2).

Algunas entidades subvolcánicas de esta unidad intruyen a las rocas de las Formaciones Quebrada del Pimiento y Agua de los Burros y a las del Grupo Cochicó y más antiguas. Está sobrepuesta en discordancia angular y erosiva por las rocas de la Grupo Puesto Viejo y por otras terciarias (Formación Aisol y más jóvenes).

Dataciones realizadas con U-Pb SHRIMP en circones detríticos cerca del tope de secuencia dan edades de 252 Ma (Rocha-Campos et al.2006).

3.1.7 Grupo El Portillo.

El Grupo El Portillo equivale a la “Serie Volcánica Cerro Bola” de Dessanti (1956) y a los pórfiros de la “Asociación Volcánica Tardiovarísica” de Polanski (1964). Es un conjunto de rocas ígneas hipabisal a plutónico, de naturaleza silíceo (Llambías et al., 1993). Regionalmente se lo vincula genéticamente con el Grupo Choiyoi. En el área de estudio se encuentra principalmente en el sector oeste, como afloramientos aislados (Fig. 3.2).

Litológicamente es un conjunto de *stocks* de pórfiros granodioríticos o riódacíticos, y también diques de pórfiros riolíticos.

Las rocas que forman el Grupo El Portillo intruyen a la Formación El Imperial, al Grupo Cochicó y a la Formación Agua de los Burros. A su vez están intruidas por diques basálticos de la Formación Quebrada del Pimiento y cubiertas en discordancia por la Formación Aisol (Sepúlveda et al., 2007).

Las dataciones radiométricas sobre rocas de la entidad (Toubes y Spikermann 1976 y 1979; Manavella, 1976; Linares et al., 1979 b; Linares, 1981; Vilas y Valencio, 1982), indican edades entre 272 ± 5 y 192 ± 6 Ma (Pérmico Inferior a Jurásico Inferior). Esta amplitud de la variación de los valores puede estar señalando varias etapas de intrusión magmática o bien errores en las dataciones. De cualquier manera, los datos isotópicos dominantes se sitúan entre 262 y 243 Ma, correspondientes al Pérmico inferior alto a Triásico inferior (Sepúlveda et al., 2007).

3.1.8 Grupo Puesto Viejo.

El primero en mencionar estas rocas fue Trumpy (1940), mientras que Olazábal (1948) las consideró del Neógeno. Groeber (1952) la denominó “Serie Porfírica Supratriásica Choiyoilense” y Dessanti (1956) las separó en “Tobas y Volcanitas del Triásico” y “Areniscas y conglomerados del Rincón del Atuel”. El nombre de Formación Puesto Viejo se debe a los trabajos de González Díaz (1964; 1967; 1972) quien definió su edad al Triásico Inferior por los hallazgos de vertebrados y megaflores. Posteriormente, Stipanovic et al. (2007), reasignaron la unidad como Grupo Puesto Viejo reconociendo dos unidades: la unidad inferior se denominó

Formación Quebrada de los Fósiles mientras que la superior, Formación Río Seco de la Quebrada. Los datos radimétricos K-Ar disponibles de las rocas volcánicas y piroclásticas han proporcionado edades de 230 a 232 \pm 10 Ma para la Formación Quebrada de los Fósiles y de 232 a 236 \pm 10 MA para la Formación Río Seco de La Quebrada (Valencio et al., 1975).

El Grupo Puesto Viejo se ubica en la región oriental de la zona de estudio, aflorando en una franja de orientación N-S entre el Cerro Negro y el Lago Valle Grande (Fig. 3.2). Los afloramientos tienen una extensión de 4 km de ancho y 20 km de largo (Fig. 3.2)

La unidad inferior está compuesta por sedimentos de grano fino, color gris verdoso, intercalados con ignimbritas y basaltos. Mientras que la unidad superior está compuesta por depósitos clásticos de grano grueso de color rojo intercalados con coladas basálticas (Monti, 2015).

La discordancia basal del Grupo Puesto Viejo se observa en donde las sedimentitas triásicas adoptan una relación de traslape u onlap sobre un paleorelieve elaborado en las volcanitas y piroclastitas ácidas pérmicas, pertenecientes a la sección superior del Grupo Choiyoi (Spalletti, 1994). La discontinuidad entre estos dos grupos se debe a la fase diastrófica Huárpica. El Grupo Puesto Viejo, es cubierto mediante una discordancia angular por los depósitos miocenos que corresponden a la Formación Aisol y las volcanitas del Grupo Chapúa (Fig. 3.2).

El Grupo Puesto Viejo fue depositado en un ambiente continental, de abanicos aluviales en condiciones áridas (Kusiak, 1993), con al menos una estación húmeda a subhúmeda (González Díaz, 1972) en cuyas condiciones se desarrollaron sistemas fluviales meandriformes de alta y baja sinuosidad, con desarrollo de planicies de inundación (Spalletti, 1994; Spalletti et al., 1996). Hacia el tope de la secuencia se asocian a depósitos piroclásticos (Kokogian et al., 2001; Spalletti, 1994).

Las edades de 245 Ma obtenidas con el método K-Ar (Domeier et al., 2011) y 235,8 Ma U-Pb SHRIMP (Ottone et al., 2014a y b), esta última obtenida para el nivel ignimbrítico superior de la Formación Quebrada de los Fósiles, respaldan la edad obtenida por Valencio et al. (1975) y permiten reubicar al Grupo Puesto Viejo en el Triásico Medio. Sin embargo, a pesar de esto, el contenido paleontológico indicaría una edad más antigua que abarcaría del Triásico Inferior al Medio (Monti, 2015).

3.1.9 Formación Aisol

El primero en definir los estratos neógenos que afloran en el Arroyo Seco de la Frazada (Fig. 3.2), denominados “Estratos de Aisol”, fue Dessanti (1954,1956) esa denominación abarca todo el conjunto de sedimentitas allí aflorantes. González Díaz (1972) realizó estudios litológicos más precisos y formalizó los depósitos aflorantes en el área como Formación Aisol. Forasiepi et al. (2011) dividieron todas las sedimentitas en 3 secciones. Garrido et al. (2014), definen la Formación Aisol como los depósitos correspondientes a la sección inferior de Forasiepi et al. (2011).

En el área de estudio, la Formación Aisol aflora principalmente en el centro sur, en el sector denominado La Hoyada (Fig. 3.2), lugar donde alcanza su mayor espesor, que alcanza los 64 m. La forma del afloramiento es elongada en dirección NE. También hay afloramientos en la localidad de Arroyo Seco de la Frazada y, de menor tamaño, al sur del dique El Nihuil, en una cantera y también al norte del Cañón del Atuel (Fig. 3.2).

Litológicamente la Formación Aisol es un conjunto de sedimentitas epiclásticas (Fig. 3.6) y piroclastitas asociadas, cuya depositación habría comenzado en el Mioceno Inferior Tardío (González Díaz, 1972; Forasiepi et al., 2011; Garrido et al., 2014).

La base de la unidad corresponde a una discordancia angular que la separa de los estratos paleozoicos, el Grupo Puesto Viejo, y Grupo El Portillo. Mientras que el techo es una discordancia erosiva que la separa de la Formación La Huertita (Fig. 3.6). Estas relaciones de contacto se observan en sectores cercanos a la falla Valle Grande (Fig. 3.2), mientras que lejos de estos sectores se pasa a relaciones de relativa concordancia.

La unidad corresponde a depósitos de facies distales de un mega abanico aluvial (Feal, 2018). La porción más basal de la unidad se habría depositado en redes de canales entrelazados gravosos a arena gravosos, dominados por barras longitudinales y transversales, respectivamente, aunque rápidamente habría evolucionado al ambiente de mega abanico (Feal, 2018). Posteriormente, el sistema habría evolucionado a un río entrelazado gobernado por barras arenosas transversales (Feal, 2018).

La depositación de la Formación Aisol habría comenzado en el Mioceno inferior tardío, de acuerdo a una datación U-Pb reciente, basada en circones de un nivel de cinerita ubicado en la base de la Formación Aisol, y que arrojó una edad de $19,480 \pm 0,025$ Ma (Forasiepi et al., 2014).



Figura 3.5. Fotografías que muestran A) vista de los afloramientos de los sedimentos continentales rojizos pertenecientes a la Formación Aisol en el sector de La Hoyada. B) detalle de los clastos poco consolidados gravosos con evidencia fósil, en matriz arenosa, de la Formación Aisol.

3.1.10 Formación La Huertita.

Los primeros estudios de esta unidad fueron realizados por Dessanti (1954,1956) que la incluyó en las sedimentitas neógenas, por entonces denominadas “Estratos de Aisol”. González Díaz (1972), la incluye en la Formación Aisol y propone el nombre de Formación La Huertita, para definir litoestratigráficamente a los depósitos correspondiente a la “sección media” descripta por Forasiepi et al. (2011).

En el área de estudio, la Formación La Huertita, aflora principalmente en el centro, al NE del Cerro Aisol (Fig. 3.2). Su localidad tipo se establece en su paraje epónimo, alcanzando la unidad un espesor máximo de 36,5 m. Litológicamente representan una sucesión de depósitos epiclásticos fluviales (Fig. 3.7). Las facies dominantes son areniscas limosas macizas, factor que imprime a los depósitos un aspecto loessoide (Garrido et al., 2014).

La Formación La Huertita se dispone en discordancia sobre la Formación Aisol (Fig. 3.7 A), siendo cubierta mediante contacto erosivo por depósitos cuaternarios (Forasiepi et al., 2011).

Si bien en líneas generales la Formación La Huertita es muy parecida a la Formación Aisol, se diferencian en que en la primera hay un amplio predominio de depósitos finos. La escasa potencia y representatividad de los depósitos de canales (Fig. 3.7B) sugieren un escaso desarrollo de un ambiente fluvial. El 85 % de los depósitos están interpretados como pertenecientes a planicies de inundación (Garrido et al., 2014).

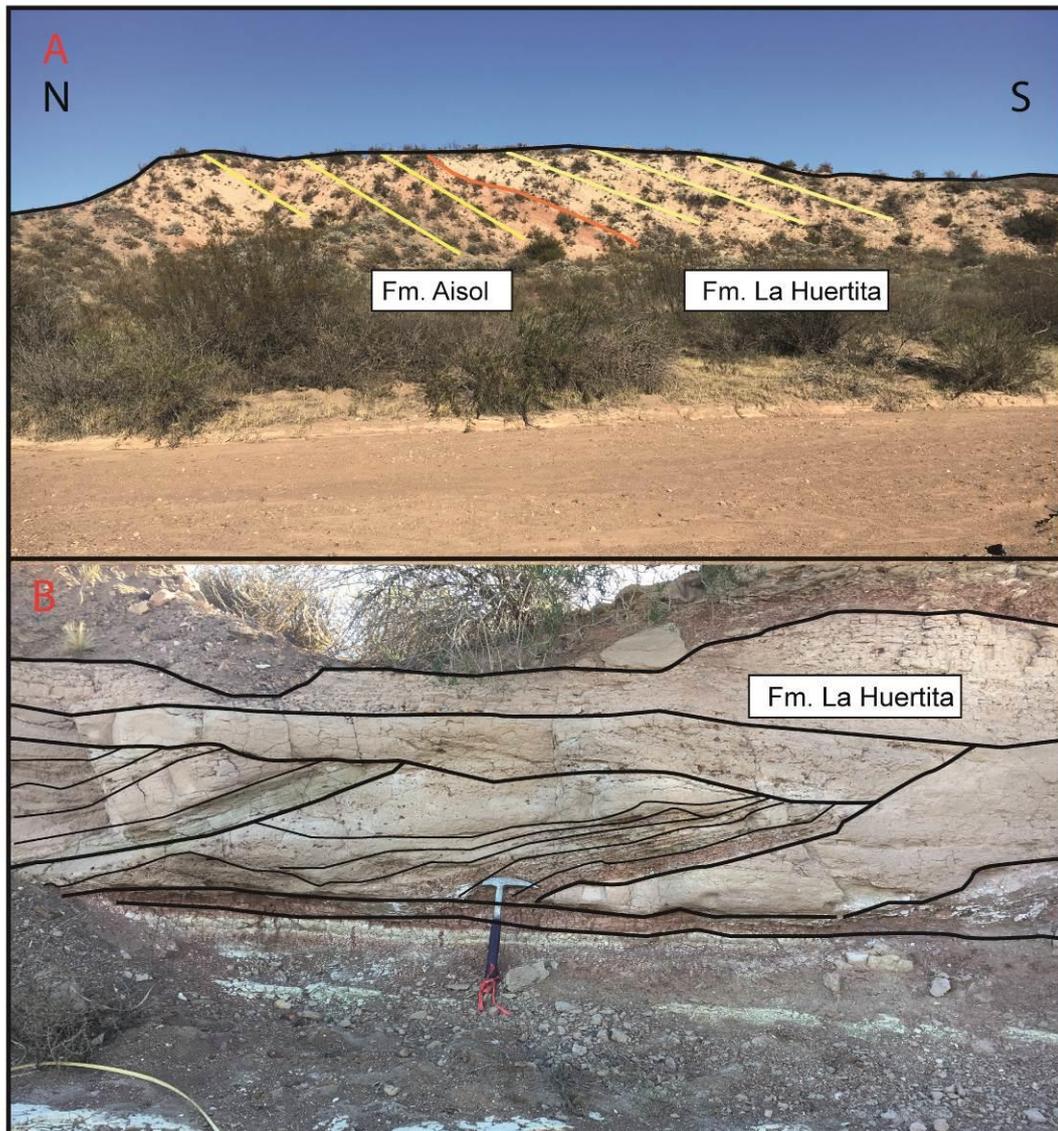


Figura 3.6. Fotografías que muestran A) el contacto entre las formaciones Aisol y la Huertita. B) paleocanal correspondiente a la Formación La Huertita en donde se observa una predominancia de tamaños de grano fino.

3.1.11 Formación Río Seco del Zapallo.

Dessanti (1956), denominó Estratos del Diamante a los afloramientos de la Loma de los Huaicos y Conglomerados del Carrizalito a las exposiciones situadas al O del puesto del Carrizalito, al S de la cuesta de Los Terneros. Polanski (1964) llamó Araucaniano a todos los

depósitos pliocenos que se encuentran al N y NO de la Hoja. González Díaz (1972 a) le dio el nombre de Formación Río Seco del Zapallo.

En la zona de estudio aflora en el sector suroccidental en la zona del Cerro Nihuil y aguas abajo del dique que lleva el mismo nombre (Fig. 3.2).

Polanski (1964) la reconoció como preferentemente arenosa en bancos de areniscas pardas grises, grises verdosas y raras veces rojizas, friables, areniscas feldespáticas con lentes de bancos de gravilla o conglomerado fino polimítico, con participación de rodados de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de la Cordillera. Entre las areniscas se intercalan de vez en cuando lentes o bancos de arcilla muy cinerítica y yesífera o limos de colores rojizos (Sepúlveda et al., 2007).

En algunos sectores, la unidad se apoya discordantemente sobre rocas de la Formación La Horqueta o sobre las volcanitas del Grupo Choiyoi. Está cubierta, en discordancia suavemente angular o erosiva, por volcanitas del Grupo Chapúa y por los depósitos pefíticos de la Formación La Invernada (Sepúlveda et al., 2007). Algunos km al norte del Cerro Negro, sobre la traza de la falla del mismo nombre, al norte de la zona de estudio, se puede observar a la Formación Río Seco del Zapallo inclinada, cubierta en discordancia angular por el cuaternario poco consolidado (Fig. 3.7).

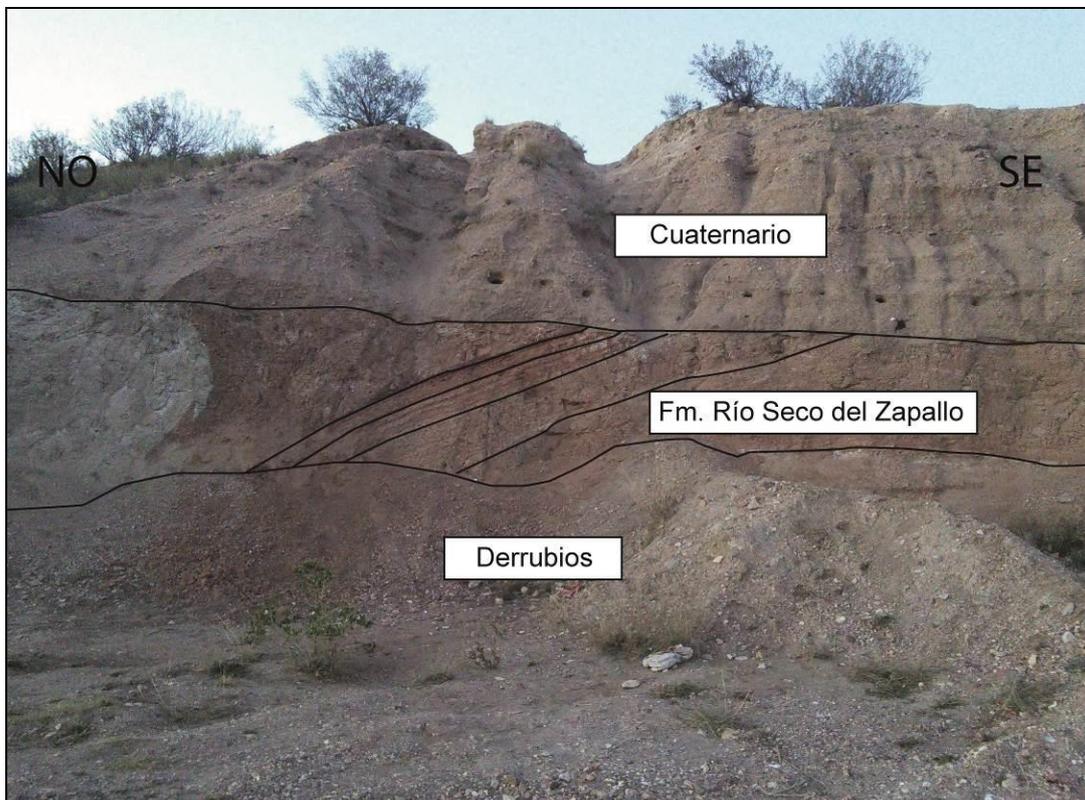


Figura 3.7. Fotografía tomada al norte del Cerro Negro, que muestra las rocas basculadas de la Formación Río Seco del Zapallo cubierta en discordancia angular por depósitos cuaternarios, no deformados

Por la posición estratigráfica se la asigna al Plioceno y se correlaciona con la Formación Tunuyán, de la que simplemente sería continuación lateral y que ha sido datada por su contenido en restos de mamíferos (Sepúlveda et al 2007).

3.1.12 Grupo Chapúa.

Este Grupo es propuesto por Bermúdez et al. (1993), para las rocas volcánicas generadas durante la Época Eruptiva Chapualitense. En la zona de estudio aflora en el Cerro Negro y también en el sector del Cerro Aisol, mientras que al sudoeste del Grupo Puesto Viejo, hay pequeños afloramientos de esta formación (Fig. 3.2).

La unidad está compuesta por basaltos (coladas y lapilitas) y rocas intrusivas (brechas de contacto y diques), de composición preponderantemente alcalina. Los tonos de las rocas son pardo violáceo, pardo oscuro y pardo rojizo.

Las rocas de este grupo se apoyan y cubren las unidades anteriormente descriptas mientras que son cubiertas por los depósitos sedimentarios cuaternarios en particular las dunas eólicas (Sepúlveda et al. 2007).

Las dataciones realizadas por Linares y González (1990), Muñoz et al. (1987) y Bermúdez (1988), permiten inferir dos episodios de actividad. El primero va de 5,1 y 2,6 Ma mientras que el segundo entre 2 y 1,5 Ma. Esta información lleva a ubicar al Grupo Chapúa entre el Plioceno inferior y el Pleistoceno Inferior (Sepúlveda et al 2007). Sin embargo, Dataciones radimétricas realizadas con el método K-Ar determinaron edades de 1.8Ma a 0.7 Ma. (Folguera et al., 2009)

3.1.13 Formación La Invernada

Esta unidad fue formalmente establecida por Polanski (1963), si bien con anterioridad había sido mencionada por otros autores (Tapia, 1935; Groeber, 1939 b), aunque con otros nombres.

En el área de estudio aparecen remanentes de esta unidad en el sector sudeste, cercanos a la traza de la Falla Malvinas (Fig. 3.2), limitados por la erosión causada por la red de drenaje. Forma elevaciones con cumbre planas de ancho variable y alturas del orden de la decena de metros.

Son bancos de conglomerados con matriz arenosa y algunas lentes de areniscas con clastos de las rocas aflorantes de la zona (Formación Cerro Carrizalito, de la Formación Agua de los Burros o de ignimbritas triásicas). Es interpretada como producto de la coalescencia lateral de conos aluviales que forman un nivel de terrazas (Sepúlveda et al 2007).

No se han obtenido fósiles ni dataciones absolutas que permitan precisar la edad de estos depósitos que se apoyan en discordancia angular sobre la Fm Rio Seco del Zapallo (Sepúlveda et al., 2007).

3.1.14 Depósitos Cuaternarios

Fueron agrupados bajo este nombre, en el marco de este trabajo, distintas unidades que se depositaron en el Bloque de San Rafael en tiempos cuaternarios, que no son diferenciados en el mapa de este TFL. En el área de estudio, incluye a la Formación Villa Atuel, Médanos y Mantos de Arena y por último a sedimentos fluviales encauzados. Estas unidades de fueron estudiadas principalmente por González Díaz (1972a)

Se ubican en gran parte de la zona de estudio, principalmente alrededor de la zona del Cañón del Río Atuel y al este de Puesto Viejo (Fig. 3.2).

La Formación Villa Atuel, comprende mayormente depósitos eólicos limosos, que en algunos sectores están intercalados con depósitos fluviales (González Díaz 1972 a). La segunda unidad no está formalmente definida como una unidad estratigráfica y comprende a acumulaciones de arena, a los que González Díaz (1972a) se refirió como Médanos y Guadales. Estos depósitos poco consolidados cubren gran parte del área de estudio. Finalmente los depósitos Fluviales encauzados, forman parte de la red de drenaje actual, principalmente del Río Atuel. González Díaz (1972a) menciona además algunas terrazas en mal estado de preservación

3.2 Geología Estructural.

3.2.1 General

En el Bloque de San Rafael se observa un predominio claro del fallamiento por sobre el plegamiento (Lucero, 2002). Las estructuras más características en la zona de estudio son fallas y lineamientos de rumbo NNO a NO (Fig. 3.8), interpretado como dirección heredada de la deformación transpresiva sanrafaélica y la transtensión triásica (Kleiman y Japas, 2009). Estas estructuras son reactivadas durante el Neógeno como consecuencia de regímenes de esfuerzos contraccionales, que generan además nuevas estructuras de orientación tendiente a N-S (Guzmán et al., 2007).

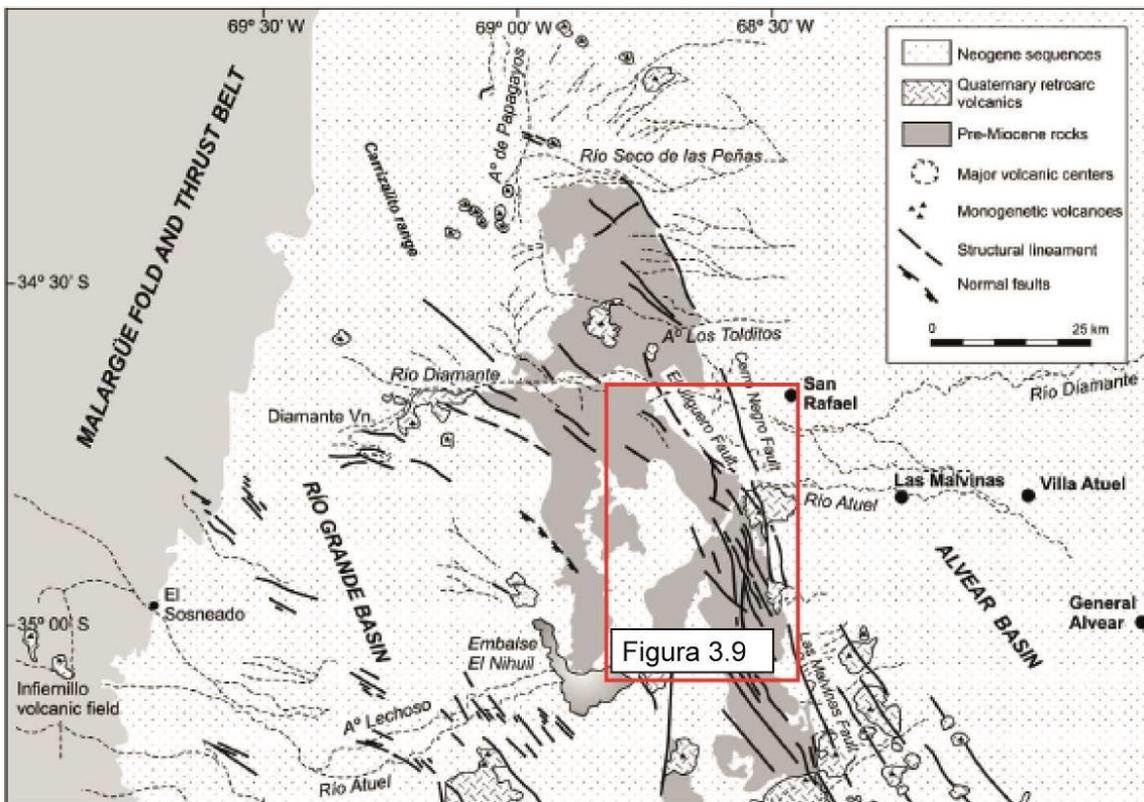


Figura 3.8. Mapa estructural del Bloque de San Rafael y alrededores. Se observa una tendencia general de estructuras con rumbo NNO a NO (Modificado de Folguera et al. 2009). La zona de interés para esta tesis está señalada con un recuadro rojo.

En este trabajo se describen los sistemas de fallas con actividad post-Miocena más relevantes del bloque que afloran en el área de estudio (Fig. 3.9). Con el objetivo de agrupar estas estructuras según alguna de sus características, se utilizó como criterio la escala. Los

sistemas de fallas cuya traza se puede observar en mapas regionales o imágenes satelitales conforman el grupo de las estructuras de gran escala. Dentro de este grupo se identifican dos sistemas de fallas que se ubican en el sector más occidental de la zona de estudio, y otros dos que limitan la zona de estudio y el Bloque de San Rafael en su sector más oriental. Los que forman parte de las estructuras del sector occidental son el Sistema de fallas de Aisol-Tordillo y el sistema de Valle Grande y los que forman parte del frente del bloque son el sistema de fallas Las Malvinas-Cerro Negro (Fig. 3.9). Las fallas visibles a escala de afloramiento, conforman el grupo de las estructuras de meso-escala y fueron identificadas en la localidad de El Nihuil, La Hoyada y Arroyo Seco de la Frazada (Fig. 3.9).

En las descripciones se ha intentado integrar datos obtenidos de autores previos con evidencias que se tomaron en el campo, tales como mediciones de rumbo e inclinación junto a la interpretación del período de actividad, la vergencia del movimiento y si sufrieron reactivaciones luego de su formación.

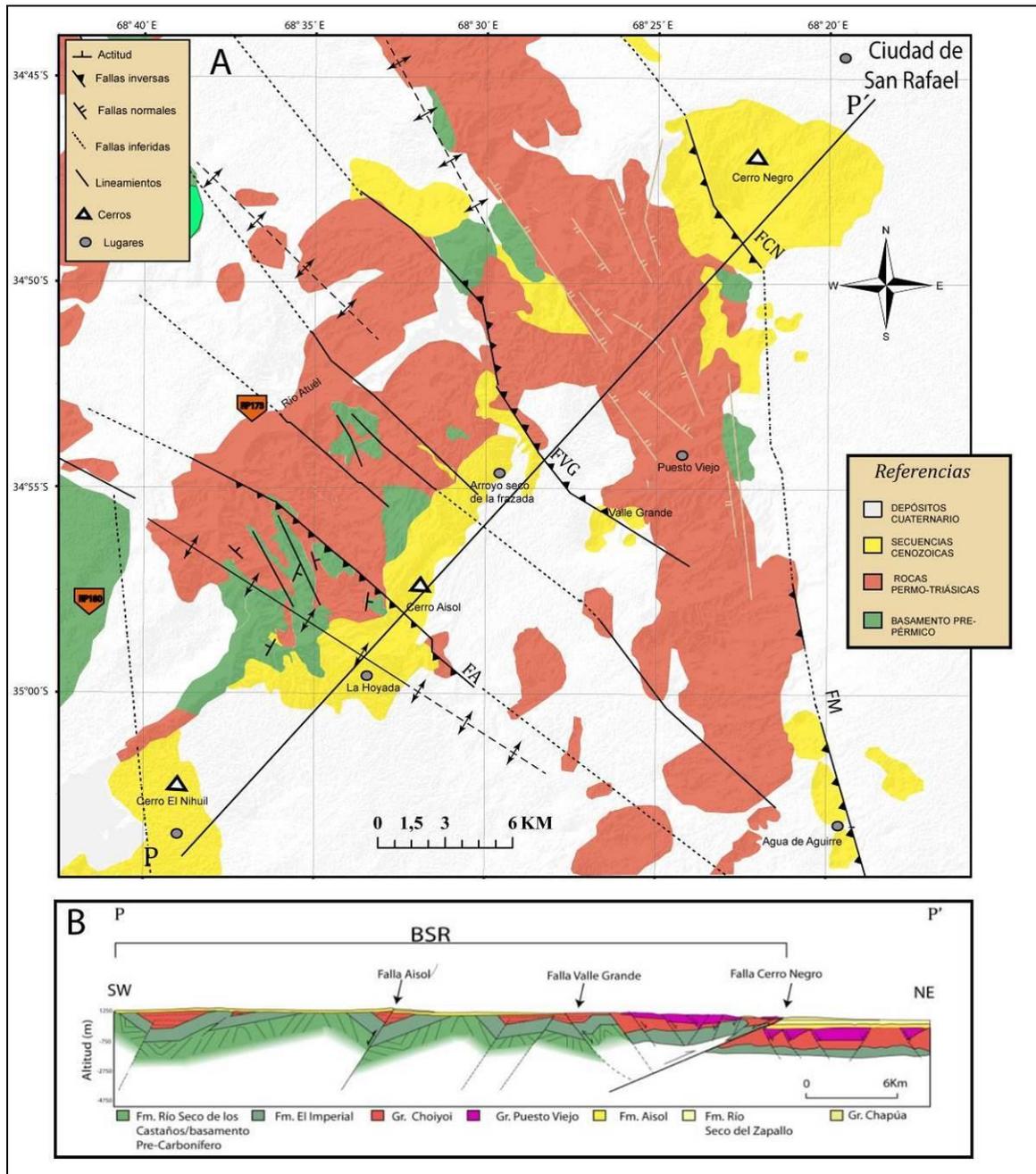


Figura 3.9. A) Mapa geológico estructural del área de estudio Basado en Gonzáles Díaz (1964), en Lucero (2002), Folguera et al. (2009), Monti (2015). Nótese el rumbo NNO a NO de las principales estructuras. FA: Falla Aisol, FVG: Falla Valle Grande, FCN: Falla Cerro Negro, FM: Falla Malvinas. B) Perfil Estructural PP' de la zona de estudio. El bloque bajo de la Falla Cerro Negro fue tomado de Pucci, (1976). La inclinación elevada de las fallas Aisol y Valle Grande resulta de la interpretación fallas y lineamientos de rumbo NNO a NO cuya dirección sería el resultado de la deformación Sanrafaélica y su posterior colapso (Kleiman y Japas, 2009).

3.2.2 Estructuras de gran escala

Falla Aisol-Tordillo

El sistema de fallas Aisol-Tordillo corresponde a un sistema de vergencia oriental y una dirección general N40°O que se desarrolla al oeste del Cerro Aisol (Fig. 3.9). Al sur de esta localidad, esta falla pone en contacto rocas volcánicas de color rojo correspondientes al Grupo Choiyoi sobre las rocas Miocenas de la Formación Aisol (Fig. 3.9 y 3.10). Por otro lado, la falla Aisol-Tordillo pliega coladas basálticas pertenecientes al Grupo Chapúa en las cercanías del Cerro Aisol, originando escarpas de 40 a 60 m con su cara libre al NO (Lucero, 2002). Al sur del área de estudio, esta estructura ha sido descrita como falla de rumbo con un movimiento sinistral de 200 m (Lucero, 2002), aunque Costa et al. (2006), basado en imágenes satelitales, cuestiona estas observaciones.

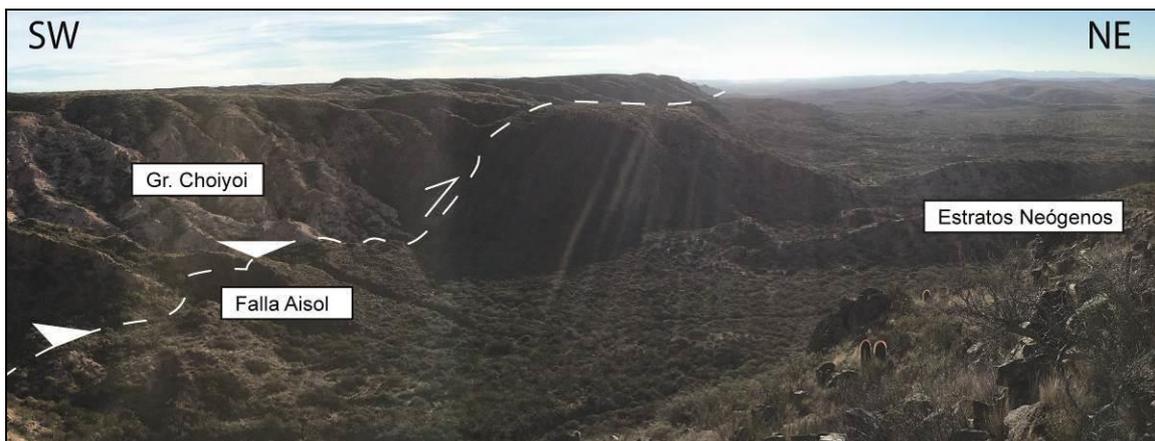


Figura 3.10. Fotografía tomada en las cercanías del Cerro Aisol, en la cual se observa las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi, montándose sobre estratos Neógenos. El movimiento del bloque cabalgante sería producto de la actividad de la Falla Aisol

Falla Valle Grande

Hacia el oeste se encuentra el sistema de fallas de Valle Grande que se extiende desde el embalse de Valle Grande hacia el sur (3. 9). Éste corresponde a un sistema con una orientación NO-SE, casi paralelo a la falla Aisol-Tordillo (Fig.3.9). Al sur del embalse de Valle Grande, se puede observar como las rocas volcánicas Triásicas del Grupo Choiyoi cabalgan a depósitos de la Formación Aisol debido a la acción de la falla Valle Grande (Fig. 3.2 y 3.9).

Adicionalmente, la presencia de lavas volcánicas brechadas y deformadas sobre la falla (Costa et al., 2006) y algunos procesos de remoción en masa (Kusiak, 1993) son evidencias de actividad neotectónica.

Algunos kilómetros al sur del embalse de Valle Grande, se observa la falla con un rumbo entre NO Y N-S mostrando el cabalgamiento de las riolitas fracturadas pertenecientes al Grupo Choiyoi sobre areniscas pertenecientes a la Formación Aisol (Fig. 3.11). Las riolitas se encuentran muy fracturadas y hay presencia de harina de falla producto de la actividad de la falla Valle Grande.

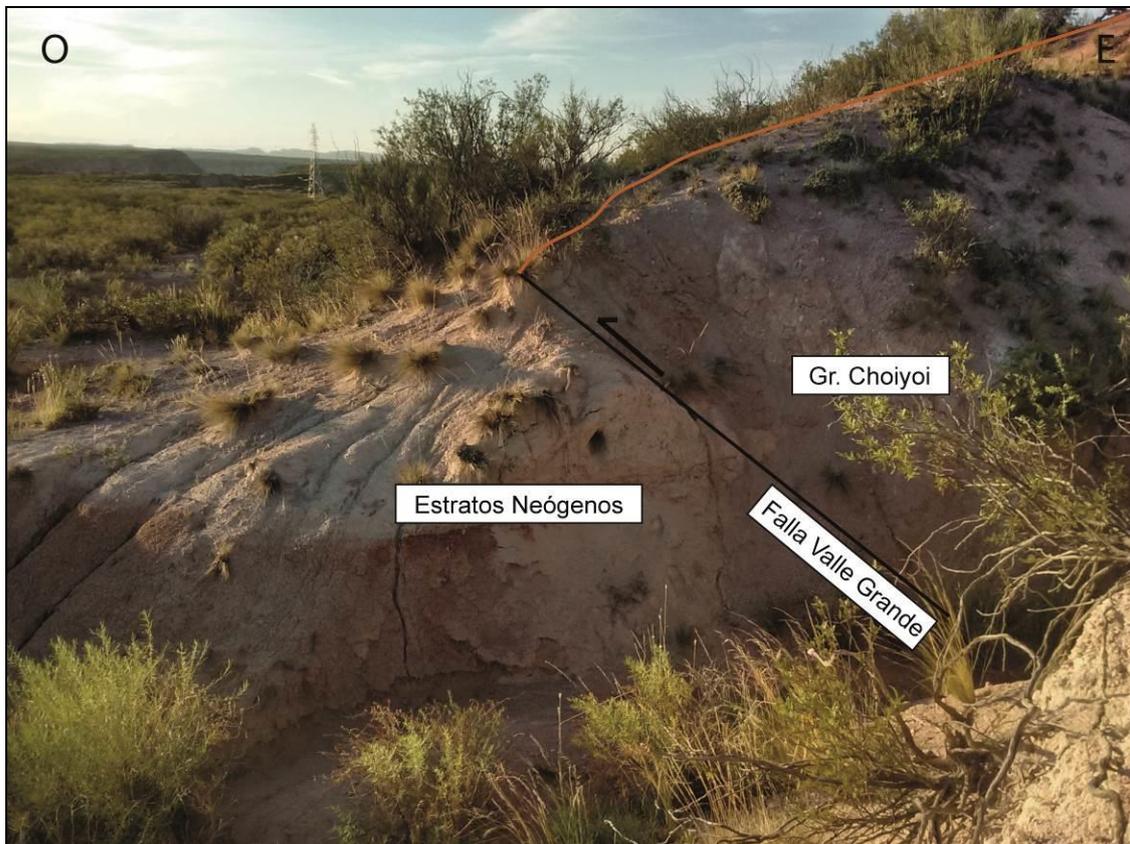


Figura 3.11. Fotografía de afloramientos al sur del embalse de Valle Grande. Se puede observar rocas volcánicas rojas del Grupo Choiyoi montándose sobre depósitos de la Formación Aisol. En el plano de falla se determinó la presencia de harina de falla resultado de la fricción por desplazamiento de esta.

Falla Cerro Negro

González Díaz (1972), fue el primero en identificar la Falla Cerro Negro, basado en la presencia de volcanes alineados y escarpas de fallas. Tiene una orientación NNO-SSE cerca de la ciudad de San Rafael, aunque más al norte se torna NO-SE, extendiéndose más allá de los límites del área de estudio (Fig. 3.9). Corresponde a una falla inversa de vergencia este (Fig. 3.9 y Fig. 3.12) (Costa et al., 2006; Folguera et al., 2009). Fueron identificadas diversas evidencias de deformación en la sección sur de esta estructura, en cercanías del Cerro Negro (Fig. 3.9). En esta localidad, la Formación El Imperial y el Grupo Choiyoi, están cubiertas por lavas correspondientes al Grupo Chapúa (0.801 ± 0.049 Ma, Folguera et al., 2009). Estas lavas, forman un anticlinal que se ubica sobre la traza de la falla, y es interpretado por algunos autores como evidencia de fallamiento inverso, que ocurrió luego del Plioceno Medio (Folguera et al., 2009). Al norte del Cerro Negro, se desarrolla una escarpa de 100 a 125 m hacia el este (Branellec et al., 2016) que es compatible con la falla documentada por Folguera et al. (2009). Por último, al norte del área de estudio, Branellec et al. (2016) analizaron antiguos cursos fluviales que presentan evidencias de que drenaban hacia el E para luego cambiar su rumbo al sur producto de la presencia de una barrera topográfica asociado con el desarrollo del anticlinal y la actividad de esta estructura.

Al oeste de la ciudad de San Rafael siguiendo la traza de la falla Cerro Negro, se observan estratos pliocenos inclinados de la Formación Río Seco del Zapallo, como resultado de la actividad reciente de la Falla Cerro Negro (ver Fig. 3.7). Más al norte también se han observados estratos mio-pliocenos inclinados, que se encuentran en contacto con rocas volcánicas del Grupo Choiyoi. La deformación de las rocas cenozoicas y la exhumación de rocas pérmicas también son interpretadas como el producto de la actividad de esta falla.

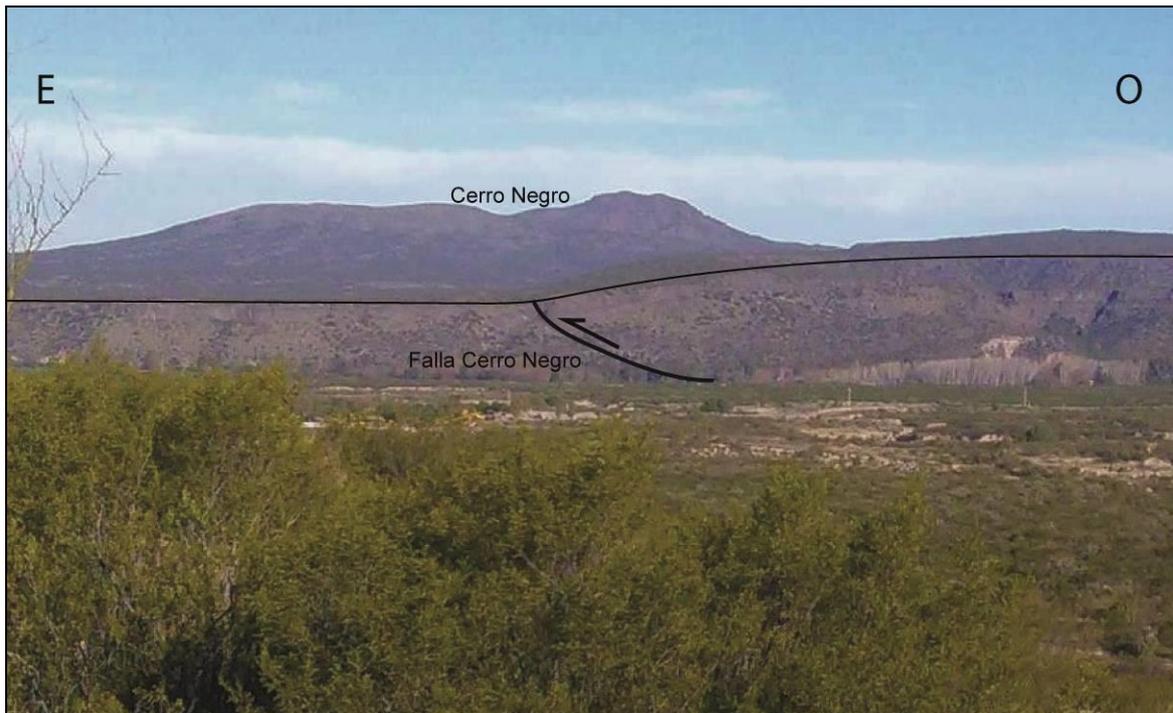


Figura 3.12. Fotografía tomada al norte del área de estudio y mirando hacia el sur en donde se observa la Falla Cerro Negro, en el límite oriental de Bloque de San Rafael; se puede observar claramente su vergencia hacia el E.

Falla Las Malvinas

La falla Las Malvinas se desarrolla en el frente oriental del bloque San Rafael. Se extiende desde el Cerro Guadalito hacia el sur y presenta una orientación N-S a NNO-SSE a lo largo de su traza (Fig. 3.9). Corresponde a una falla inversa de vergencia oriental que tiene asociadas a su deformación escarpas de 100 a 150 m (Branellec et al., 2016). La falla Las Malvinas pone en contacto rocas paleozoicas del Bloque de San Rafael con los depósitos neógenos acumuladas al este (Fig.3.9). Varias evidencias de deformación reciente han sido reportadas a lo largo de su traza, tales como el plegamiento de lavas cuaternarias sobre la escarpa principal (Costa et al., 2006), en las cuales se puede observar cizalla intraestratal con desarrollo de estrías de fallas (Branellec et al., 2016). Así también, actividad sísmica en la región ha sido asociada a actividad a lo largo de esta estructura (Lupari et al., 2015). Sobre la traza de esta falla, en la localidad de Agua de Aguirre se tomaron datos cinemáticos que serán presentados en el próximo capítulo.

3.2.3 Estructuras de meso-escala.

Estas estructuras tienen su origen en la deformación Neógena que afecta el Bloque de San Rafael debido a que solo afectan a las unidades mio-pliocenas. Es notable que todas las fallas de meso-escala, que se midieron en las distintas localidades de la zona de estudio, afecten mayormente a la Formación Aisol, con lo cual se puede acotar una edad máxima de deformación Miocena. Parecerían ser fallas post-depositacionales.

En cercanías del embalse El Nihuil (Fig. 3.9), al suroeste del área de estudio, la presencia de una cantera permite observar un afloramiento aislado de la Formación Aisol (Ver Fig. 3.2), el cual está cortado por una falla con rumbo aproximadamente N-S, que inclina 30° E, con un rechazo de 3 metros (Fig. 3.14).



Figura 3.13. Fotografía tomada en cercanías del Cerro Nihuil, en la que se observa una falla inversa dentro de la Formación Aisol de rumbo N-S y vergencia al oeste. Con línea negra se marca la posición de la falla, mientras que las capas de la Formación Aisol se marcan con líneas

amarillas.

En el sector de La Hoyada, ubicado también en la parte suroeste de la zona de estudio (Fig. 3.9), aflora la mayor extensión de la Formación Aisol (ver Fig. 3.2) y se pueden observar una serie de estructuras de mesoescala fallando y deformando a las rocas neógenas. En este sector se observan fallas con resaltos y rechazos centimétricos a métricos (Fig. 3.14). Estas fallas son inversas sin una vergencia preferencial y con ángulos de inclinación aproximados de 30° mayormente hacia el NO y SE (Fig. 3.14). El rumbo de estas fallas es mayoritariamente NE-SO, aunque también se desarrollan estructuras N-S y E-O (Fig. 3.14).

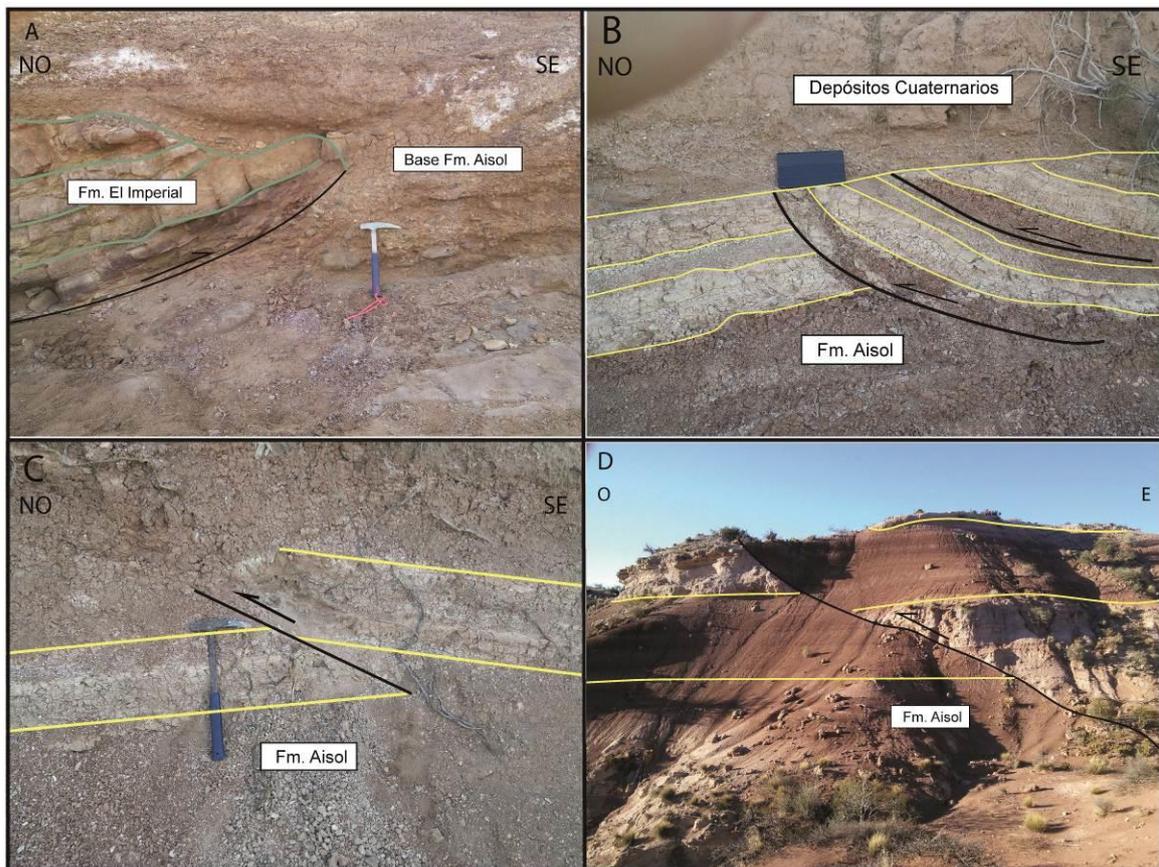


Figura 3.14. Fotografías que muestra el desplazamiento vertical centimétrico a métrico de capas de la Formación Aisol en la localidad La Hoyada. Las líneas negras indican la presencia de las fallas, mientras que las líneas amarillas marcan las capas dentro de la Formación. La flecha indica el movimiento relativo de los bloques. A) Formación El Imperial montándose sobre la base de la Formación Aisol. B y C) Fallas de tamaño centimétrico a métrico, que afectan a capas de la

Formación Aisol. D) Falla de aproximadamente 10m de rechazo que afecta a la Formación Aisol, gran parte del bloque cabalgante fue erodado por lo que sólo es visible la base.

Por último, en el sector de Arroyo Seco de la Frazada hacia el O de las dos localidades nombradas anteriormente (Fig. 3.9), aflora la Formación Aisol (ver Fig. 3.2) y donde también fue posible reconocer fallas de meso-escala fallando y deformando rocas neógenas. Estas fallas son inversas midiéndose 2 fallas con un rumbo aproximado N-S y una con un rumbo aproximado E-O, inclinando 40° O las dos primeras y 30° NNE la segunda. El rechazo de éstas estructuras es de aproximadamente 1 m.

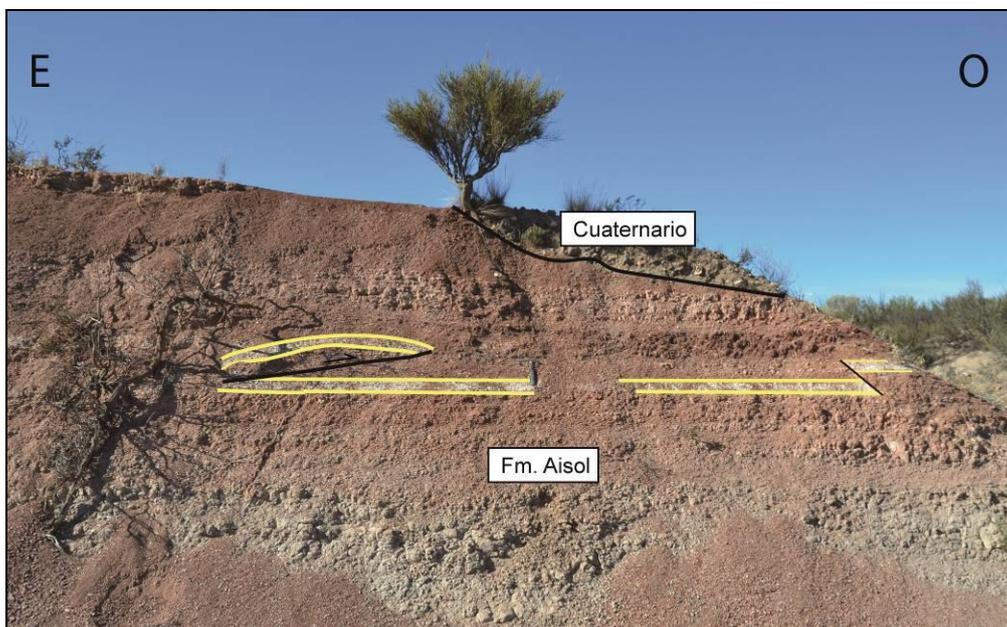


Figura 3.15. Fotografía tomada en la localidad de Arroyo Seco de la Frazada. Se puede ver una capa, que pertenece a la Formación Aisol, desplazada por dos fallas inversas de aproximadamente 30° NE y 40° O, con un rechazo cercano al m. Las fallas están señaladas con líneas negras, mientras que una capa perteneciente a la Formación Aisol está marcada con una línea amarilla.

Diagramas de Rosetas

Para poder observar de manera gráfica si hay alguna tendencia que predomina en el rumbo de las estructuras medidas, se ploteó mediante el software *Stereonet* (Allmendinger et al., 2011) un diagrama de roseta para cada localidad. El diagrama de roseta está formado por cinco círculos equidistantes, cuyos diámetros se van ampliando a medida que se alejan del centro del

diagrama. Desde el centro hasta el perímetro del último círculo se suceden valores de 0 % a 50%, teniendo a lo largo del perímetro de cada círculo el mismo valor porcentual. Además estos círculos están cortados de manera de radial y cada 10° por líneas rectas que van desde el centro hasta el perímetro del último círculo. Así se puede estimar los rumbos predominantes de las fallas en cada sector y del área de estudio en su totalidad, con su porcentaje respecto al total de las estructuras.

Analizando los rumbos que se obtuvieron en las mediciones de las fallas de tamaño afloramiento, con registros de actividad Neógena, se pueden observar un predominio de la orientación NE-SO a NNE-SSO (Fig. 3.16 A) de las estructuras en las localidades Cerro El Nihuil, La Hoyada y Agua de Aguirre (Fig. 3.16 A). En cambio en Arroyo Seco de la Frazada y Valle Grande (Fig.3.16 A), predominan las orientaciones NO-SE de las estructuras. Es importante tener en cuenta que estos dos últimos presentan muy baja densidad de datos.

Agrupando todos los datos medidos de rumbo de las fallas para los distintos sectores, se puede observar que en el área de estudio hay un dominio de las estructuras que tienen una orientación NE-SO a NNE-SSO (Fig.3.16 B), seguidas por aquellas que presentan un rumbo N-S a NNO-SSE (Fig. 3.16 B) y en mucha menor medida aquellas con un rumbo aproximadamente E-O (Fig.3.16 B).

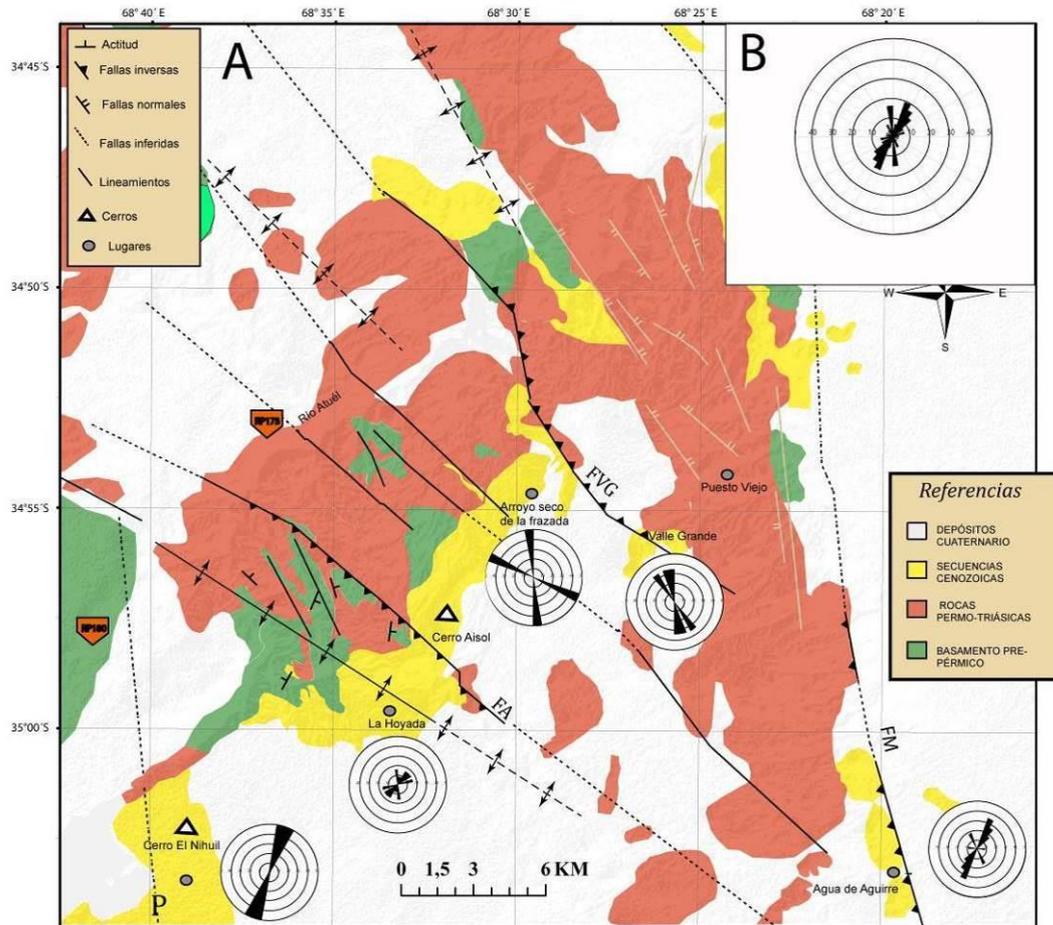


Figura 3.16. A) Mapa geológico estructural con los rumbos de las fallas medidas en las diferentes localidades, representadas mediante Diagramas de Rosetas. B) Diagrama de Roseta que agrupa los datos de las cinco localidades medidas.

4. Análisis Cinemático.

4.1 Base Teórica

Los métodos de análisis cinemáticos se utilizan para obtener información de la deformación de una región determinada y dan como resultado la orientación de ejes principales de contracción y extensión, para cada estación o sector analizado. Según la hipótesis de Marret y Almendinger (1990), se puede determinar la orientación y magnitud relativas de estos ejes de deformación a partir de las concentraciones máximas de los ejes de extensión (T) y acortamiento (P) de un número finito de datos cinemáticos. Para realizar un análisis cinemático es necesario obtener datos de rumbo e inclinación del plano de falla, la dirección y el sentido del movimiento entre los bloques que separa la estructura, a través de la observación de indicadores cinemáticos o vectores de desplazamiento. Estos últimos son variados: pueden ser fibras de crecimiento mineral, formación de fracturas, fallas de Riedel, o estrías sumada a una capa guía desplazada, entre otros (Petit, 1987). Es importante tener en cuenta que la deformación, en general, es heterogénea en todas las escalas de estudio y sólo se aproxima como homogénea por sectores o dominios. Un sistema se considera homogéneo cuando las fallas tienen el mismo origen y se generaron bajo el mismo campo de deformación. Además, en los estudios cinemáticos no se tiene en cuenta la escala de las estructuras. Luego de obtener los ejes de extensión y acortamiento para varios sectores, con datos tomados para fallas de diferentes tamaños, como podrían ser escala mapeable y escala afloramiento (con desplazamientos m a cm), y compararlos cualitativamente entre ellos, se puede tener una idea aproximada de la deformación que afectó en general a la zona de estudio, junto con posibles variaciones locales del campo de deformación.

Las fallas son un elemento estructural predominante dentro del marco de la deformación cenozoica del Bloque de San Rafael. De acuerdo a lo anterior, su análisis desde el punto de vista cinemático, permitiría determinar las características principales de esta etapa de deformación que afectó la zona de estudio. Con este objetivo, se tomaron datos de rumbo e inclinación de planos de falla junto con mediciones de indicadores cinemáticos en diferentes localidades dentro del área de estudio, los cuales son presentados a continuación.

4.2 Descripción Metodológica.

Para llevar a cabo el análisis cinemático se tomaron datos de rumbo e inclinación de 30 (cantidad de planos medidos) planos de fallas e indicadores cinemáticos correspondientes a estrías de fallas. Estas se encuentran sobre el plano de falla, y se mide el *rake* o dirección con respecto al rumbo del plano, lo que permite reconstruir la dirección de movimiento; obteniendo el sentido mediante la observación de capas guías. Los datos fueron obtenidos en cercanías de: Cerro El Nihuil, La Hoyada, Arroyo Seco de la Frazada, Valle Grande (al sur del dique, sobre la traza de la falla epónima) y Agua de Aguirre (Fig. 3.2).

Los datos levantados (30) se distribuyen de la siguiente manera: 2 en Cerro Nihuil, 13 en La Hoyada, 3 en Arroyo Seco de la Frazada, 3 en Valle Grande, y 9 en Agua de Aguirre. Se le asignó un valor cualitativo de confiabilidad a los datos de indicadores (Tabla 1). Estos datos cinemáticos fueron cargados y luego procesados con el software *FaultKin* (Allmendinger et al., 2013) que permite realizar un análisis ingresando los datos en un formato de tabla, siguiendo la regla de mano derecha para evitar cualquier doble interpretación. Una vez cargados estos datos el programa gráfica planos y líneas (de fallas y estrías) proyectadas estereográficamente en el polo sur de una semiesfera. En este tipo de proyección, los planos se representan en la red estereográfica como líneas curvas, que es el resultado de la intersección de un plano con la semi-esfera, y las líneas, que representan las estrías, como puntos, que es el resultado de la intersección de una línea con la semi-esfera. Luego para cada plano de falla, se calculan los ejes de extensión y acortamiento, bisectando los planos ortogonales de la solución de la falla (falla y plano nodal). Estos ejes representan los ejes principales del tensor de deformación incremental para la falla (Marret y Allmendinger, 1990). En la proyección se representan con puntos rojos (extensión) y puntos azules (acortamiento). Con estos datos, se calculan los ejes T y P de toda la población de fallas utilizando el método estadístico *Linked Bingham*. Finalmente, puede plotearse el resultado como un mecanismo focal. El resultado de esto es la división de la semi-esfera en 4 sectores, dos sectores extensivos y dos sectores compresivos.

4.3 Resultados.

En esta sección se presentan los resultados de los estudios cinemáticos de 5 *sets* de datos, correspondientes a sistemas de fallas con registros de actividad neógena en los sectores de El Nihuil, La Hoyada, Valle Grande Arroyo Seco de la Frazada (Fig. 3.2). Se tomaron también datos cinemáticos de la falla Malvinas, que presenta actividad plio-cuaternaria, en la localidad de Agua de Aguirre. Los datos serán presentados de SO a NE siguiendo aproximadamente la traza del perfil PP' (Fig. 3.2). Para cada localidad o sector de estudio en donde se obtuvieron datos cinemáticos se realizó un análisis independiente. Los resultados se presentan con una fotografía de un sector de la localidad en donde fueron tomados los datos, a modo de ejemplificar las características de la estructura, junto con una proyección estereográfica, en donde las fallas están representadas como líneas curvas mientras que las estrías son puntos dentro de los planos de fallas. Las flechas indican el sentido del movimiento, los puntos rojos representan los ejes (T) y los puntos azules los ejes (P) para cada falla. A partir de la población de fallas se obtienen estadísticamente los ejes principales de contracción y extensión: el eje de máxima contracción está señalado con un cuadrado y el número 3, mientras que el eje de máxima extensión está señalado con un cuadrado y el número 1. El sector gris del mecanismo focal es la zona donde predomina la extensión, mientras que los sectores blancos es donde domina la compresión. Abajo a la derecha de las imágenes se observa el número de mediciones que se realizaron por zona con la letra N (Fig. 4.1)

A continuación se presenta una tabla que muestra los datos relevados en el trabajo de campo. Los números están expresados en grados y siguiendo la regla de la mano derecha. La calidad va en orden decreciente de Q1 a Q3.

Localidad	Formación	Plano falla		Rake	Movimiento	Calidad
		Rumbo	Inclinación			
Cerro Nihuil	Aisol	20	30	44	Inv	Q2+
	Aisol	10	35	65	Inv	Q2+
Valle Grande	Choiyoi sobre Aisol?	324	70	80	inv	Q2-
	Choiyoi sobre Aisol?	343	75	85	inv	Q2-
	Choiyoi sobre Aisol?	355	32	140	inv/sinist	Q3-
A. Seco de la Frazada	Aisol	290	27	97	inv	Q3+
	Aisol	170	43	100	inv	Q3+
	Aisol	170	42	70	inv	Q2+
La Hoyada	Aisol	3	38	90	inv	Q1+
	Aisol (base)	258	55	45	inv	Q2+
	Aisol (base)	220	45	22	dext	Q2+
	Aisol (base)	210	26	55	inv	Q2+
	Aisol (base)	230	26	60	inv	Q1+
	Aisol (base)	235	25	100	inv	Q1+
	Aisol	70	35	95	inv	Q3-
	Aisol	40	15	113	inv	Q2+
	Aisol	23	30	87	inv	Q3+
	Aisol	355	35	95	inv	Q1+
	Aisol	36	28	105	inv	Q1+
	Aisol	15	25	73	inv	Q1+
	Aisol	172	33	108	inv	Q1+
Agua de Aguirre	Choiyoi	30	60	87	inv	Q1+
	Choiyoi	23	63	52	inv	Q1+
	Choiyoi	24	49	83	inv	Q1+
	Choiyoi	20	48	61	inv	Q1+
	Choiyoi	97	61	61	inv	Q1+
	Choiyoi	45	65	19	inv	Q1+
	Choiyoi	37	61	78	inv	Q1+
	Choiyoi	36	57	61	inv	Q1+
	Choiyoi	42	56	33	inv	Q1+

En la cantera cercana al Cerro Nihuil (Fig. 3.2) se tomaron datos cinemáticos en dos fallas, que afectan a la Formación Aisol, y que tienen un rumbo NE, con una inclinación de aproximadamente 30° E (Fig. 4.1 y Tabla 1) presentando movimiento aparente inverso. El análisis cinemático indicó fallamiento inverso, sin componente de rumbo, con eje de contracción OSO-ENE de 260° - 80° (Fig. 4.1).

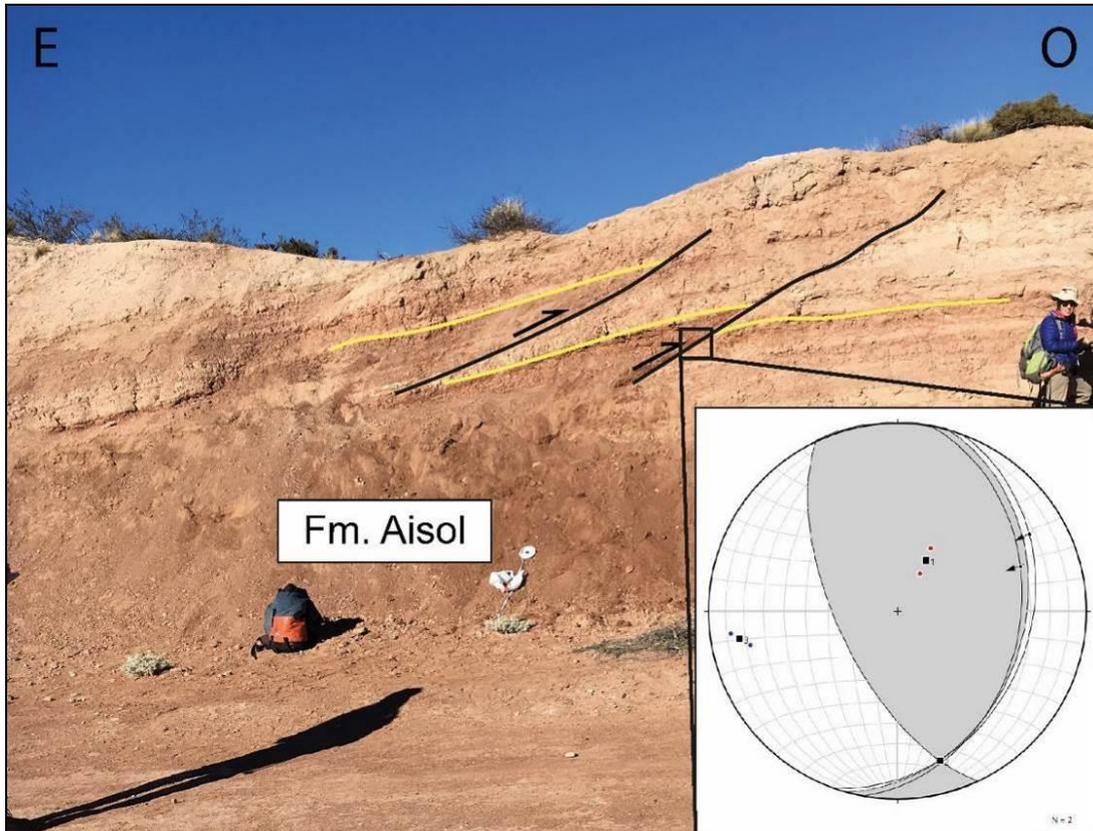


Figura 4.1. Fotografía tomada en la cantera cercana al Cerro El Nihuil, en donde se observan dos fallas inversas (líneas negras) afectando capas de la Formación Aisol (líneas amarillas) de rumbo NE que inclinan 30° al E. Sobre el plano de falla (indicado con un recuadro negro en la foto), se tomaron los datos de estrías. Abajo a la derecha, se observa el gráfico del resultado del análisis cinemático para el sector

Más al noroeste, en el sector denominado La Hoyada (Fig. 3.2), se tomaron 13 datos cinemáticos de fallas que afectan a la principalmente a la Formación Aisol. La mayoría con rumbo aproximado NNE a NE y de SO a OSO (Fig. 4.2 y Tabla 1), lo que muestra una típica configuración de 2 sets de fallas, en la cual uno es el conjugado de la otra. La inclinación de esta familia de fallas es entre 25° y 40° inclinando al NO y SE (Fig. 4.2, Tabla 1). El análisis indicó movimiento inverso con un eje de contracción ONO-ESE de 295° - 115° (Fig. 4.2).

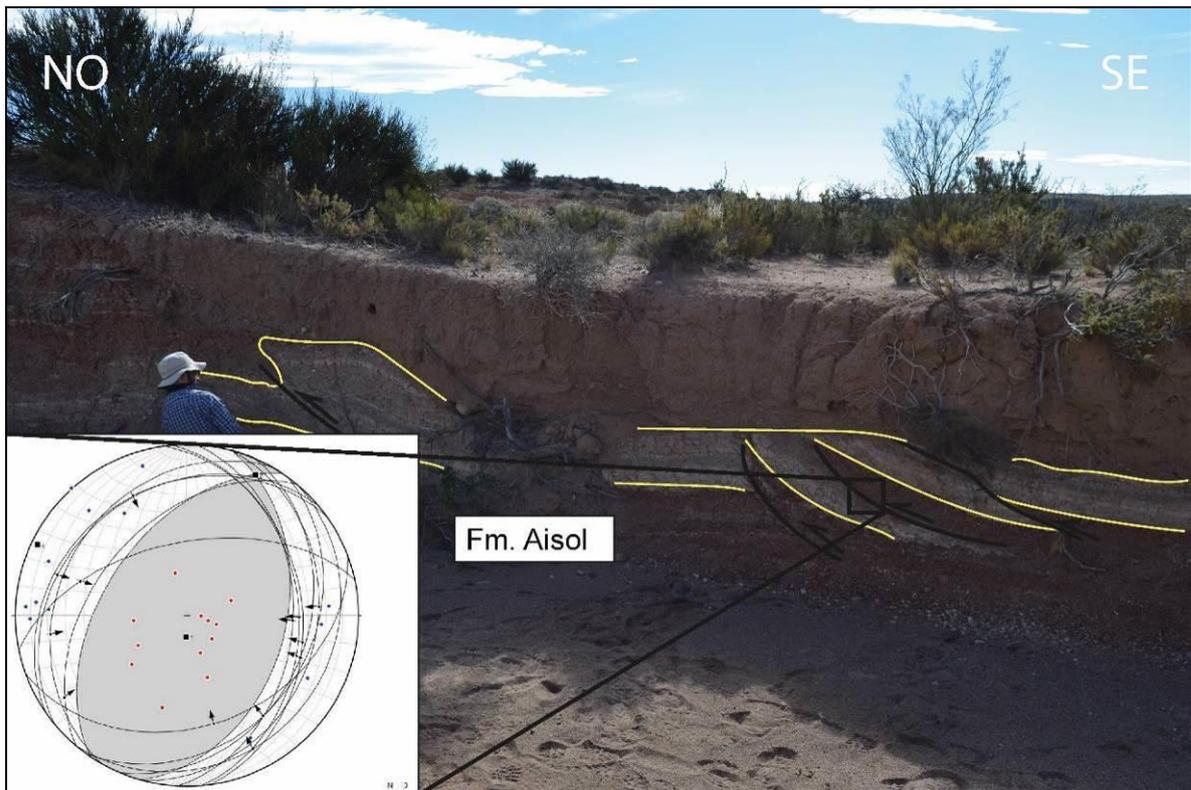


Figura 4.2. Fotografía tomada en La Hoyada, en donde se observan varias fallas inversas (líneas negras) afectando capas de la Formación Aisol (líneas amarillas) de rumbo NNE a NE en este caso con inclinaciones de 25° a 40° al SE. Sobre el plano de falla (indicado con una recuadro negro en la foto), se tomaron los datos de estrías. Este es solamente uno de los sectores de La Hoyada en donde de tomaron datos (ver Fig.3.14). Abajo a la izquierda, se observa el gráfico del resultado del análisis cinemático para el sector.

En el sector denominado Arroyo Seco de la Frazada (Fig. 3.2) se tomaron datos cinemáticos asociados a tres fallas, también afectando a la Formación Aisol. Dos de las fallas tienen rumbo N-S e inclinan hacia el O (Fig. 4.3 y Tabla 1) mientras que otra tiene un rumbo ONO e inclina hacia el NE (tabla). Estas fallas presentan un ángulo de inclinación entre 27° y

42° (Fig. 4.3, Tabla 1). El análisis cinemático indicó un movimiento inverso con un eje de contracción de dirección SO-NE de 244°-164° (Fig. 4.3).

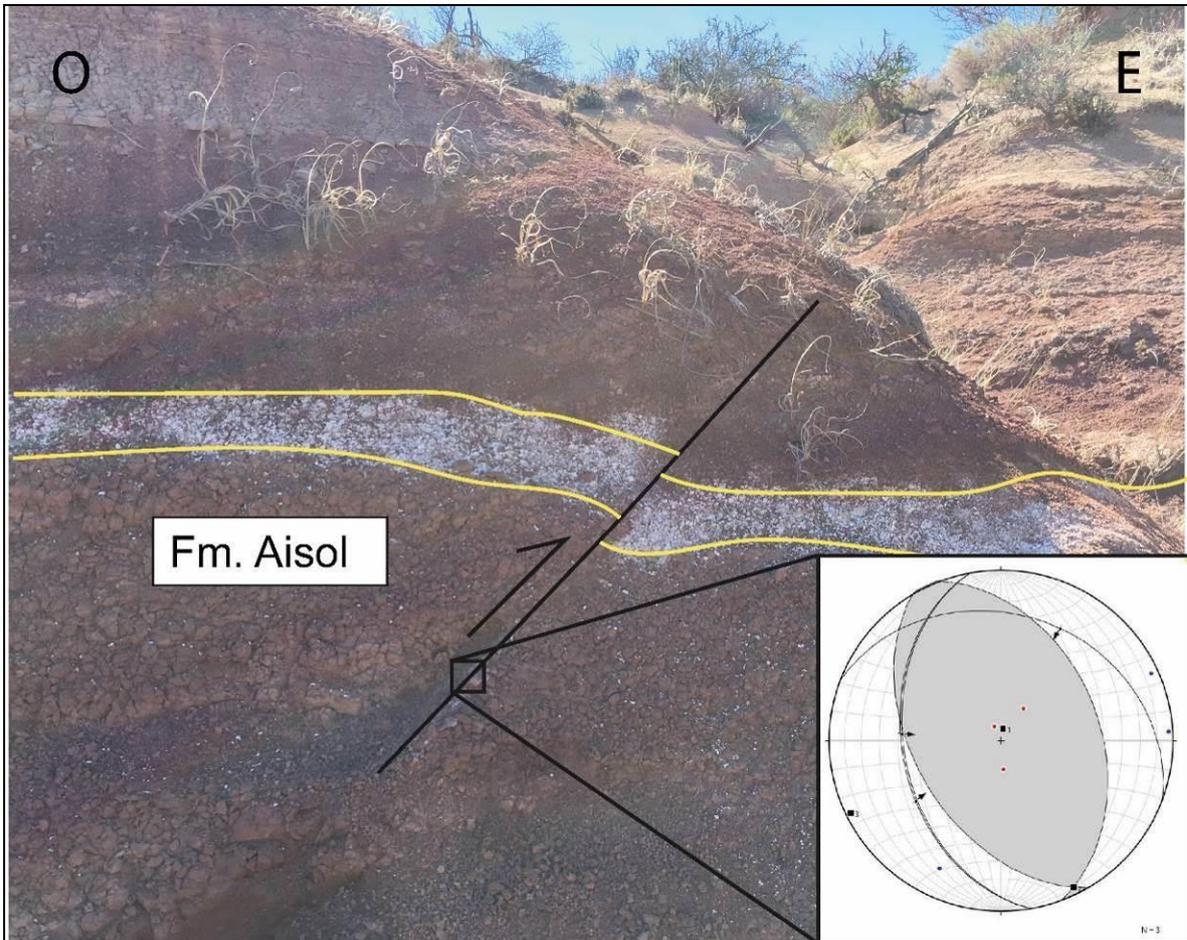


Figura 4.3. Fotografía tomada en Arroyo Seco de la Frazada, en donde se observa una falla inversa (línea negra) afectando capas de la Formación Aisol (líneas amarillas) de rumbo N-S en este caso con una inclinación aproximada de 42° O. Sobre el plano de falla (indicado con un recuadro negro en la foto), se tomaron los datos de estrías. Abajo a la izquierda, se observa el gráfico del resultado del análisis cinemático para el sector.

Sobre la traza de la Falla Valle Grande (Fig. 4.4), algunos kilómetros al norte de Arroyo Seco de la Frazada se tomaron otros tres datos cinemáticos. Los rumbos medidos son NO y la inclinación de los planos de falla es hacia el E (Fig.4.4, Tabla 1). El resultado de realizar el análisis arroja un eje de contracción que tiene una dirección NE-SO de 62°-242° (Fig. 4.4).

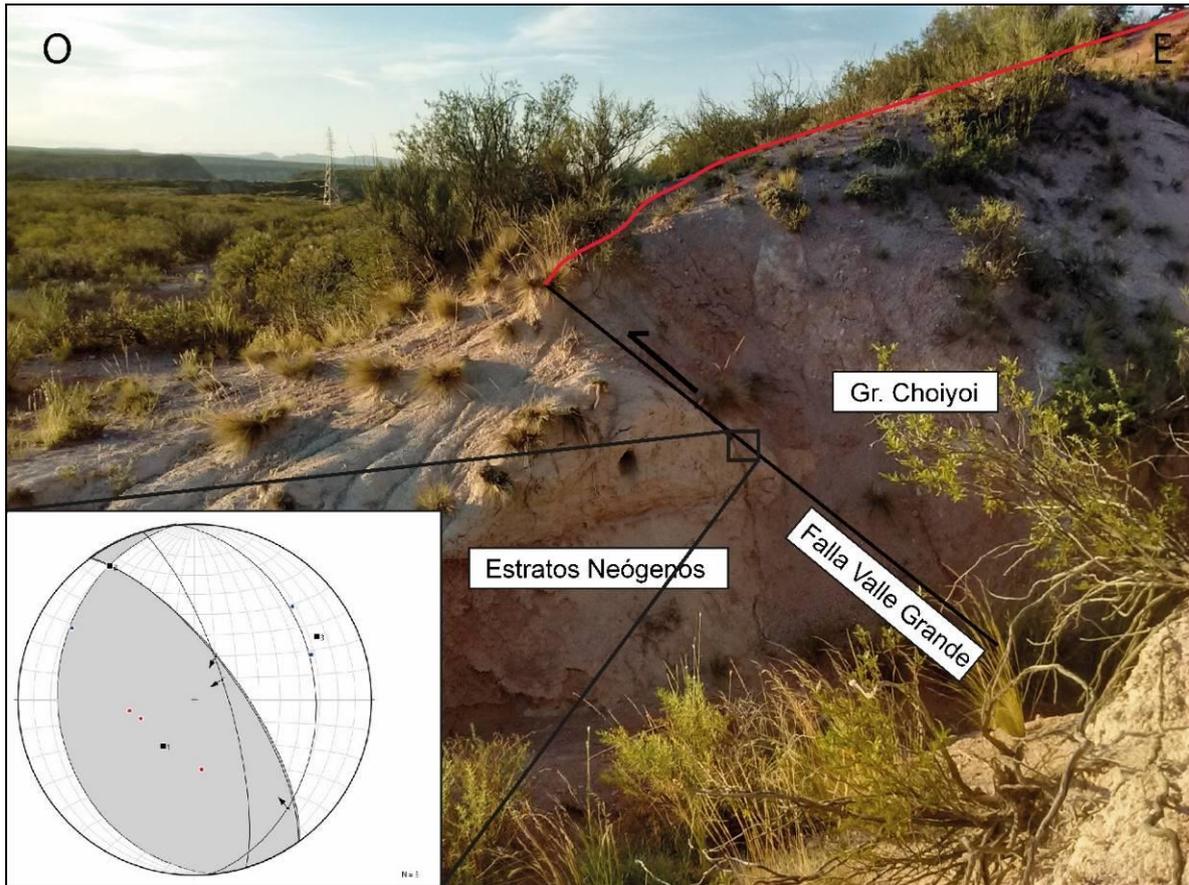


Figura 4.4. Fotografía tomada sobre la traza de la falla Valle Grande al sur del embalse homónimo, en donde se observa una falla inversa (líneas negras), montando al Grupo Choiyoi sobre estratos neógenos de rumbo NO, en este caso con inclinaciones de 70° al E. Sobre el plano de falla (indicado con una recuadro negro en la foto), se tomaron los datos de estrías. Abajo a la izquierda, se observa el Gráfico del resultado del análisis cinemático para el sector.

En la zona de Agua de Aguirre, sobre la traza de la Falla Malvinas, se tomaron 9 datos cinemáticos. Los rumbos que predominan son NE, pero a diferencia de los observado en la Hoyada, El Nihuil o incluso Arroyo Seco de la Frazada se observan inclinaciones mayores que van desde 48° a 65° (Fig. 4.5, Tabla 1). El análisis cinemático indica un movimiento inverso de la falla, con contracción de dirección ESE-ONO de 105° - 285° (Fig. 4.5).



Figura 4.5. Fotografía de la falla Las Malvinas, en donde se observa una zona de falla que presenta un movimiento inverso de vergencia E, que monta rocas estratificadas pertenecientes al Grupo Choiyoi sobre Basaltos Cuaternarios. Se observa entre medio una zona de rocas muy rotas y fracturadas como consecuencia de la actividad de la falla. Dentro de la zona de falla (indicado con un recuadro negro en la foto), se tomaron los datos de estrías. Abajo a la derecha, se observa el Gráfico del resultado del análisis cinemático para el sector.

5. Discusiones.

De acuerdo con lo mencionado en capítulos anteriores, las estructuras más características presentes en la zona de estudio son las fallas y lineamientos de rumbo NNO a NO (ver Fig. 3.8 y 3.9), cuya dirección sería el resultado de la deformación Sanrafaélica y su posterior colapso (Kleiman y Japas, 2009), y que son reactivadas durante el Mioceno. Estas fallas o sistemas de fallas fueron agrupadas en el presente trabajo en “estructuras de gran escala”. Además de la reactivación de estructuras anteriores, en el Mioceno se generan otras nuevas, agrupadas en este trabajo como “estructuras de meso escala”, que muestran un predominio de una orientación NNE-SSO a aproximadamente NE SO, seguidos por aquellas con un rumbo cercano a N-S (ver Fig. 3.16). Por lo tanto, se pueden distinguir en el área de estudio dos poblaciones diferentes de fallas, que tienen distinto origen, y cuyo desarrollo fue dado bajo distintas configuraciones tectónicas.

En esta sección se desarrollara una discusión referida a la formación/reactivación de las dos familias o poblaciones de estructuras tomando como base los análisis de deformación presentados en capítulos anteriores y la dirección de los esfuerzos principales reportados para el Neógeno-Cuaternario en este sector de los Andes. Posteriormente, se discutirá el alzamiento del bloque San Rafael dentro de este marco de estructuras, esfuerzos y deformación.

5.1 Análisis cinemático vs esfuerzos regionales.

Para poder explicar el origen de la orientación de la población de fallas NNE-SSO a NE-SO originadas durante el Mio-Plioceno, hay que conocer los esfuerzos regionales a los que estuvo sometido el Bloque de San Rafael, como consecuencia de la configuración tectónica del margen Andino desde el Neógeno hasta la actualidad.

La información del estado actual del campo de esfuerzos proviene de los mecanismos focales de los terremotos (e.g. Cembrano y Lara, 2009), observaciones de campo de fallamiento activo reciente (e.g. Lavenu y Cembrano, 1999), y algunos datos de *breakouts* de pozos y alineamientos volcánicos (Guzmán et al., 2007). De acuerdo con Zoback (1992), en un margen continental activo los patrones de esfuerzos están controlados por fuerzas generadas en el límite de placas. El campo de esfuerzos puede ser representado con tres ejes perpendiculares entre sí (σ_1 , σ_2 , σ_3), y cuya orientación va a depender si el sistema es compresivo, extensivo o de rumbo. En este caso, al ser un sistema netamente compresivo que puede tener componentes de rumbo pero no extensional, según los datos registrados, el esfuerzo máximo principal (σ_1) es horizontal. La orientación de σ_1 podría estar controlada por el vector de convergencia entre la placa de Nazca y Sudamericana que presenta un azimut de 080° (Angerman et al., 1999; Norabuena et al., 1999; Kendrick et al., 2003), la dirección del Ridge Push (E-O) y las fuerzas

topográficas, en general E-O, perpendicular al eje principal de las principales cadenas montañosas. Todas estas fuerzas actúan aproximadamente con una orientación E-O para el segmento comprendido entre 34° y 39° de los Andes del Sur (Coblentz and Richardson, 1996; Meijer et al., 1997) por lo que la orientación del σ_1 esperado debería ser aproximadamente paralela a ésta. Los estudios realizados por Guzmán et al. (2007), luego del análisis de *breakouts* de pozos en la Cuenca Neuquina y el sur de Mendoza, arrojaron valores de dirección del esfuerzo máximo horizontal de $88.7^\circ \pm 13^\circ$ (Fig. 5.1). Por otra parte, los estudios realizados por Guzmán et al. (2011) en poblaciones de diques de asphaltitas y diques volcánicos en las sierras de Cara Curá y Reyes dentro la Cuenca Neuquina, arrojan que los campos de paleo-esfuerzos dominantes en la región se caracterizarían por σ_1 con una orientación NE en tiempos Paleocenos a Miocenos, contrastando con la dirección ENE medida para tiempos actuales. Esta diferencia entre las direcciones de σ_1 se debería a una variación de la geometría del vector de convergencia durante el Oligoceno (Somoza, 2005). Dado que la deformación del Bloque San Rafael habría ocurrido hacia el final del Mioceno, la orientación de σ_1 previa este tiempo no se analiza debido a que no habría tenido influencia en su evolución estructural.

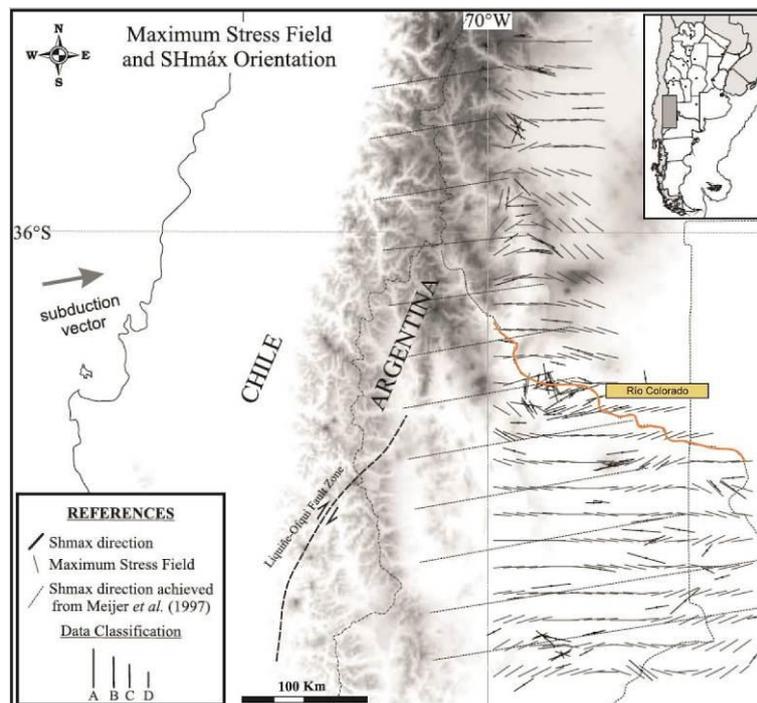


Figura 5.1. Mapa de trayectorias de máximo esfuerzo horizontal (σ_1). Al norte del río Colorado, marcado con una línea naranja en el mapa, se observa que las direcciones de máximo esfuerzo horizontal (SHmáx en el mapa, σ_1 en este TFL) muestran tendencia ESE. Mientras que tanto regionalmente (34°-39°) como al sur del río Colorado, las direcciones de máximo esfuerzo horizontal presentan un valor promedio con tendencia ENE. Mapa modificado de Guzmán et al. (2007).

Branellec et al. (2015), realizaron estudios de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) para la región, y obtuvieron direcciones de acortamiento, tanto para la faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM) como para Bloque de San Rafael (Fig.5.2). La dirección promedio de $N80^{\circ}$ que observaron en el dominio sur de faja plegada y corrida de Malargüe y Bloque de San Rafael (Fig. 5.2) es consistente con la dirección de subducción actual del vector de convergencia de la placa de Nazca (Cobbold and Rosello, 2003; Norabuena et al., 1999; Pardo Casas and Molnar, 1987), y del valor promedio de esfuerzos que actúan en la región del retroarco entre 34° y 39° S (Fig. 5.1) (Guzmán et al., 2007). Sin embargo el dominio norte de faja plegada y corrida de Malargüe, presenta desviaciones en la dirección de acortamiento, con una dirección promedio de $N110^{\circ}$ (Fig. 5.1), consistente con los valores estimados para el sector del retroarco al norte del río Colorado (37° S) (Fig. 5.1). Esta diferencia entre la dirección ESE del sector al norte de los 37° S y ENE correspondiente al promedio regional del retroarco son explicadas como modificaciones locales del campo de esfuerzos producidas por la influencia de rasgos estructurales previos, ya que las estructuras de gran escala afectan la dirección local de los esfuerzos (Rebaí et al., 1992), como así también la topografía andina, y la dirección de los bloques de basamento (Guzman et al., 2007).

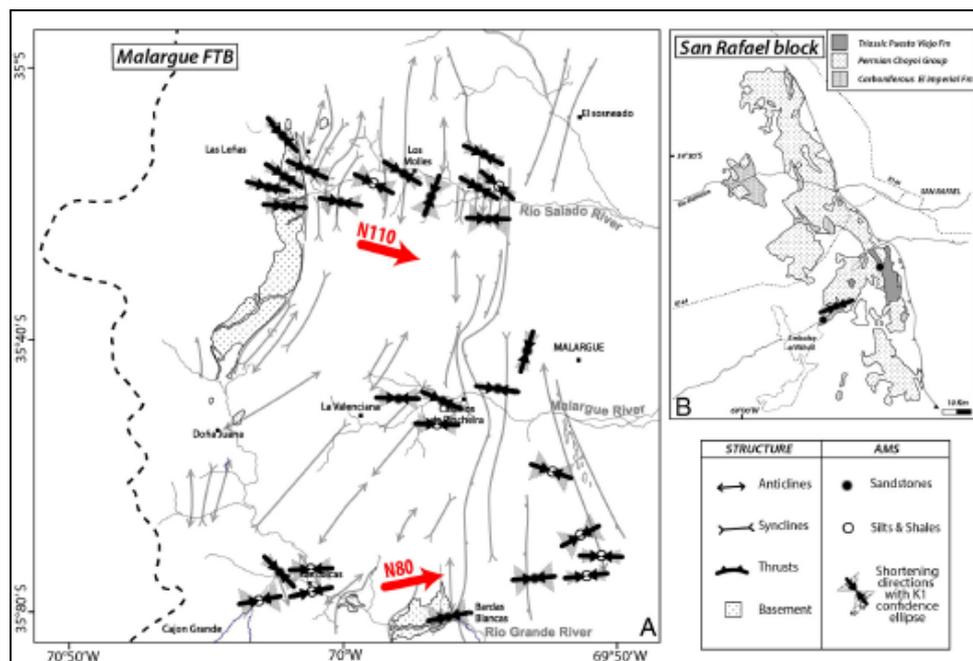


Figura 5.2. Mapas con las direcciones de acortamiento para A) La Faja Plegada y Corrida de Malargüe B) Bloque San Rafael. En color negro se marcan la dirección de acortamiento para distintos sectores mientras que con color rojo, se muestra un promedio de acortamiento por dominio. Mapa modificado de Branellec et al. (2015).

En resumen, existe una dirección promedio ENE para σ_1 en la región del retroarco (34°-39°S). El análisis cinemático producto de agrupar todas las fallas medidas de la región, determinó un eje de contracción ESE (Fig. 5.3). Dada la casi nula existencia de evidencias de movimiento de rumbo en las estructuras estudiadas en este trabajo, un campo de esfuerzos caracterizado por la dirección regional ESE de σ_1 explicaría la orientación y deformación de las estructuras NNE-SSO. Sin embargo, las estructuras que mayor rechazo y deformación absorben dentro del bloque corresponden a las fallas previas de orientación NO-SE a NNO-SSE (Fig. 5.3). Esto sugeriría que un campo de esfuerzos con la dirección regional ENE, más perpendicular a las estructuras de gran escala, sería más adecuada para explicar el alzamiento y formación del Bloque San Rafael. Si bien la densidad de datos que se analizó en este estudio es baja para poder determinar algo más contundente, las condiciones y características mencionadas anteriormente permiten sugerir que el Bloque de San Rafael se habría deformado y alzado bajo un campo de esfuerzos caracterizado por σ_1 con una dirección ENE, basado tanto en la dirección de los estudios de esfuerzos regionales (Guzmán et al., 2007) como en los de acortamiento obtenidos por AMS en el bloque (Branellec et al., 2015). El resultado de realizar análisis cinemático en la cantera El Nihuil (a poca distancia de los estudios de AMS), también es un eje de acortamiento con dirección ENE (ver Fig. 4.1). Por otro lado la dirección ESE obtenida para la contracción general en toda el área de estudio, responderían a una orientación del σ_1 rotada en sentido horario quizá por la existencia de estructuras previas. En efecto, tanto la región de la Hoyada como Arroyo Seco de la Frazada se encuentran muy cercano a las fallas Valle Grande y Aisol, respectivamente (ver Fig. 3.9). Un escenario similar se ha propuesto para explicar la diferencia en la orientación de σ_1 al norte y sur de los 37°S.

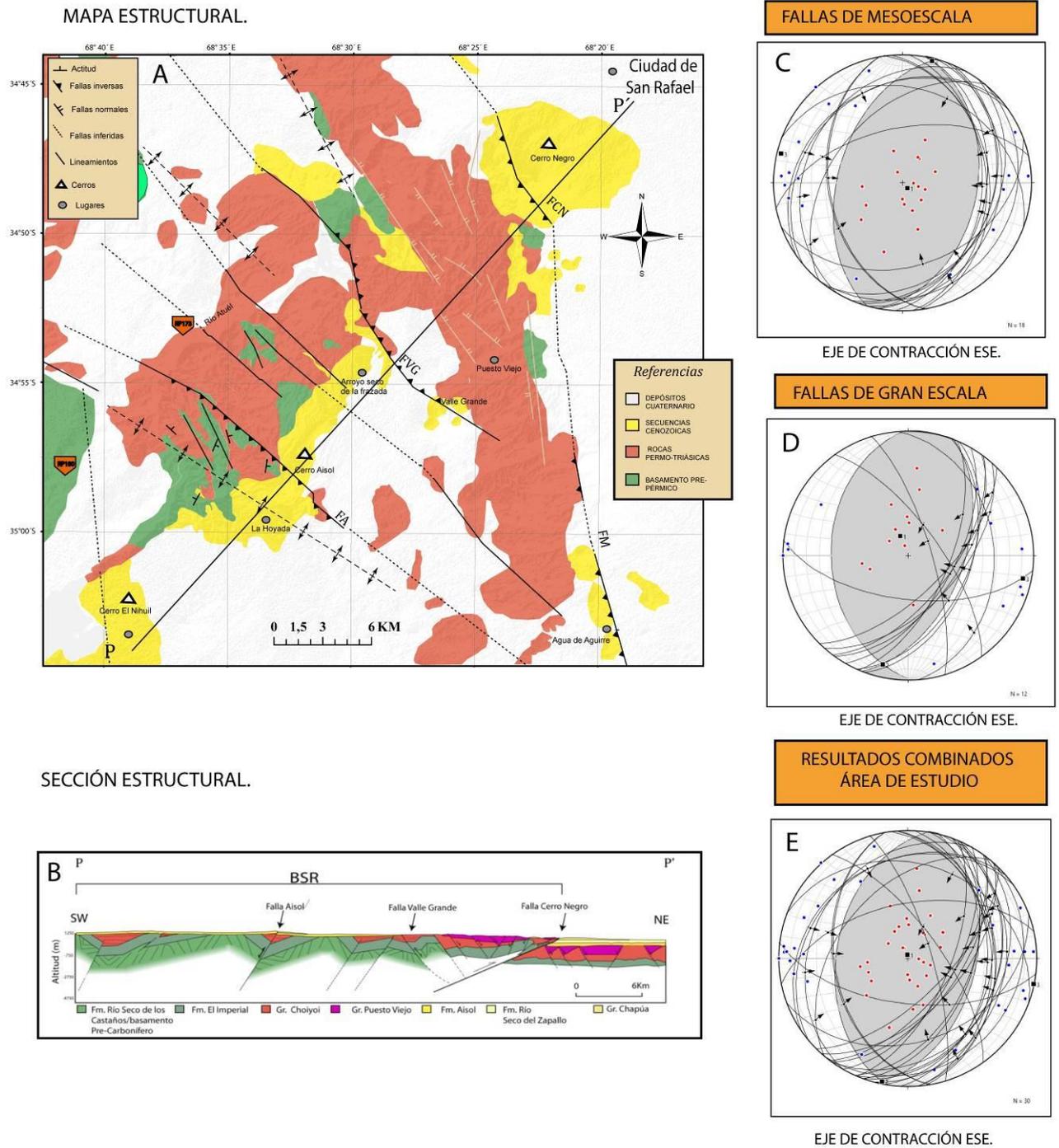


Figura 5.3. Resumen de la información estructural del área de estudio. A) Mapa Estructural. B) Sección Estructural. C) Resultados de los análisis cinemáticos sector occidental y centro del área de estudio. El análisis cinemático arroja un eje de contracción que tiende a ESE (104°). D) Resultados de los análisis cinemáticos sector oriental del área de estudio. El análisis cinemático arroja un eje de contracción ESE (105°). E) Resultados combinados análisis cinemáticos de todo el área de estudio. El análisis cinemático para la región dio como resultado un eje de contracción con una dirección que tiende a ESE (102°).

5.2 Modelo de alzamiento del Bloque.

De la sección anterior entonces se concluye que las estructuras NO-SE generadas previamente (Fig. 5.3), luego sufrirán esfuerzos compresivos cuyo σ_1 es aproximadamente ENE, presentando pequeñas desviaciones por la presencia de estructuras previas tal como se mencionó anteriormente.

Al observar las características del Bloque de San Rafael (Fig. 5.4 A), los sistemas de fallas que atraviesan la zona de estudio de orientación NO-SE, al ser sometidos a un esfuerzo oblicuo a su rumbo, van a acumular deformación con movimientos que tenderían a ser inversos como se registra en las fallas Aisol-Tordillo y Valle Grande. Distintos autores han descripto, además, movimientos de rumbo para estas fallas. Si bien en este trabajo no se han observado movimientos de esta clase, es posible que estén dadas las condiciones para este tipo de movimiento entre bloques debido a la oblicuidad entre σ_1 y las estructuras previas. Branellec et al. (2016) propone que podría existir un acomodamiento de rumbo interno del bloque con movimientos de rumbo de estas fallas durante el Pleistoceno. En el frente oriental acumulando la mayor deformación, las fallas Cerro Negro y Malvinas también registran movimiento inverso, notándose una marcada diferencia topográfica desde el frente del bloque hacia el E (ver Fig. 3.12). Estos movimientos también son responsables de la exhumación de rocas volcánicas pérmico-triásicas, estratos plegados (ver Fig. 3.7), desvíos de cursos fluviales, deformación de coladas basálticas y actividad neo-tectónica (Messenger et al., 2014; Branellec et al., 2016). Si bien estas dos últimas fallas limitan el Bloque de San Rafael, es notable el cambio de direcciones que hay entre ellas. La falla Cerro Negro tiene una orientación aproximadamente NO-SE mientras que la falla Las Malvinas tiene una dirección NNO-SSE, observándose este cambio de rumbo en cercanías del Cerro Negro (Fig. 5.4 A).

Por la dirección que presentan los sistemas de fallas Aisol-Tordillo, Valle Grande y Cerro Negro (Fig. 5.4 A), se estima que son fallas heredadas, y que sufren reactivación por los esfuerzos que son responsables del levantamiento del bloque. La falla Malvinas (Fig. 5.4 A), sin embargo presenta otra dirección por lo que se infiere que no es una falla reactivada como las anteriores, sino que es una nueva falla con una dirección perpendicular al σ_1 . Modelos análogos en los cuales se simula un estado de compresión en una cubierta sedimentaria que presenta discontinuidades con una dirección oblicua a la dirección empuje, revelan que en un principio la deformación se concentra en la reactivación de las estructuras previas, pero luego, cuando se alcanza una distancia crítica, se forman nuevas estructuras las cuales presentan una dirección perpendicular a la dirección de empuje (Fig. 5.4 A y B) (Yagupsky et al., 2007). Basado en lo anterior se propone que en la sección norte del área de estudio la deformación y alzamiento del bloque fue producto por reactivación de fallas heredadas, mientras que al sur del Cerro Negro,

el sistema de fallas Las Malvinas (Fig. 5.4 A) correspondería a una nueva estructura, perpendicular a los esfuerzos compresivos máximos.

Por otro lado las fallas medidas en las diferentes localidades tienen una dirección preferencial NE-SO a NNE-SSO seguidas por estructuras N-S y NO. Afectan principalmente a la Formación Aisol, y también son producto de los esfuerzos compresivos máximos ENE. Estas estructuras de menor escala, se encuentran entre los lineamientos extensivos previos por lo que probablemente su desarrollo estará influenciado por estas últimas.

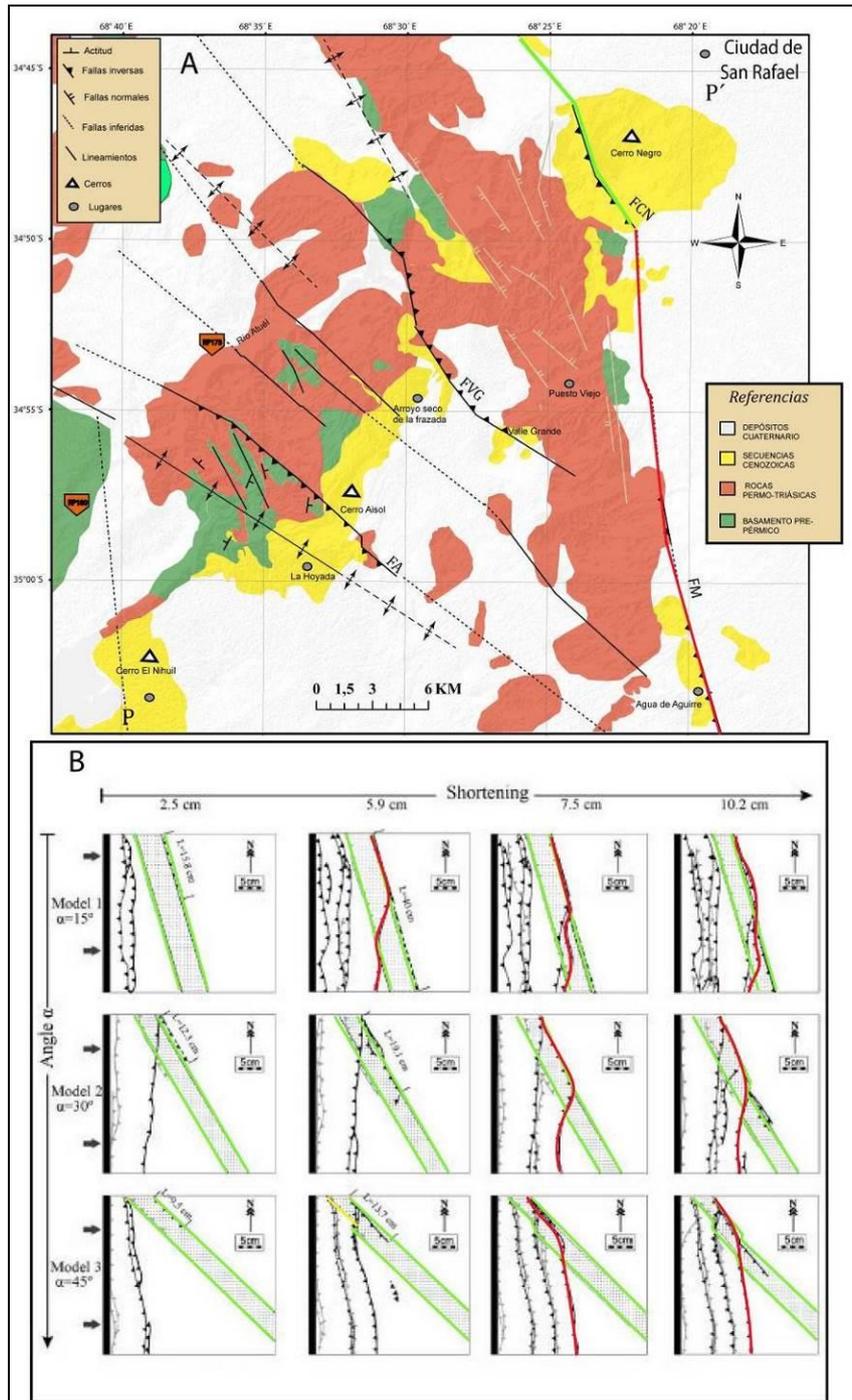


Figura 5.4. Comparación entre estructura del Bloque San Rafael y modelos análogos tomados de Yagupsky et al. (2008). A) Mapa estructural de la zona de estudio. Con verde se marca la falla Cerro Negro que se infiere previa por su orientación NO y con rojo la fallas Las Malvinas de orientación NNO más perpendicular a la nueva configuración de esfuerzos Miocenos B) Modelo análogo de fallas de origen extensional que son sometidas a esfuerzos compresivos oblicuo. En color verde se remarcan las estructuras previas, mientras que en rojo las estructuras resultantes de aplicar un esfuerzo compresivo posterior. Modificada de Yagupsky et al. (2008).

5.3 ¿Colapso o acortamiento Cuaternario?

Si bien hay común acuerdo acerca de que en tiempos mio-pliocenos predominó un período de un acortamiento que exhumó el Bloque de San Rafael junto con el basamento Paleozoico, como producto de un período de máxima compresión andina, hay dos vertientes opuestas sobre lo que sucede a partir de tiempos Pleistocenos. Mientras que algunos autores proponen que habría un colapso gravitacional producto de la profundización de la placa que se subduce y que sería responsable del retroceso hacia el oeste del vulcanismo de retroarco (Fig. 5.5) y de la generación de estructuras extensivas (Folguera et al., 2009); otros, proponen que la zona sigue siendo afectada por un acortamiento, cuyas evidencias se observan en la actividad de fallas durante el Pleistoceno que deforman estratos, bisectan cursos fluviales y pliegan flujos de lavas.

Luego de la etapa mio-pliocena de levantamiento discutido en la sección anterior, algunos autores proponen un colapso gravitacional para la región 34°S -35° 30'S (Ramos y Folguera, 2005; Ramos y Kay, 2006; Folguera et al., 2008) con una reactivación extensiva de estructuras en el sector occidental del Bloque de San Rafael como la falla Valle Grande y Carrizalito. Estas fallas tendrían vergencia oeste y hundirían la planicie paleozoica (Folguera et al., 2009). Además, asociado a estas fallas extensivas, se desarrolla un vulcanismo de retroarco que migrará al oeste (Fig. 5.5) (Bermúdez et al., 1993; Folguera et al., 2009). Este desplazamiento habría comenzado a los 1.8 Ma en el borde oriental del Bloque de San Rafael manteniéndose en esa posición hasta los 0.7 Ma, pasando luego por la Cuenca de Rio Grande y borde occidental del bloque San Rafael hasta los 0.1 Ma, hasta llegar a la FPC de Malargüe en los últimos 0.1 Ma (Fig. 5.5) (Folguera et al., 2009). Este colapso gravitacional junto con el vulcanismo de retroarco sería producto de un empujamiento de la placa a los 1.8 Ma luego de un período de subducción somera hasta los 4 Ma (Fig. 5.5).

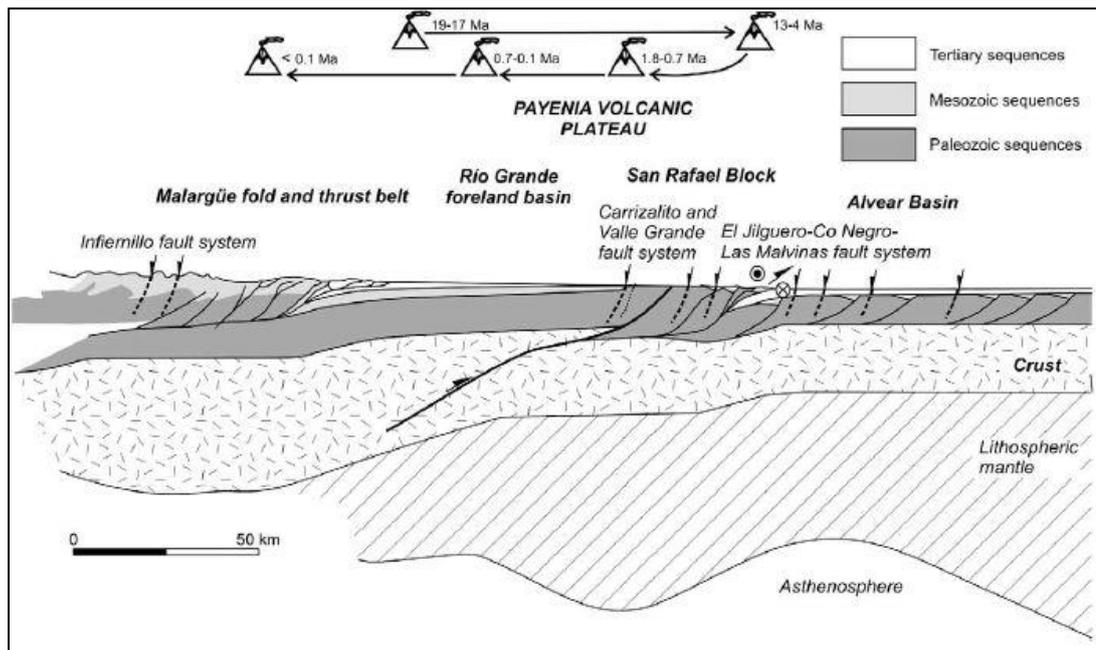


Figura 5.5. Sección estructural que va desde el sector este de la faja plegada y corrida de Malargüe hasta el Bloque de San Rafael a los $34^{\circ} 30' S$. En el sector superior de la imagen hay un resumen del movimiento del arco en los últimos 19 Ma pasando del estilo de máxima contracción y máximo avance del arco hasta los 4 Ma a extensión y retroceso del arco a partir de los 1.8 Ma. Tomado de Folguera et al. 2009

Por otro lado, existe una serie de evidencias que indicarían que el bloque ha estado sujeto a constante acortamiento desde el Mioceno

Sobre la traza de la falla Las Malvinas en la localidad de Agua de Aguirre se registra actividad plio-cuaternaria, y el resultado de realizar un análisis cinemático arrojó movimiento inverso (ver Fig. 4.5 y Fig. 5.4A). Más al sur, fuera del área de estudio en las localidades de Ponón Trehue y Quebrada la Estrechura se registraron lavas plio-pleistocenas correspondientes al Grupo Chapúa exhibiendo inclinaciones de 44° a 71° y 28° a 45° al oeste. (Branellec et al., 2016) respectivamente. Estos incrementos sucesivos de los ángulos son interpretados como producto de deformación flexural, producto de actividad tectónica reciente. (Branellec et al., 2016). Costa et al. (2006) documentó la existencia de planos de fallas estriados y plegamiento de lavas del Plioceno, lo que permitió inferir un periodo de actividad durante el Pleistoceno para la falla Malvinas. Más al sur, en el valle de Río de los Toldos, la erosión fluvial socavó una cresta en la que se observan restos una terraza aluvial intercalados con las lavas plio-pleistocenas (Branellec et al., 2016). Estas terrazas fueron datadas por ^{10}Be obteniéndose una edad de exposición de 0.08 a 0.06 Ma, siendo este el rasgo geomorfológico más reciente de deformación (Branellec et al., 2016).

Más al norte sobre la traza de la falla Cerro Negro en cercanías de la Ciudad de San Rafael se documentan lavas del Grupo Chapúa (Fig. 3.2) datadas 0.801 ± 0.049 Ma plegadas y conformando un anticlinal (Folguera et al., 2009). Otra evidencia de la actividad de esta falla son los estratos deformados de la Formación Río Seco del Zapallo asignada al Plioceno (Ver Fig. 3.7) así como el basculamiento de los depósitos cuaternarios ubicados sobre la Fm. Río Seco de los Castaños (Branellec et al., 2016). Por último al norte del área de estudio en la localidad de Rama Caída, se observa un resalto topográfico que desvía cursos fluviales hacia el sur (Branellec et al., 2016). La presencia al E del resalto de la Formación La Invernada, indica que previo al desarrollo del mismo los ríos drenaban hacia el E (Branellec et al., 2016). Como el anticlinal se desarrolló luego de la depositación de la Formación la Invernada se estima que el levantamiento, producto de la actividad reciente de la falla Cerro Negro, sería posterior al Pleistoceno Medio (Branellec et al., 2016).

Lo anterior junto con lo presentado en este estudio, evidenciarían un periodo de acortamiento cortical y deformación compresiva continua, desde el Mioceno hasta el Presente para el bloque San Rafael. Sin embargo, no se puede descartar una fase de colapso y desarrollo de fallas normales para el Pleistoceno-Holoceno debido a que durante este estudio no se recorrió todo el bloque. No obstante, si este periodo afectó la región del retroarco andino, debió haber ocurrido en un periodo de tiempo muy acotado entre 1.8-0.8 Ma durante el Pleistoceno tardío de acuerdo a las dataciones del volcanismo (Folguera et al., 2009) y las edades de exposición para las rocas deformadas pleistocenas (Branellec et al., 2016).

6. Conclusiones.

A partir de la elaboración del mapa geológico 1:200.000, la confección de la sección estructural, la realización de un análisis cinemático de las fallas que están presentes en las diferentes localidades y la recopilación de datos de esfuerzos para la región en diversos trabajos se concluye que:

- La orientación NO de las estructuras de gran escala que afectan el Bloque de San Rafael, como el sistema de fallas Aisol-Tordillo, Valle Grande y Cerro Negro, permite establecer que se trata de estructuras heredadas, originadas por esfuerzos transtensivos relacionadas con la orogenia sanrafaélica y su posterior colapso.
- La orientación NNO-SSE del sistema de fallas Las Malvinas en el frente del bloque, y de las fallas de meso-escala que presentan una orientación preferencial NE-SO a NNE-SSO son el resultado de los esfuerzos actuantes durante la deformación Andina
- De los análisis cinemáticos realizados para N: 30 fallas, en 5 localidades dentro de la zona de estudio se obtiene una dirección de contracción máxima general aproximadamente ESE. Esta dirección del eje máximo de contracción sería consistente con la orientación de esfuerzos principales ENE, con alguna desviación por la presencia de estructuras previas, que actúan en el área desde el Oligoceno, luego del cambio del vector de convergencia. Es importante tener en cuenta en este punto la baja densidad de datos obtenidos en algunas localidades como la Cantera el Nihuil, El Nihuil y Arroyo Seco de la Frazada.
- El levantamiento del bloque producto de los esfuerzos miocenos, está controlado por las estructuras previas. Por un lado estas últimas sufren reactivaciones acomodando deformación y levantando rocas Triásicas y por otro lado posiblemente tengan influencia en la generación de nuevas estructuras ya que podrían modificar localmente la orientación de los esfuerzos actuantes en la región. En el frente del bloque es notable el cambio de dirección entre el sistema de Fallas Cerro Negro y Malvinas. Una posible interpretación es que el rumbo de la primera esté influenciado por la presencia de estructuras heredadas.

Mientras que el cambio de dirección en la segunda está indicando una pérdida de influencia de estructuras anteriores, generándose una estructura con un rumbo aproximadamente perpendicular a los esfuerzos que afectan la zona de estudio. Durante la última etapa de deformación las fallas previamente normales, sufrirán una reactivación producto de esfuerzos aproximadamente ENE, provocando la exhumación del bloque y de rocas pertenecientes principalmente al Grupo Choiyoi que caracteriza gran parte de la zona de estudio. Además se generaron estructuras nuevas de orientaciones NE-SO a aproximadamente N-S. Cantera el Nihuil, Valle Grande y Arroyo Seco de la Frazada.

- Finalmente la cinemática inversa de la fallas Las Malvinas, medida en Agua de Aguirre, sería una evidencia de que en tiempos Cuaternarios el Bloque de San Rafael, está sujeto a acortamiento y compresión.

7. AGRADECIMIENTOS.

En primer lugar agradezco a la Universidad de Buenos Aires y en particular a la Facultad de Ciencias Exactas y todos los profesores por darme una enseñanza gratuita y de calidad, en donde la vocación es un sinónimo común que los fue definiendo a lo largo de toda la carrera.

A mi familia, sin la cual hubiese sido imposible o al menos muy difícil poder establecer un plan de carrera, siempre brindándome su apoyo sin pedir nada a cambio. De todos ellos mención especial a mi madre y abuelos grandes motores de este proceso, responsables directos de inculcar valores del trabajo y la responsabilidad.

A mis compañeros y amigos, que fui afortunado de conocer, y que es una de las cosas más importantes que me llevo de estos años de crecimiento y aprendizaje, y cuya amistad trasciende la carrera universitaria, aunque fue el nexo que nos unió.

A mis directores de tesis Felipe y José, y los demás participantes de la campaña de la que nace este trabajo, en la cual además de adquirir conocimientos esenciales de geología se compartieron buenos momentos, viajes y, además, horas en la oficina escribiendo y pensando este trabajo.

Finalmente, luego de varios meses de esfuerzo y aplicación de conocimientos geológicos (no sólo míos sino de todas las personas que en mayor o menor medida participaron en este proyecto) espero que este trabajo sea un pequeño aporte al conocimiento geológico general del Territorio Nacional Argentino.

8. Bibliografía.

Aceñolaza, G. y Tosselli, A. C. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. In: II Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, 1973, 2, 755–764.

Allmendinger, R.W. 2013. FaultKinWin. A program for analyzing fault slips data for Windows TMcomputers. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>

Angermann, D., Klotz, J. y Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector, Earth Planet. Sci. Lett., 171, 329 – 334.

Arias, W.E. y Azcuy, C. L. 1986. El Paleozoico Superior del Cañón del río Atuel, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41: 262-269.

Astini, R. A., Benedetto, J. L. y Vaccari, N. E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentina Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: a geodynamic model. Geological Society of America, Bulletin, 107, 253–273.

Astini, R., Ramos, V. A., Benedetto, J. L., Vaccari, N. E. y Cañas, F. L. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. In: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 5, 293–324.

Azcuy, C. L., Caminos, R. N. 1987. Diastrofismo. In: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina.

Barredo, S., Chemale, F., Marsicano, C., Ávila, J. N., Ottone, E. G y Ramos, V. A. 2012. "Tectono-sequence stratigraphy and U-Pb zircon ages of the Rincón Blanco Depocenter, northern Cuyo Rift, Argentina" Gondwana Research. 21(2-3):624-636

Bermúdez, A. 1988. Geología y Petrología de las formaciones ígneas cenozoicas del volcán Nevado y áreas adyacentes. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias naturales. Tesis Doctoral, inédita. La Plata.

Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. 1993. Los Basaltos de Retroarco Extra-andinos. En: Ramos, V. A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1(13): 161-172. Mendoza

Bordonaro, O. L. 2003. Review of the Cambrian stratigraphy of the Argentine Precordillera. Geologica Acta, 1(1), 11-22.

Borrello, A. 1971. The Cambrian of South America. In: Holland (ed.). Cambrian of the New World, 1, 385-438. Wiley Intersciences, 1, 385-438

- Branellec, M., Callot, J. P., Nivière, B., Ringenbach, J. C. 2015. The fracture network, a proxy for mesoscale deformation: constraints on layer parallel shortening history from the Malargüe fold and thrust belt, Argentina. *Tectonics* 34, 2014TC003738.
- Branellec, M., Niviere, B., Callot, J. P., Regard, V. y Ringenbach, J. C. 2016. Evidence of active shortening along the eastern border of the San Rafael basement block: characterization of the seismic source of the Villa Atuel earthquake (1929), Mendoza province, Argentina. *Geological Magazine*, 153(5-6), 911-925.
- Brun, J. P., Nalpas, T. 1996. Graben inversion innature and experiments. *Tectonics* 15: 677-687.
- Cembrano, J.y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1-2), 96-113.
- Césari, S. N., Limarino, C. O. y Gulbranson, E. L. 2011. An Upper Paleozoic biochronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews* 106: 149-160.
- Césari, S. N., Perez Loinaze V. S. y Limarino, C. O. 2013. La Biozona Pakhapites fusus-Vittatina subsaccata en la Formación Patquía (Pérmico), Precordillera de La Rioja, Argentina. *Revista Museo Argentino Ciencias. Naturales* 15: 71-88.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., ... y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. y Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. Geological Society, London, 21–114
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., y Sagripanti, L. 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61
- Chernicoff, J. y Ramos, V. A. 2003. El basamento de la Sierra de San Luis: nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 511–524.
- Cingolani, C. A., Tickij H. y Chemale F. Jr. 2008. Procedencia sedimentaria de la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, Mendoza (Argentina): Primeras edades U-Pb en circones detríticos. *XVII Congreso Geológico Argentino*, t II: 998-999. Jujuy
- Cingolani, C. A., Varela, R., Chemale F.Jr., Uriz, N.J. 2011. Geocronología U–Pb de las monzodioritas de la Boca del Río, Cacheuta-Mendoza, Argentina. In: 18° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Tectónica pre-Andina. *Actas. Neuquén*, p 2 (CD Rom)

- Cingolani, C. A. y Ramos, V. A. 2017. Pre-Carboniferous Tectonic Evolution of the San Rafael Block, Mendoza Province. In Pre-carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina (pp. 239-255). Springer, Cham.
- Cingolani, C. A., Llambías, E. J., Chemale, F., Abre, P. y Uriz, N. J. 2017. Lower Paleozoic 'El Nihuil Dolerites': Geochemical and isotopic constraints of mafic magmatism in an extensional setting of the San Rafael Block, Mendoza, Argentina. In Pre-carboniferous Evolution of the San Rafael Block, Argentina (pp. 105-125).
- Cobbold, P. R. y Rossello, E.A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina, *Mar. Pet. Geol.*, 20, 429 – 443.
- Cobbold, P. R., Diraison, M. y Rossello, E. A. 1999. Bitumen veins and Eocene transpression, Neuquén Basin, Argentina, *Tectonophysics*, 14, 423 – 442.
- Coblentz, D. D. y Richardson, R. M. 1996. Analysis of the South American intraplate stress field, *J. Geophys. Res.*, 101, 8643 – 8657.
- Costa, C., Cisneros, H., Salvarredi, J. y Gallucci, A. 2006. La neotectónica del margen oriental del bloque de San Rafael: Nuevas consideraciones. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial*, 6, 33-40.
- Dahlquist, J. A., Pankhurst, R. J., Gaschnig, R. M., Rapela, C. W., Casquet, C., Alasino, P. H. y Baldo, E. G. 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 23(4), 1617-1630.
- Davicino, R. E., y Sabalúa, J. C. 1990. El Cuerpo Básico de El Nihuil, Dto. San Rafael, Pcia. de Mendoza, Rep. Argentina. In *Congreso Geológico Argentino* (No. 11, pp. 43-47).
- Dessanti, R. N. 1945. Informe geológico preliminar sobre la Sierra Pintada, Departamento San Rafael, Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 28, inédita. Buenos Aires.
- Dessanti, R. N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27-C Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, vol 85. Buenos Aires, pp 1–79
- Dessanti, R. N. y Caminos, R. 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 22(2): 135-162. Buenos Aires.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V. A. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology*, 40(6), 559-562.
- Di Persia, C. A. 1972. Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de La Horqueta, zona Sierra Pintada, Departamento San Rafael, provincia de Mendoza. *4as Jornadas Geológicas Argentinas* (1969), 3: 29-41. Buenos Aires.
- Dicarlo, D. J. y Cristallini, E. 2007. Estructura de la margen norte del río Grande, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 187-199.

- Domeier, M., Van der Voo, R., Tomezzoli, R. N., Tohver, E., Hendricks, B. W., Torsvik, T. H., Vizán, H. y Domínguez, A. 2011. Support for an “A-type” Pangea reconstruction from high-fidelity Late Permian y Early to Middle Triassic paleomagnetic data from Argentina. *Journal of Geophysical Research* (116) B12114.
- Espejo, I. S. 1993. Reordenamiento de la estratigrafía neopaleozoica en el sector norte de la Cuenca San Rafael. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 57-62. Mendoza.
- Espejo, I. S., Andreis, R.R. y Mazzoni, M. 1996. Cuenca San Rafael. En: Archangelsky, S. (ed.). *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias, 163-172, Córdoba.
- Feruglio, E. 1946. Los sistemas orográficos de la Argentina. *Geografía de la República Argentina*. GAEA. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, vol. 4, p. 1-225, Buenos Aires.
- Folguera, A. y Ramos, V. A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 531-546.
- Folguera, A. y Zárate, M. 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(4), 692-712.
- Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V. A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 407, 267.
- Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T., Ramos, V.A. 2008. Crustal collapse in the Andean back-arc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36400e37300S). *Tectonophysics* 459, 140e160.
- Folguera, A., Naranjo, J. A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V. A. 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34–35 30' S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3-4), 169-185.
- Forasiepi, A. 2014. Nuevo registro de *Conepatus primaevus* (Mammalia, Carnivora, Mustelidae) del Pleistoceno de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, vol. 5, no 1, p. 21-29.
- Forasiepi, A. M., Martinelli, A. G., De La Fuente, M. S., Diegues, S., y Bond, M. 2011. Paleontology and stratigraphy of the Aisol Formation (Neogene), San Rafael, Mendoza. *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, p. 135–154.
- Frutos, J. y Alfaro, G. 1985. El complejo ofiolítico del ámbito eugeosinclinal paleozoico en la cordillera de la Costa del Sur de Chile. *IV Congreso Geológico Chileno*, pp. 332-333.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes: *Journal of the Geological Society of London*, v. 129, p. 93–131.

- Garrido, A. C., Turazzini, G. F., Bond, M., Aguirrezabala, G. O., y Forasiepi, A. M. 2014. Estratigrafía, vertebrados fósiles y evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos del Bloque de San Rafael (Mioceno-Plioceno), Mendoza, Argentina.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García V. y Clark, A. 2008a. Temporal and spatial relationship between thick- and thin-skinned deformation in the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459:123-139.
- Giambiagi, L., Bechis, F., Lanés, S., García, V. y Tunik, M. 2008b. Formación y evolución triásica- jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 520-533.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 278-292.
- Giampaoli, P., Dajczgewand, D.M. y Dzelalija, F. 2002. La estructura del sector externo de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud del río Salado, Cuenca Neuquina Surmendocina, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 168-173.
- Giampaoli, P., Ramirez, J.L. y Gait, M.A. 2005. Estilos de entrapamiento en la faja plegada y fallada de Malargüe. 6° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata): 121- 140.
- González Díaz, E. F. 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(3), 151-188.
- González Díaz, E. F. 1967. El hallazgo del Infra?-Mesotriásico continental en el sur del área pedemontana mendocina. *Acta Geológica Lilloana* 8: 101-134, San Miguel de Tucumán.
- González Díaz, E. F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d-San Rafael, Provincia de Mendoza: Boletín de la Dirección Nacional de Minería, v. 132, p. 1-127.
- González Díaz, E.F. 1981. Nuevos argumentos en favor del desdoblamiento de la denominada "Serie de la Horqueta", del Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. In 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:241-256. San Luis.
- González Díaz, E.F. y Fauqué, L.E. 1993. Geomorfología. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Relatorio 17: 217-234.
- González, R.R. 1971. Edades radiométricas de algunos cuerpos eruptivos de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26(3): 411-412. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 1-110.
- Groeber, P. 1938. *Mineralogía y Geología*. Espasa-Calpe, Argentina pp. 492.
- Groeber, P. 1939 a. Informe geológico sobre la zona de embalse del proyectado dique el Nihuil, Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.

- Groeber, P. 1952. Mesozoico. En: Geografía de la República Argentina, 2, GAEA, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires
- Guzmán, C., Cristallini, E. y Bottesi, G. 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34°S and 39°S from borehole breakout analysis. *Tectonics* 26(TC 3016),
- Guzmán, C. G., Cristallini, E. O., García, V. H., Yagupsky, D. L., y Bechis, F. 2011. Horizontal stress Field evolution from Eocene to present in Neuquen Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68(4), 542-554.
- Haller, M.J., Ramos, V. A. 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. In: Ramos, V.A. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino*, pp 31–39
- Heredia, N., Farias, P., García-Sanseguno, J. y Giambiagi, L. 2012. The basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): geodynamic evolution. *Andean Geology*, 39(2), 242-257.
- Herve', F. 1988. Late Palaeozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11, 183–188.
- Horton, B. K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*, 37(2), 402-429.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 1-14.
- Huyghe, D., Nivière, B. y Bonnel, C. 2015. Geomorphologic evidence for Plio-Quaternary shortening in the southern Neuquén basin (40° S, Argentina). *Terra Nova*, 27(6), 426-432.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C., Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to middle Proterozoic in North America *Geology* 17, 324–328.
- Keidel, J. 1927. Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera Principal o Cordillera de los Andes. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Boletín*, vol. 30, p. 295-307.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E. y Fortes, L. P. S. 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131.
- Kleiman, L.E. 1999. Mineralogía y petrología del volcanismo permo-triásico y triásico del bloque de San Rafael en el área de Sierra Pintada, provincia de Mendoza y su relación con las mineralizaciones de uranio. Doctoral Tesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 286 p. (unpublished).
- Kleiman, L. E. 2005. Las ignimbritas Toba Vieja Gorda, una “secuencia intermedia monótona” del ciclo Choiyoi inferior, bloque de San Rafael, Mendoza.”. *XVI Congreso Geológico Argentino Actas*, vol. 1, pp. 651–658.

- Kleiman, L. E. y Japas, M. S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34 S–36 S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473(3-4), 283-299.
- Kokogian, D. A., Spalletti, L. A., Morel, E. M., Artabe, A.E., Martínez, R. N., Alcober, O. A., Milana, J. P. y Zavattieri, A. M. 2001. Estratigrafía del Triásico argentino. En: Artabe, A.E., Morel, E.M. y Zamuner, A.B. (Eds.) *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de la Plata “Francisco Pascasio Moreno”: 23–54, La Plata.
- Kozlowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. A. 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (ed.): *Geología y recursos naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 235-256.
- Kusiak, M. 1993. Nuevos afloramientos basales de la Formación Puesto Viejo al suroeste de la presa Valle Grande, río Atuel. San Rafael-Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas 2*: 63-70, Mendoza.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1669-1691.
- Limarino, C. O., Tripaldi, S., Marensi, S. y Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 22: 205-226.
- Linares, E. y González, R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957–1987. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Linares, E., Manavella, M., Piñeiro, A. 1979. Geocronología de las rocas efusivas de las zonas de los yacimientos “Dr. Bauliés” y “Los Reyunos”, Sierra Pintada de San Rafael, Mendoza, República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino, *Actas*, vol. 2, pp. 13–21.
- Lira, R., Millone, H. A., Kirschbaum, A. M. y Moreno, R. S. 1996. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10, 157–177.
- Litvak, V. D., Spagnuolo, M. G., Folguera, A., Poma, S., Jones, R. y Ramos, V. A. 2015. Central Andean back-arc (34 30’-37 S), Argentina.
- LLambias, E. J., Kleiman, L. E. y Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo gondwánico. In *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, V.; editor). 12° Congreso Geológico Argentino (pp. 53-64).
- López Gamundí, O. R., Espejo, I., Conaghan, P., Mc. Powell, C. y Veevers, J. 1994. Southern South America. En: Veevers, J. y Mc. Powell, C. (eds.), *Permian-Triassic Pangean basin sand fold belts along the Panthalassan margin of Gondwana*. Geological Society of American Members 184, 281-329, Boulder.

- Lucero, C. 2002. Sistema estructural Aisol-Tordillo, bloque de San Rafael. 15° Congreso Geológico Argentino. El Calafate (Vol. 1, pp. 363-68).
- Lupari, M. N., Spagnotto, S. L., Nacif, S. V., Yacante, G., García, H. P. A., Lince-Klinger, F., ... y Triep, E. 2015. Sismicidad localizada en la zona del Bloque San Rafael, Argentina. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 32(2), 190-202.
- Manassero, M. J., Cingolani, C. A., y Abre, P. 2009. A Silurian-Devonian marine platform-deltaic system in the San Rafael Block, Argentine Precordillera-Cuyania terrane: lithofacies and provenance. *Geological Society, London, Special Publications*, 314(1), 215-240.
- Manavella, M. A. 1976. Contribución al conocimiento de las rocas eruptivas de la zona «Los Reyunos», Sierra Pintada (provincia de Mendoza). Trabajo Final de Licenciatura, inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- Marques, F. O. y Cobbold, P. R. 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments. *Tectonophysics*, 348(4), 247-268.
- Martínez, A. 2005. El Volcanismo del Choiyoi en la Región del Manzano Histórico, Tunuyán, Mendoza [Ph.D. thesis]: Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires, 274 p.
- Meijer, P. T., Govers, R. y Wortel, M. J. R. 1997. Forces controlling the present-day state of stress in the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2), 157-170.
- Messenger, G., Nivière, B., Lacan, P., Hervouët, Y., & Xavier, J. P. 2014. Plio-Quaternary thin-skinned tectonics along the crustal front flexure of the southern Central Andes: a record of the regional stress regime or of local tectonic-driven gravitational processes? *International Journal of Earth Sciences*, 103(3), 929-951.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Tassara, A., Gimenez, M. y Ramos, V. A. 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35 S, Andes of Argentina. *Geosphere*, 10(3), 585-609.
- Monti, M. 2015. Tectónica, volcanismo y sedimentación en la cuenca triásica del Grupo Puesto Viejo (Triásico Medio-Superior), provincia de Mendoza, Argentina (Doctoral dissertation, Facultad de Ciencias Naturales y Museo).
- 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.
- Muñoz, J., Stern, C. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. *Journal of South American Earth Science* 1, 147–161.
- Muñoz, J., Stern, C.A., Bermúdez, A., Delpino D. y Dobbs M. 1987. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38° y 39° LS de los Andes. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino, 10° Congreso Geológico Argentino, 4:199-201. San Miguel de Tucumán.

- Muñoz, J., Stern, C., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M.F., Frey, F.A. 1989. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38° y 39°S de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44, 270–286.
- Nieuwland, D. A., Leutscher, J. H. y Gast, J. 2000. Wedge equilibrium in fold-and-thrust belts: prediction of out-of-sequence thrusting based on sandbox experiments and natural examples. *Geologie en Mijnbouw, Netherlands Journal of Geosciences* 79 (1): 81-91.
- Norambuena, E. O., Leffer-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, S., Ocola, L., Ellis, M. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, Vol. 279, p. 358-362.
- Norabuena, E. O., Dixon, T. H., Stein, S. y Harrison, C. G. 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22), 3405-3408.
- Núñez, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 28d, Estación Soitué, provincia de Mendoza. *Servicio Nacional Minero Geológico Argentino, Boletín*, vol. 166. 67 pp.
- Olazábal, A. G. 1948. Estudio Geológico de la Zona Rincón del Atuel (Sierra Pintada, prov. Mendoza). Tesis inédita. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- Ottone, E. G, Monti, M., Marsicano, C., De la Fuente, M., Naipauer, M., Armstrong, R. y Mancuso, A. 2014a. Una edad U-Pb SHRIMP (Carniano) para el Gripo Puesto Viejo, depocentro de San Rafael. 19° Congreso Geológico Argentino, Córdoba.
- Ottone, E. G., Monti, M., Marsicano, C.A., Marcelo, S., Naipauer, M., Armstrong, R. y Mancuso, A.C. 2014b. A new Late Triassic age for the Puesto Viejo Group (San Rafael depocenter, Argentina): SHRIMP U–Pb zircon dating y biostratigraphic correlations across southern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 186-199.
- Padula, E. 1949. Descripción geológica de la Hoja 28-C “El Nihuil”. Unpublished report, Provincia de Mendoza. YPF.
- Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. 1998. The proto- Andean margin of Gondwana: an introduction. In: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142, 1–9.
- Pardo-Casas, F., Molnar, F. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates from Late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, No . 3, p. 233-248.
- Pazos, P., Gutiérrez, C., Heredia, A. y Rusconi, F. 2013. Primer registro Zoophycos en las “facies fluviales” de la Formación El Imperial (Pensilvaniano- Cissuraliano) en el Cañón del Atuel, Paleozoico Superior de Argentina. 2° Latinoamerican Symposium on Ichnology, Abstracts: 67, La Pampa.
- Pazos, P., Rusconi, F., Loss, L., Gutierrez, C., y Heredia, A. 2016. Estratigrafía de la Formación El Imperial (pensilvaniano-Cisuralano) en el cañón del Atuel, Cuenca San Rafael. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74(2), 155-162.

- Petit, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural geology*, 9 (5-6), 597-608.
- Pilger, R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes: *Journal geological Society of London*, 141: 793-802
- Polanski, J. 1951. El Bloque de San Rafael. Dirección Provincial de Minas y Geología (inédito), Mendoza.
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas, Cuaderno de Estudios e Investigaciones N° 4: 410, Ministerio de Economía. Mendoza.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. EUDEBA, 216 p., Buenos Aires
- Polanski, J. 1972. Descripción geológica de la Hoja 24 a-b (Cerro Tupungato), provincia de Mendoza, Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Argentina. Boletín 128: 110 p.
- Pomilio, A. y Vila, M. 2005. Review of igneous intrusives in the Ranquil Norte Area, Neuquén Basin-southern Mendoza Province. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Actas en CD, 14 p., Buenos Aires.
- Pucci, I. C. 1976. Contribución al conocimiento del subsuelo de General Alvear (provincia de Mendoza) y regiones adyacentes (Doctoral dissertation, Tesis inedita, Fac. Cs. Exactas y Naturales, Univ. Nac. de Buenos Aires).
- Quenardelle, S. y Ramos, V. A. 1999. The Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. In: Ramos, V. A. y Keppie, D. (eds) *Laurentia Gondwana Connections before Pangea*. Geological Society of America, Boulder, CO, Special Papers, 336, 63–86.
- Ramos, V. A. 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic– Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes*, 11, 168–174.
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina*. Anales 29 (24): 41-96, Buenos Aires
- Ramos, V. A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research*, 7, 1009–1026.
- Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, 204, 31-65.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 15-35.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31-54.

- Ramos, V. A. y Kay, S. M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35–39 S latitude). Geological Society of America, Special Paper, 407, 1-18.
- Ramos, V. A. y Vujovich, G. I. 1993. The Pampia Craton within Western Gondwanaland. In: Ortega- Gutiérrez, F., Coney, P., Centeno-García, E. y Gómez-Caballero, A. (eds) Proceedings of The First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, México, 113–116.
- Ramos, V. A., Litvak, V. D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34–37 SL). *Geoscience Frontiers*, 5(3), 351-367.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern Proto- Andean: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R. J. y Rapela, C. W. (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142, 181–217.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C. M. y Dahlquist, J. A. 2010. The Western Sierras Pampeanas: protracted Grenville-age history (1330–1030 Ma) of intraoceanic arcs, subduction–accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 105–127.
- Rebai, S., Philip, H. y Taboada, A. 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales, *J. geophys. Res.*, 110, 106-140.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M. A. S., Nutman, A. P., dos Santos, P. R. 2006. SHRIMP U–Pb zircon geochronological calibration of the late Paleozoic Supersequence, Paraná Basin, Brazil. V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este: Short Papers, pp. 298–301
- Rocha-Campos, A. C., Basei, M. A., Nutman, A. P., Kleiman, L. E., Varela, R., Llambias, E., ... y Da Rosa, O. D. C. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, 19(2), 509-523.
- Rodriguez, E. J. y Valdiviezo, A. 1970. Exploración geológica semiregional Sierra Pintada. CNEA, Tech Int Rep, 418, 40.
- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4a Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 1-60.
- Rusconi, F. J. 2014. Sedimentología y estratigrafía de la sección superior de la Formación el Imperial (Pennsylvaniano-Cisuraliano) en el Cañón del Atuel, cuenca San Rafael. Trabajo Final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 128 p., Buenos Aires.
- Salvarredi, J. A. 1996. Caldera del Potrerito. Sección superior del Grupo Choiyoi. Bloque de San Rafael (Mendoza). 13° Congreso Geológico Argentino y 3er Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 347. Buenos Aires.

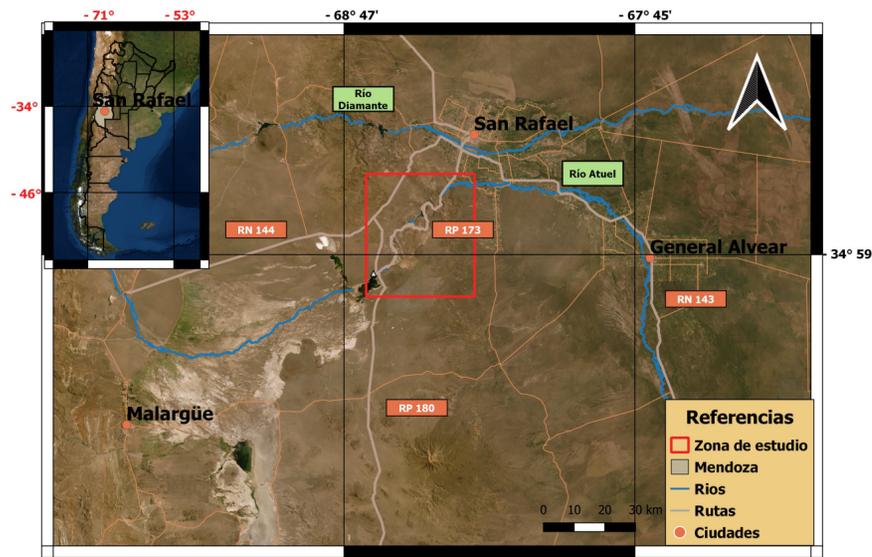
- Salvarredi, J. A. 1999. Yacimiento Doctor Baulfés y otros depósitos del Distrito uranífero Sierra Pintada, Mendoza. En: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 895-906. Buenos Aires.
- Sato, A. M., Llambías, E. J., Basei, M. A. y Castro, C. E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 48-69.
- Sepúlveda, E. G., Carpio, F. W., Regairaz, M. C., Zárate, M., Zanettini, J. C. M. y Leanza, H. A. 2007. San Rafael.
- Søager, N., Holm, P.M., Llambías, E.J. 2013. Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. *Chemical Geology* 349-350, 36-53.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 Ma: implications for the mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, p. 211-215
- Somoza, R. 2005. Recent tectonic activity in the Precordillera of the North Chilean forearc at the Salar de Punta Negra latitude (24°-25°S). 6° international Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 681-684, Barcelona.
- Spalletti, L. A. 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1: 125-142.
- Spalletti, L. A., Merodio, J. C., Matheos, S. D. e Iñíguez Rodríguez, A. M. 1996. Petrología y geoquímica de sedimentitas silicoclásticas triásicas de la Sierra Pintada, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51 (1): 51-60.
- Stappenbeck, R. 1934. Geología de la montaña de San Rafael. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 82, inédita. Buenos Aires.
- Sterren, A. F. y Cisterna, G. A. 2010. Bivalves and brachiopods in the Carboniferous-Early Permian of Argentine Precordillera: diversification and faunistic turnover. *Geologic Acta* 8: 501-517.
- Stipanovic, P. N. 1965. El Jurásico en vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(4): 403-478. Buenos Aires
- Stipanovic, P. N., González Díaz, E.F. y Zavattieri, A.M. 2007. Grupo Puesto Viejo nom. transt. por Formación Puesto Viejo González Díaz (1994, 1967): nuevas interpretaciones paleontológicas, estratigráficas y cronológicas. *Ameghiniana - Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 44 (4):759-761.
- Suppe, J. 1985. Principles of structural geology. Prentice Hall, 536 p., Englewood Cliffs.
- Taboada, A. C. y Pagani, M. A. 2010. The coupled occurrence of *Cimmeriella-Jakutoproductus* (Brachiopoda: Productidina) in Patagonia: implications for Early Permian high to middle paleolatitudinal correlations and paleoclimatic reconstruction. *Geológica Acta* 8: 513-534.

- Tebbens, S. y Cande, S. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B6, p. 12061-12084.
- Thomas, W. A. y Astini, R. A. 1996. The Argentine Precordillera: a traveller from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, 273, 752–757.
- Tibaldi, A. M., Otamendi, J. E., Gromet, L. P. y Demichelis, A. H. 2008. Suya Taco and Sol de Mayo mafic complexes from eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the emplacement of primitive OIB-like magmas into deep crustal levels at a late stage of the Pampean orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 172–187.
- Tomezzoli, R. N. (2012). Chilenia y Patagonia: ¿ un mismo continente a la deriva?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(2), 222-239.
- Toubes, R.O. 1979. Nuevas edades K/Ar para la Sierra Pintada, provincia de Mendoza. Nota breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(1):73-79. Buenos Aires
- Toubes, R. O. y Spikermann, P. J. 1976. Algunas edades K/ Ar para la Sierra Pintada, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(2):118-126. Buenos Aires.
- Trumpy, E. 1940. Probable extensión de la Cuenca Rética de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., y Ramos, V. A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4), 258-273.
- Turienzo, M. M. 2010. Structural style of the Malargüe fold-and-thrust belt at the Diamante River area (34° 30'–34° 50' S) and its linkage with the Cordillera Frontal, Andes of central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(3), 537-556.
- Valencio, D. A., Mendía, J. E. y Vilas, J.F. 1975. Paleomagnetismo y K-Ar ages of triassic igneous rocks from the Ischigualasto-Ischichuca basin y Puesto Viejo Formation, Argentina. *Earth y Planetary Science Letters* 26: 319-330.
- Vilas, J. F. y Valencio, D. A. 1982. Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico Tardío–Mesozoico Temprano del centro-oeste argentino. *Asociación Geológica Argentina, Actas*, 3, 743-758.
- Von Gosen, W., Loske, W. y Prozzi, C. 2002. New isotopic dating of intrusive rocks in the Sierra de San Luis (Argentina): implications for the geodynamic history of the Eastern Sierras Pampeanas. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 237–250.
- Wichmann, R. 1928. Reconocimiento geológico de la región de El Nihuil, especialmente relacionado con el proyectado dique de embalse del Río Atuel. Dirección Nacional de Minería (unpublished report), Buenos Aires
- Yagupsky, D. L., Cristallini, E. O., Zamora Valcarce, G., y Varadé, R. 2007. Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: Aplicaciones en la faja plegada y corrida de Malargüe, sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(1), 124-138.

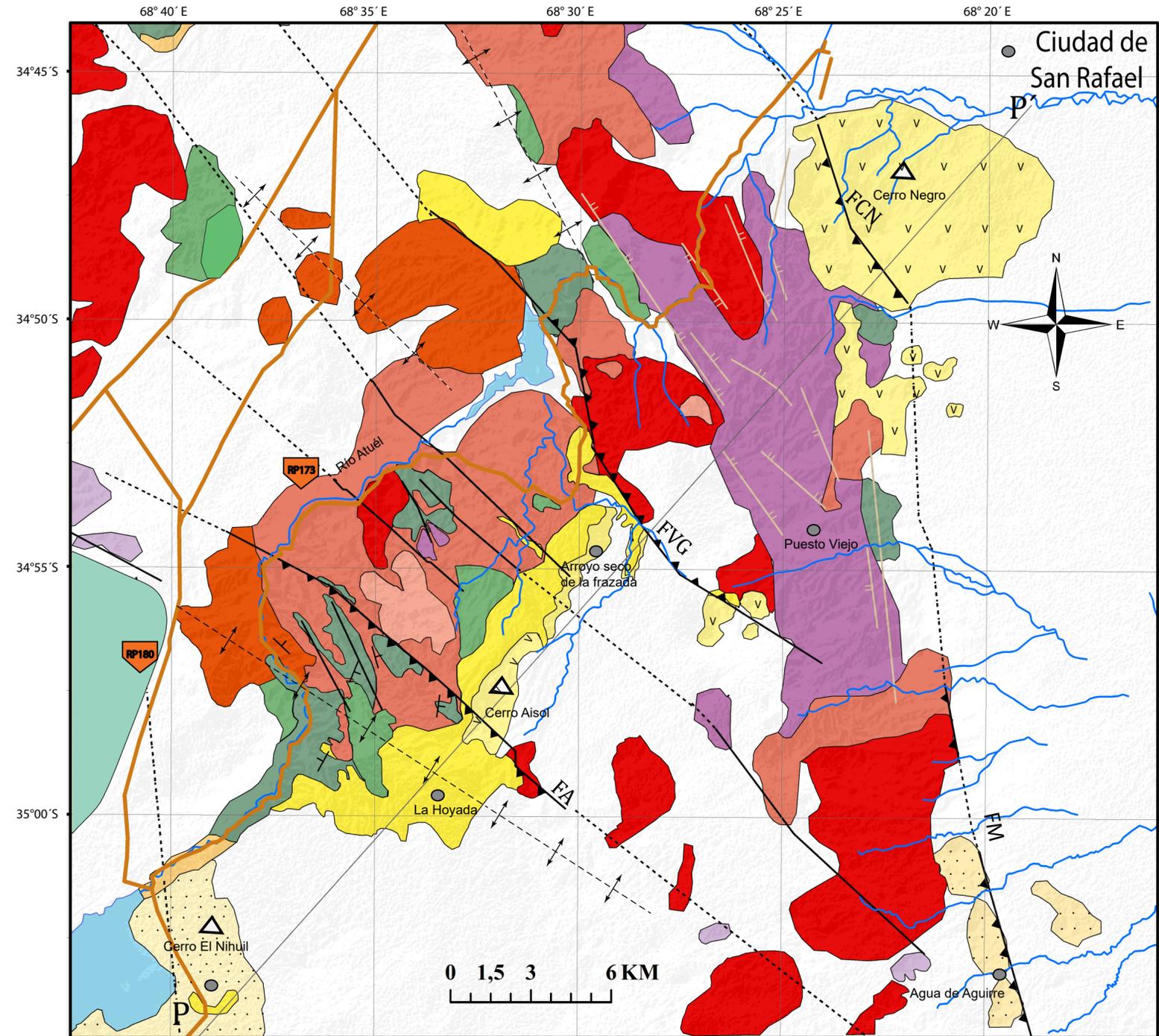
Zoback, M. L. 1992. First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11703-11728.



Trabajo Final de Licenciatura
Ariel Helman
2019



Mapa geológico del área del cañón del Atuel, Provincia de Mendoza



Referencias

Cenozoico	Depósitos Cuaternarios Indiferenciados	Actitud	
	Fm. La Invernada		Fallas inversas
	Gr. Chapúa		
Neógeno	Fm Río Seco del Zapallo	Fallas normales	
	Fm La Huertita		
	Fm. Aisol	Fallas inferidas	
Fm. Puesto Viejo	Anticlinal		
Triásico		Fm. El Portillo	Lineamientos
	Fm. Cerro Carrizalito		
	Fm. Quebrada del Pimiento	Rutas	
Pérmico	Gr. Cochicó indiferenciado		Cerros
	Fm Los Reyunos		
	Fm. El Imperial	Ríos	
Carbonífero	Tonalita Rodeo de La Bordalesa		Lugares
	Fm. Río Seco de los Castaños		
Devónico-Silúrico	Gabro Loma Alta y Dolerita El Nihuil		
	Mesoproterozoico		

