

Tesis Doctoral

Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42° 30' S

Tobal, Jonathan Elías

2016-03-28

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Tobal, Jonathan Elías. (2016-03-28). Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42° 30' S. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Tobal, Jonathan Elías. "Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42° 30' S". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2016-03-28.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42°30' S

Tesis presentada para optar por el título de Doctor de la Universidad de
Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

Jonathan Elías Tobal

Director: Andrés Folguera

Director Asistente: Víctor A. Ramos

Buenos Aires, 5 de noviembre de 2015

Fecha de defensa: 28 de marzo de 2015

Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42°30' S

Resumen

Se presentan en esta tesis los resultados del estudio del sector andino de los Andes Patagónicos Septentrionales ubicados entre los 41°30' y los 42°30'S, en las provincias de Río Negro y Chubut. La región estudiada no contaba, hasta el momento, con levantamientos geológicos detallados debido a la dificultad de acceso que presenta este sector de los Andes. El análisis estratigráfico y morfoestructural del área constituyen los ejes principales del trabajo de investigación realizado. Las imágenes satelitales disponibles, así como los datos gravimétricos y relevamientos magnéticos con los que se pudo contar, complementan la información disponible y contribuyen a dar solidez a las interpretaciones realizadas. Además, se llevaron a cabo análisis petrográficos, geoquímicos y radimétricos.

El análisis estratigráfico ha permitido realizar una caracterización de las unidades volcánicas y plutónicas jurásico-cretácicas que resulta considerablemente más precisa que las descripciones preexistentes. En particular, se ha reconocido además la existencia de una unidad volcánica miocena, previamente desconocida, que aflora en el sector interno de los Andes entre los 41° 30' y los 41° 50'S. El análisis morfoestructural revela, a escala local, el carácter sinextensional de estas rocas y, a escala regional, la existencia de un importante evento de extensión. Las precisas dataciones radimétricas (U-Pb LAICPMS en circones) que se presentan en esta tesis permiten asignar este evento al Mioceno Medio a Superior.

El análisis morfoestructural realizado permite postular que la faja plegada y corrida desarrollada a estas latitudes estuvo sometida a condiciones de evolución singulares que no han sido reconocidas en otros segmentos andinos. A la etapa compresiva que se inició durante el Mioceno Inferior a Medio, y continuó desarrollándose al menos hasta el Mioceno Superior en la zona de antepaís, se sobreimpusieron fenómenos extensionales en el sector occidental interno, de modo que ambos fenómenos podrían incluso haber coexistido durante una parte del proceso de estructuración de los Andes. El análisis morfoestructural aporta, por lo tanto, datos valiosos que permiten evaluar, en un sentido más amplio, el desarrollo de la deformación en el tiempo y el espacio. Adicionalmente, se discuten una serie de indicios que podrían indicar la existencia de uno o más eventos de deformación desarrollados durante el Jurásico-Cretácico, que deberán ser investigados a futuro.

Palabras claves: Andes Patagónicos Septentrionales; orogénesis; deformación; volcanismo; análisis topográfico.

Structure of the North Patagonian Andes between 41°30' y los 42°30' S

Abstract

This thesis is focused on the study of the Andean sector of the North Patagonian Andes located between 41°30' and 42°30'S, in Río Negro and Chubut provinces. This area is characterized by a difficult access, reason by which no previous detailed geological surveys were done. A stratigraphical and morphostructural analysis of the study area was done on the basis of field mapping and interpretation of satellite images. The interpretations presented in this thesis were also complemented with gravity and magnetic data, and also with petrographical, geochemical and geochronological analysis.

The stratigraphical analysis allowed a precise characterization of the Jurassic-Cretaceous to Cenozoic volcanic and plutonic units. Additionally, a previously unknown, Miocene volcanic unit outcropping at the inner sector of the Andes, between 41°30' and 41°50'S, was recognized. A morphostructural analysis reveals, at a local scale, the synextensional character of these rocks. The new radiometric ages presented in this work constrain this event to the middle to late Miocene.

The morphostructural analysis allows us to postulate that the fold and thrust belt was subjected to unique conditions during its evolution, which are not recognized through other neighbor Andean segments. After the beginning of the compression in the late Miocene, and during its progression to the foreland zone, middle to late Miocene extensional phenomena occurred in the inner Andean sector. Additionally, morphostructural analysis provides valuable information in order to evaluate spatial and temporal development of the deformation. Finally, the existence of one or more deformational events acting in Jurassic-Cretaceous times is discussed.

Key words: North Patagonian Andes; orogenesis; deformation; volcanism; topographic analysis.

Agradecimientos

El trabajo puramente individual es un anacronismo. Es un concepto sobrevalorado. Es una filosofía que debiéramos pisotear. El autor de este modesto estudio trabajó estos años convencido de estas premisas. Sabe que este texto que ahora pone en manos de un lector anónimo pudo ser realizado gracias al esfuerzo de numerosas personas que merecerían más que esta simple página. Ojalá llegue a ellos este sincero agradecimiento.

A mis directores, Andrés y Víctor, que añadieron donde faltaba y quitaron donde sobraba, y condujeron así el trabajo hacia un mejor resultado.

Al extraordinario grupo de compañeros de trabajo con el que compartimos el día a día. Jere, Lu, Mike, Guido, Bruno, Lucas, Feli, Andrés E., Dani Yag y Dani P., Diega, Mauro, Ana. Y a los compañeros de GruMa, con los que compartimos ese *otro* trabajo tan necesario.

A los que estuvieron conmigo en la montaña, dándome una mano en lugares inhóspitos, en condiciones adversas. Jere, Mike, Emi, Duby, Bruno, Guido, Andrés E. y Andrés F., Pedro. A los refugieros, todos ellos, pero particularmente a Seba de “La Tronconada”.

A Flor B., que no sólo es una gran compañera y amiga sino que contribuyó enormemente a este trabajo.

A Jere, enorme amigo y hacedor de cálculos que resultaron muy importantes en esta tesis.

A Maxi, por todo su trabajo en lo que respecta a la geocronología.

A mis viejos y a mi hermano, y a los amigos que la miraban de afuera, pero me apoyaban cuando era necesario. Marce, Fer, Befu, Fede.

A mi gran gran gran amiga de la vida, Flor M.

A Anita, porque es la persona con la que más me gusta estar, y me ayuda a pensar mejor, y bancó todas y cada una de las partes que hoy *son* esta tesis.

Índice.

Prefacio	7
1. Introducción	8
1.1. Los Andes Patagónicos Septentrionales.....	8
1.2. Antecedentes generales	9
1.3. Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso	10
1.3.1. Caminos y vías de acceso principales	10
1.3.2. Fisiografía del sector andino más occidental (entre los 41°30' y los 42°30'S)	12
1.4. Objetivos del trabajo	15
1.5. Metodología de estudio y etapas de trabajo.....	16
2. Marco geológico	19
2.1. Contexto regional	19
2.2. Principales unidades morfoestructurales	21
2.3. Principales unidades geológicas a través de la faja plegada y corrida y la zona de antepaís.....	22
2.4. La faja plegada y corrida de Ñirihuau: algunas generalidades	26
3. Estratigrafía	26
3.1. Basamento	28
3.2. Unidades mesozoicas	31
3.2.1. Consideraciones preliminares sobre las características y la nomenclatura de las unidades mesozoicas de los Andes Patagónicos	31
3.2.2. Rocas sedimentarias y plutónicas del Jurásico Inferior	31
<i>Geocronología</i>	38
3.2.3. Unidades volcánicas y plutónicas del Jurásico Medio al Cretácico Superior.....	40
3.2.3.1. Rocas volcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior: Formación Huemul (Lago La Plata y equivalentes) y Formación Divisadero	41
<i>Petrografía</i>	46
<i>Geoquímica</i>	49
3.2.3.2. Rocas plutónicas mesozoicas del Batolito Patagónico Cordillerano	53
3.3. Fajas volcánicas paleógenas.....	57
3.4. Unidades neógenas en la subcuenca de El Bolsón y en el sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales	60
3.4.1. Formación Ñirihuau.....	60
3.4.2. Formación Cerro Bastión	61
<i>Geocronología</i>	66

3.4.3. Formación Collón-Curá	68
3.5. Rocas plio-cuaternarias	69
4. Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales	72
4.1. La faja plegada y corrida de Ñirihuau en superficie.....	72
4.2. Información de subsuelo	74
4.2.1. Datos gravimétricos.....	74
4.2.2. Datos obtenidos a partir de líneas sísmicas y perfiles de pozo	75
4.2.3. Descripción general del sustrato de la cuenca de Ñirihuau y su relación con algunos de los principales rasgos en superficie	77
4.3. Antecedentes en el estudio de las estructuras andinas entre los 41º y los 42º30'S	77
4.4. Los distintos sectores montañosos entre los 41º30' y los 42º30'S.....	80
4.4.1. Área del Cerro Bastión.....	80
4.4.2. Área del cerro Ventisquero	87
4.4.3. Área del cerro Perito Moreno	89
4.4.4. Área del cerro Dedo Gordo	91
4.4.5. Área del Cordón del Hielo Azul.....	92
4.4.6. Área del Cordón del Piltriquitrón	96
4.5. Análisis integrado de la faja plegada y corrida de Ñirihuau	98
5. Eventos de deformación andina en los Andes Patagónicos Septentrionales.....	107
5.1. Deformación mesozoica.....	107
5.2. Mioceno: construcción de la faja plegada y corrida de Ñirihuau.....	110
5.3. Mioceno medio a superior: extensión en el sector interno	114
5.3.1. Características estructurales de los depocentros volcánicos.....	115
5.3.2. Características geoquímicas de las rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión.....	117
5.3.3. Análisis topográfico del sector interno de la faja plegada y corrida	120
5.4. Evolución de la deformación durante el Neógeno	122
5.4.1. Magmatismo y deformación.....	122
5.4.2. Consideraciones acerca de la configuración de la cuña orogénica durante el Mioceno.	126
5.4.3. Modelo evolutivo: integración de los datos, limitaciones e hipótesis alternativas	128
6. Conclusiones.....	130
Bibliografía	132
Apéndices	147
A. Descripción de cortes petrográficos	147
B. Análisis geoquímicos de las rocas jurásico-cretácicas	150
C. Análisis geocronológicos.....	152

C.1. Método analítico	152
C.2. Datos analíticos	152
C.2.1. Cerro Perito Moreno.....	153
C.2.2. Cerro Bastión	155
C.2.3. Cerro Silvia.....	157
D. Análisis topográfico	159
D.1 Consideraciones básicas	159
D.2 Elección del ancho apropiado de “celda”	159
Bibliografía.....	160

Prefacio

El mapeo geológico detallado de un área, que incluye la caracterización estratigráfica y el análisis de las estructuras que afectan a las distintas unidades en superficie y en profundidad, son las tareas básicas que permiten reconstruir la historia evolutiva de cualquier sector montañoso que se pretenda estudiar.

En este trabajo, se presentan los resultados que se obtuvieron al realizar dichas tareas en el segmento montañoso de los Andes Patagónicos Septentrionales que se extiende entre los 41°30' y los 42°30' S, a lo largo de las provincias de Río Negro y Chubut. A esta metodología de trabajo, se han añadido datos obtenidos a partir de variados análisis: morfogeológicos, geocronológicos, geoquímicos, geofísicos. De este modo, se ha pretendido que este enfoque multidisciplinario contribuya de modo significativo a obtener un modelo de evolución tectónica del sector montañoso que resulte coherente con los datos existentes en la bibliografía previa y con los datos nuevos que son presentados en la presente tesis.

La integración de los resultados obtenidos ha permitido esbozar algunos de los procesos que ocurrieron durante una temprana etapa de orogénesis andina -desde los inicios del período Jurásico y hasta el final del período Cretácico - y ha contribuido, sobre todo, a mejorar significativamente el entendimiento de los procesos tectónicos que tuvieron lugar durante el período Neógeno.

A la luz de los nuevos resultados que se presentan en este trabajo, resulta claro que los distintos eventos de construcción andina que tuvieron lugar a lo largo de unos 190 millones de años han sido por demás complejos. La evidencia de eventos de construcción orogénica que involucraron mecanismos de deformación antagónicos (extensionales vs compresionales) coexistiendo o sucediéndose, alternativamente, en el tiempo y en el espacio; la reactivación de estructuras paleozoicas y mesozoicas específicas; la migración de la deformación y el magmatismo en el espacio y su interrelación; son algunos de los fenómenos que se desprenden del análisis e interpretación de los datos recolectados durante el desarrollo de esta tesis.

1. Introducción

En las páginas que siguen, se presenta un caso de estudio concreto de los Andes Patagónicos: comprende un área y un enfoque específicos. El lector hallará una serie de observaciones novedosas respecto de un sector de los Andes que ha permanecido relativamente poco estudiado y podrá juzgar, al terminar de leer el texto, la importancia de dichas observaciones.

El área estudiada comprende el sector oriental de los Andes entre los 41°30' y los 42°30' de latitud sur. El trabajo de campo ha sido llevado a cabo estrictamente en territorio argentino, a lo largo de las provincias de Río Negro y Chubut. No obstante, en ciertas secciones de la tesis se ha decidido extender el análisis de los distintos fenómenos considerados al territorio chileno o a la zona extraandina teniendo en cuenta que los procesos tectónicos involucrados exceden los límites de áreas específicas como la que comprende esta tesis y deben por ello ser considerados en un contexto regional. En este sentido, se describirán las similitudes y diferencias que el presente caso de estudio presenta respecto de otros sectores andinos en cuanto al tiempo, la duración y la intensidad de los procesos tectónicos que dieron lugar al levantamiento de la Cordillera de los Andes a estas latitudes. Por otra parte, son estos caracteres propios de los distintos segmentos andinos a lo largo de Sudamérica los que han permitido, en los últimos veinte años, profundizar el conocimiento existente respecto de los mecanismos de formación de cadenas montañosas como los Andes.

Hallará el lector metodologías de estudio variadas aunque no novedosas (véase más adelante, sección 1.5). El enfoque de estudio ha pretendido ser multidisciplinario a los fines de lograr la mejor comprensión posible de los fenómenos complejos estudiados.

1.1. Los Andes Patagónicos Septentrionales

Conocidos también como Andes Nordpatagónicos, los Andes Patagónicos Septentrionales son homologables a la Cordillera Patagónica Septentrional descrita por Ramos (1999), desarrollada entre los 39° y los 45°S. Así delimitado, este segmento de los Andes se extiende en sentido norte-sur a lo largo de -aproximadamente- 650 km, con un desarrollo en sentido este-oeste que no supera los 100 km y alturas máximas en torno a los 2.500 m s.n.m., a excepción de ciertos volcanes situados en el límite argentino-chileno como el volcán Lanín (3.776 m s.n.m.) y el Monte Tronador (3.478 m s.n.m.).

Diversos criterios han sido utilizados para delimitar esta provincia geológica (Groeber, 1918, 1938; Windhausen, 1931; Frenguelli, 1946; Dessanti, 1972; Leanza, 1972; para un resumen de las ideas generales, véase Ramos, 1999). El límite norte, que separaría la Cordillera Principal de los Andes Patagónicos, se encuentra ubicado a la latitud del lago Aluminé (volcán Sollipulli) y divide un sector andino norte en que predominan secuencias marinas jurásicas y eocretácicas, y

un sector sur en el que se desarrolla una gran faja plutónica localmente emplazada en un basamento metamórfico paleozoico, a lo largo de más de 3.000 km, a través de territorio argentino y chileno, hasta el extremo sur del continente (Ramos et al., 1982; Hervé et al., 2007). Hacia el sur, el límite respecto de los Andes Patagónicos Australes ha sido establecido, en forma variable, entre los 45°S (lago Fontana) y los 46°30'S (punto triple de Aysén), en función de variados criterios basados en la estratigrafía de las unidades, en los distintos eventos tectono-magmáticos representados en los sectores interno y externo de la cordillera e incluso en variaciones en la topografía del sector montañoso (Groeber, 1938; Leanza, 1972; Gansser, 1973; Ramos, 2005).

1.2. Antecedentes generales

Tal como señaló Groeber (1942), se contaba hasta entonces con unos pocos trabajos pioneros de principios de siglo, realizados en el noroeste de la Patagonia por Roth (1922), Wichmann (1934) y Quensel (1911), a los que cabría agregar también el de Ljungner (1931). Además, para esa misma época se había iniciado ya el trabajo de relevamiento del área que correspondía a las hojas 40b (San Carlos de Bariloche) y 41b (Río Foyel), que saldrían publicadas unos años más tarde (González Bonorino, 1944; Feruglio, 1947) (Figura 1.1). Se sumarían luego las observaciones -en gran parte inéditas- incluidas en la “Descripción geológica de la Patagonia” (Feruglio, 1950).

En términos generales, se trata de estudios de carácter regional, aunque en algunos casos se presta especial atención a ciertas problemáticas locales, como en el caso de los trabajos de Quensel (1911) y Ljungner (1931), quienes fueron los primeros en describir las unidades ígneas aflorantes en los alrededores del lago Nahuel Huapi y las zonas adyacentes. No obstante, las hojas 40b (Feruglio, 1947) y 41b (González Bonorino, 1944), y el trabajo de Petersen y González Bonorino (1947) constituyen los primeros estudios detallados del área occidental de las provincias de Río Negro y Chubut. Con todo, las observaciones geológicas se limitan al sector cordillerano al norte de los 41°30' (Feruglio, 1947) y al segmento que se eleva al este del valle de El Bolsón y se extiende hacia la zona extraandina (González Bonorino, 1944). Los datos respecto del sector cordillerano que esta tesis abarca eran, por lo tanto, prácticamente nulos hacia mitad de siglo.

Los primeros datos geológicos concretos obtenidos en el área cordillerana más occidental provienen de dos hojas geológicas que permanecen inéditas, las hojas 40a (Monte Tronador; Greco, 1975) y 41a (El Bolsón; Diez y Zubia, 1979). Datos de esta última han sido publicados en un trabajo posterior de Diez y Zubia (1981), luego de que el primero de los autores muriera trágicamente durante una de las campañas de campo. Estos autores presentan así el primer mapa

geológico del sector andino situado al oeste del valle de El Bolsón entre los 41°30' y los 42°S (Figura 1.1).

Entretanto, se publican numerosos trabajos enfocados en la estratigrafía de las provincias de Río Negro y Chubut (véase más adelante el capítulo 3). Cabe destacar aquí el trabajo de Ramos y Cortés (1984), quienes analizan por primera vez la estructura regional del área cordillerana, de vital importancia en este trabajo.

Se constituye así, a lo largo de un siglo, la base de trabajos que Giacosa et al. (2001) y Lizuáin y Viera (2010) integrarán a través de la publicación de las hojas geológicas (1:250.000) 4172-IV (“San Carlos de Bariloche”) y 4372-I-II (“Esquel”). Otras contribuciones de particular interés a esta tesis son las de Giacosa y Heredia (1999, 2004), Bechis y Cristallini (2006), Bechis et al. (2014), Tobal et al. (2012, 2015), Ramos et al. (2011, 2015) y Orts et al. (2012, 2015), entre otras.

Con todo, al día de la fecha no existen trabajos de campo detallados dentro del área de esta tesis, es decir el sector cordillerano que se eleva al oeste de El Bolsón entre los 41°30' y los 42°S.

1.3. Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso

1.3.1. Caminos y vías de acceso principales

La zona de estudio de esta tesis doctoral se localiza principalmente en el suroeste de la Provincia de Río Negro, abarcando también parte del extremo noroccidental de la Provincia de Chubut. Se la puede circunscribir aproximadamente entre los meridianos 71°25' y 71°50' O y los paralelos 41°30' y 42°25' S. La zona se inscribe dentro de los Andes Patagónicos Septentrionales y comprende el sector andino más occidental -y más elevado- del territorio argentino a estas latitudes junto con la depresión topográfica que conforma el valle de El Bolsón.

Las distintas vías de acceso al área son: i) desde el norte y desde el sur, a través de la ruta 40, que conecta las ciudades de San Carlos de Bariloche y Esquel, y atraviesa también la localidad de El Bolsón y otras localidades menores como Epuyén, El Hoyo y Río Foyel; ii) por el este, a través de la ruta provincial 6 (ex 243 de Río Negro) y la ruta provincial 70 de Chubut, que unen la pequeña localidad de El Maitén (Provincia de Chubut) con la ruta nacional 40, al norte y al sur de El Bolsón (Provincia de Río Negro) respectivamente; iii) por el oeste, accediendo por Chile, a través del paso internacional “Río Manso”, ingresando en territorio argentino por la ruta provincial 83, que luego se une con la ruta 40 a la latitud de la pequeña localidad de Río Villegas (41°34' S - 71°30' O), y a través del paso internacional “Río Puelo”, aproximadamente a los 42°6' S.

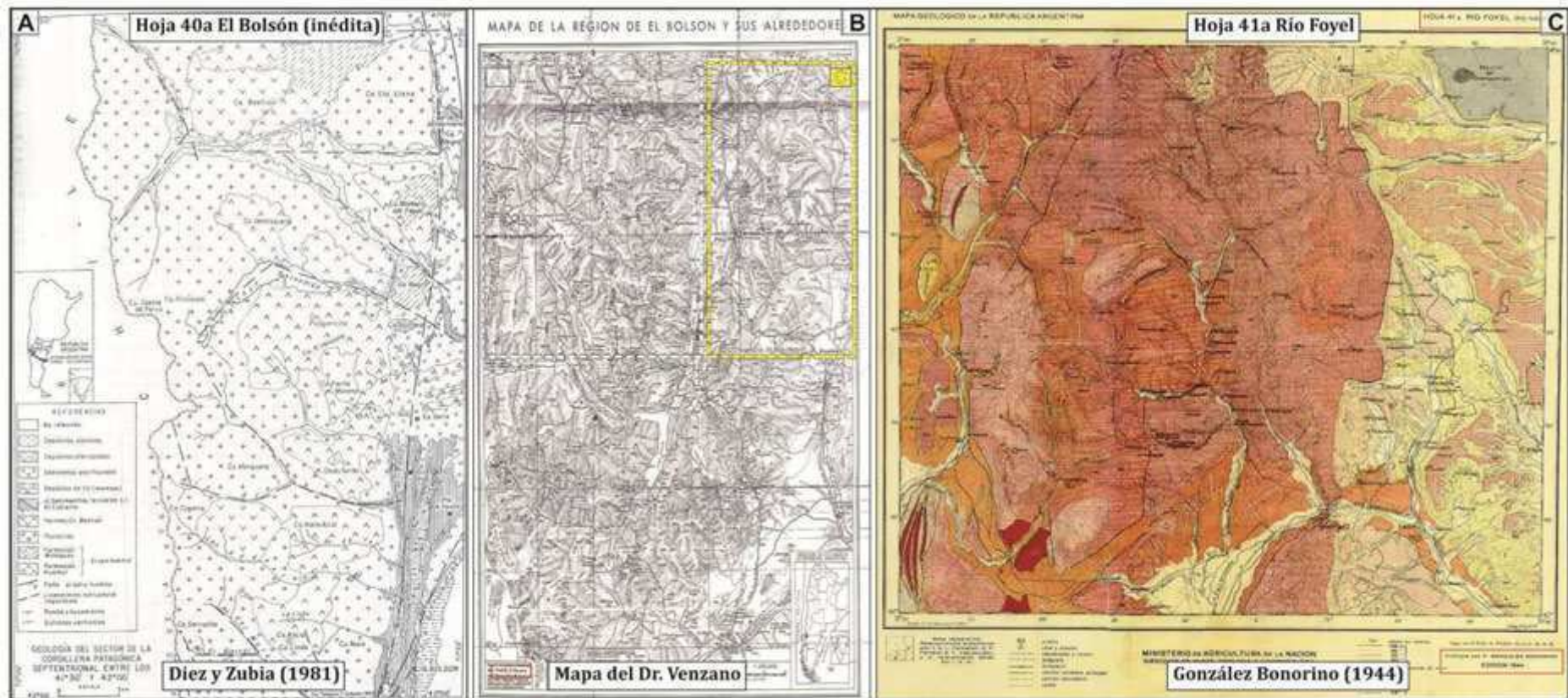


Figura 1.1. Mapas geológicos y topográficos del siglo XX que resultan relevantes respecto de esta tesis. Al centro, el mapa topográfico realizado íntegramente por el Dr. Venzano, médico, naturalista y habitante pionero de El Bolsón, quien confeccionó un mapa detallado del área de El Bolsón y sus alrededores, a partir de campañas realizadas a pie, llevando en su mochila un teodolito y un altímetro. A la derecha, la hoja geológica 41b "Río Foyel", realizada por González Bonorino (1944) en base a tareas de campo que desarrolló en el inicio de la década del '40 y con las que completó su tesis en 1942 bajo la dirección de Pablo Groeber. A la izquierda, el primer mapa geológico realizado al oeste del valle de El Bolsón, entre los 41°30' y los 42° de latitud sur (Diez y Zubia, 1981).

1.3.2. Fisiografía del sector andino más occidental (entre los 41°30' y los 42°30'S)

En las figuras 1.2 y 1.3 se observan algunas de las características fisiográficas más salientes del área de estudio. La misma comprende dos cordones montañosos principales, de rumbo submeridional, separados entre sí por el valle de El Bolsón, que hacia el sur se continúa a lo largo de la depresión que ocupa actualmente el lago Puelo y el valle del río Turbio, cerrándose a la latitud del cerro Plataforma; su límite norte se halla a la latitud aproximada del río Manso inferior, donde ambos cordones montañosos se aproximan, lo que determina el desarrollo de una estrecha depresión hacia el norte que ocupan actualmente los lagos Guillermo, Mascardi y Gutiérrez y que culmina en el lago Nahuel Huapi. Por otra parte, la topografía del valle de El Bolsón decrece de norte a sur, de modo que la localidad de El Foyel se ubica aproximadamente a los 775 m s.n.m., la localidad de El Bolsón a los 320 m s.n.m. y la localidad de El Hoyo a los 230 m s.n.m.

El frente montañoso que se eleva al oeste de El Bolsón incluye, de norte a sur, a los cerros Bastión, Ventisquero, Perito Moreno, Dedo Gordo, Hielo Azul y Lindo, con alturas máximas promedio que rondan los 2.300 m s.n.m. Las distintas observaciones que esta tesis reúne, se extienden además a los cerros Roca del Tiempo, Morrudo, Cuevas, Vanguardia y Esperanza, localizados hacia el sur, y se hace también una mención especial al cerro Plataforma, que fuera recorrido a pie durante uno de los trabajos de campo realizados.

Profundos valles fluviales de rumbo E-W separan los distintos sectores de la cordillera occidental más alta, siendo los principales los correspondientes a los ríos Raquel, Azul y Manso inferior; las nacientes de los dos primeros ríos se remontan al límite con Chile, mientras que el último nace en territorio argentino en el lago Steffen y fluye en sentido opuesto, hacia Chile. Todos estos ríos presentan una característica inflexión de casi 90° en su intersección con el valle de El Bolsón. A estos valles cabe agregar aquéllos de los ríos Escondido, Puelo, Esperanza y Turbio, sobre los que permanecen lagos glaciares relictos (Escondido, Puelo, Esperanza) (véase más adelante la Figura 1.5). En conjunto, todas estas depresiones de rumbo este-oeste delimitan segmentos montañosos bien definidos, de modo que es posible -y así se hará en esta tesis- describir a los mismos en forma independiente, aún en los casos en que existen características comunes entre segmentos adyacentes.

Por otro lado, los cerros que limitan el valle de El Bolsón por el este son, de norte a sur, el cerro Áspero, la sierra Chata, el Cordón Serrucho, el cerro Rincón, el Cordón Paleta y el Cordón Piltriquitrón; al sur del paralelo 42°S, se elevan por el este, de norte a sur, el cerro Pirque, el Cordón del Derrumbe y el cerro Tres Picos. Entre las estribaciones mencionadas, se prestará particular atención al Cordón del Piltriquitrón, que fuera recorrido a pie durante una de las campañas de campo.



Fig. 1.2. Los Andes Patagónicos Septentrionales. a) Cordón del Piltriquitrón visto desde el cerro Hielo Azul; b) vista de la ciudad de El Bolsón y el cerro Lindo que se eleva al oeste (desde el Cordón del Piltriquitrón); c) ladera norte del cerro Bastión y valle estrecho que ocupa el lago Steffen, mirando hacia las montañas que limitan el valle de El Bolsón por el este; d) vista del río Azul fluyendo hacia su desembocadura en el lago Puelo.

Tanto el frente montañoso que se eleva al este como el que se eleva al oeste del valle de El Bolsón poseen abruptas pendientes hasta alcanzar las cumbres, que por lo general consisten en *cols* y *arêtes* formados aproximadamente a los 2.300 m s.n.m. Muchos otros caracteres morfológicos glaciares caracterizan las montañas del área de estudio: glaciares relícticos (glaciares del Hielo Azul y Ventisquero), circos glaciares, valles en artesa, lagos relícticos de altura (lagos Lindo, Tricolor, Club Andino; las lagunas Pangolín y de la Cascada), superficies aplanadas, *drumlins*, superficies estriadas, etc. (Figura 1.3). Sobre el valle de El Bolsón pueden reconocerse, además, una serie de morenas. También es posible reconocer en los sectores más elevados numerosas características propias de ambientes periglaciares (lóbulos de soliflucción en laderas; patrones regulares en el terreno, como listas de piedra, formados por congelifración).

Por otra parte, el clima en el valle de El Bolsón se caracteriza por presentar temperaturas medias anuales que varían entre los 10° y los 12° C (medias en período estival de 23° y de 3°C en período invernal) y un patrón de precipitaciones de clima húmedo (~900 mm anuales) con máximas precipitaciones en los meses invernales (SMN Argentina, promedio 1971-1980). La humedad que se descarga en los cordones montañosos y en el valle de El Bolsón procede mayormente de los vientos que soplan del oeste, dando lugar a un patrón de precipitaciones que disminuye de oeste a este.



Fig. 1.3. Morfología glaciar de los Andes Patagónicos Septentrionales. A) Glaciar del Hielo Azul; B) lago frontal del glaciar del Hielo Azul; C) arcos morénicos en el valle de El Bolsón; D) lagos relícticos Lindo y Tricolor; E) lago del Club Andino en el cerro Silvia; F) lago colgado sobre la ladera norte del cerro Entrelagos.

El clima determina así el desarrollo de bosques que cubren por completo las laderas de las montañas y que sólo desaparecen -en forma gradual- a partir de los 1700 m s.n.m. Son característicos de estos bosques el ñire (*Nothofagus antártica*), la lenga (*Nothofagus pumilio*) y el coihue (*Nothofagus dombeyi*). Los afloramientos rocosos dominan, pues, únicamente en los sectores más elevados del frente montañoso, estando muy limitados por debajo de la línea de bosque.

En cuanto a las posibilidades de tránsito a través de los cordones montañosos, los cerros Piltriquitrón al este, Morrudo, Lindo, Hielo Azul y Dedo Gordo al oeste, y Plataforma al suroeste, cuentan con senderos que permiten el acceso a pie a una serie de refugios de montaña, por lo general situados en cercanías del límite entre la línea máxima de bosque y la superficie

rocosa aflorante (1.200 a 1.500 m s.n.m.). En el caso particular de los cerros Perito Moreno, Ventisquero y Bastión, existen sendas poco transitadas (huella de animales) que permiten el acceso a los mismos, aunque no se cuenta con refugios (Figura 1.4). En todos los casos mencionados, los senderos demandan de 4 a 7 horas de ritmo sostenido de caminata. En algunos pocos casos (Piltriquitrón, Hielo Azul, Lindo), existen mojones que además demarcan el camino a la cumbre; en el resto de los casos, el tránsito a través de abruptos -muchas veces, prácticamente inaccesibles- filos rocosos se realiza sin ningún tipo de indicación, lo que suele limitar casi por completo el acceso de turistas.

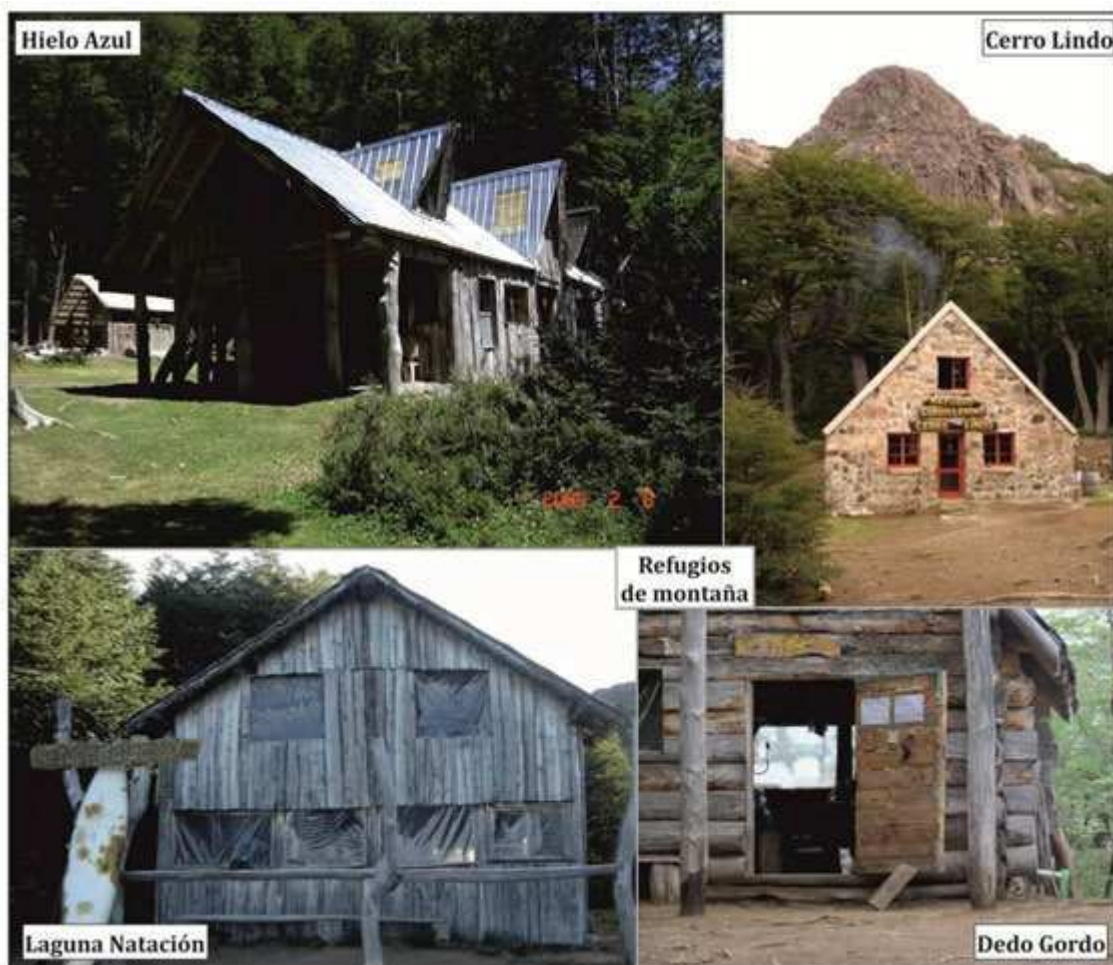


Figura 1.4. Refugios de montaña ubicados en los Andes al oeste del valle de El Bolsón.

1.4. Objetivos del trabajo

Teniendo en cuenta lo expuesto en la sección 1.2., esta tesis se planteó un objetivo inicial de suma importancia para cualquier abordaje posterior: el mapeo detallado del área cordillerana entre los 41°30' y los 42°30'S. Particularmente, del área occidental que se eleva al oeste del valle de El Bolsón, que a las claras resulta el segmento de los Andes menos conocido a estas latitudes. Si bien esta tarea es común en gran parte de las tesis doctorales que se realizan en el campo de las ciencias geológicas, en el caso particular que nos atañe, el mapeo detallado se

tornaba imprescindible dada la poca información disponible respecto del sector montañoso que esta tesis abarca. Esto último se verá reflejado a lo largo del desarrollo del texto.

El mapeo detallado se llevó a cabo priorizando dos líneas de trabajo:

i) La caracterización estratigráfica del área, que involucra la descripción de las unidades mesozoicas predominantemente plutónicas y volcánicas que afloran en el segmento de estudio así como su relación con unidades terciarias más modernas; se incluye aquí el análisis petrográfico, geoquímico y radiométrico de las distintas unidades geológicas así como su estudio de forma complementaria a partir de métodos geofísicos tales como líneas sísmicas, perfiles de pozos y datos gravimétricos.

ii) El análisis estructural del área, tanto a escala local como a escala regional. Esta tarea implica una descripción detallada de las fallas (corrimientos y retrocorrimientos), pliegues y lineamientos que caracterizan a la faja plegada y corrida a estas latitudes.

Cada una de estas líneas de investigación se complementó con objetivos secundarios, como por ejemplo: a) la discriminación entre las distintas unidades mesozoicas que, en conjunto, constituyen una secuencia volcano-sedimentaria que ha suscitado intensas discusiones en la comunidad geológica a lo largo del siglo pasado (véase la sección 3.2); b) la elaboración de transectas estructurales que resumen los datos estratigráfico-estructurales existentes e integran la información en profundidad.

Todos estos objetivos fueron concebidos, en última instancia, a los fines de plantear un modelo conceptual que permita explicar con detalle en qué forma se desarrollaron los distintos eventos de deformación que forman parte del ciclo Andino de levantamiento de la Cordillera de los Andes a estas latitudes. En este sentido, resulta decisivo no sólo conocer la localización, duración e intensidad de dichos eventos, sino interpretarlos en relación a otros fenómenos que necesariamente se hallan vinculados, tales como el volcanismo, el clima y la geomorfología.

Todos los objetivos fueron cumplidos; podrá el lector juzgar en qué medida lo fueron.

1.5. Metodología de estudio y etapas de trabajo

La metodología de estudio empleada involucró tareas de campo y tareas de gabinete desarrolladas a lo largo de cinco años. Se llevaron a cabo cuatro campañas en la zona de estudio (años 2011 a 2014), de aproximadamente 15 días de duración cada una, las cuales permitieron el relevamiento de una parte importante del área bajo estudio; a partir de las mismas, se obtuvieron los datos (fotos, anotaciones, muestras de rocas) con los que se trabajó a lo largo de toda la tesis doctoral y que complementan y actualizan todos los datos previos disponibles.

Las campañas se desarrollaron de la siguiente manera (Figura 1.5):

a) 2011: Se recorrió el área de los cerros Hielo Azul (incluyendo el valle del río Azul) y Bastión.

b) 2012: Se recorrió el área de los cerros Dedo Gordo, Perito Moreno y Hielo Azul-Silvia.

c) 2013: Se recorrió el área de los cerros Ventisquero y Hielo Azul Silvia

d) 2014: Se recorrió el área del cordón del Piltriquitrón y de los cerros Bastión y Plataforma.

Además, se contaba con datos del área de los cerros Lindo y Alicia, obtenidos durante el trabajo final de licenciatura de quien escribe estas líneas (Tobal, 2010).

Por otro lado, se llevaron a cabo, en forma sistemática, tareas de gabinete en la FCEyN (UBA). En una primera instancia, se realizó una amplia recopilación bibliográfica (mapas geológicos previos, datos radimétricos publicados e inéditos, datos termocronológicos, imágenes satelitales, datos de elevación digital, toponimia, entre otros). Esta tarea de recopilación fue preponderante en las etapas iniciales de trabajo pero continuó a lo largo del desarrollo de la tesis. Dicho proceso tuvo lugar junto con el aprendizaje de una serie de herramientas informáticas de aplicación en el campo de la geología, entre las que cabe destacar el uso y manejo de sistemas de información geográficas (generalmente conocidos como GIS; *Geographic Information System*, por sus siglas en inglés), que complementan, en buena parte, el proceso de recopilación bibliográfica (además de brindar una amplia gama de posibilidades en cuanto al procesamiento de datos; véanse secciones posteriores).

Se realizaron además análisis petrográficos, geoquímicos y radimétricos sobre distintas muestras de rocas (de unidades mesozoicas y cenozoicas) obtenidas a lo largo de las sucesivas campañas. Estos datos fueron principalmente utilizados en torno al ordenamiento y caracterización de las distintas unidades estratigráficas, y en forma subordinada como soporte en la interpretación de los datos estructurales.

Además, se contó con: i) datos gravimétricos y magnéticos, gentilmente cedidos por Mario Giménez, investigador del Instituto Geofísico Sismológico “Ing. Fernando Volponi”, de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ); ii) secciones sísmicas que si bien no corresponden estrictamente al área de estudio (se trata de datos sísmicos de la región extraandina y del antearco chileno), complementan los datos de campo y permitieron la integración regional de los datos estructurales.

Los datos gravimétricos permitieron la obtención de mapas de anomalías de *Bouguer* y de *Aire Libre*, que permitieron la correlación con los distintos rasgos tectonoestratigráficos de importancia reconocidos en el área (tanto los previamente reconocidos como aquéllos que se describen por primera vez en esta tesis). Las secciones sísmicas fueron utilizadas para constreñir la disposición de las unidades litoestratigráficas y sus relaciones de contacto en subsuelo; de esta forma, brindan sustento analítico a las distintas secciones estructurales presentadas en esta tesis.

Todos estos aspectos fueron integrados, finalmente, dentro de un modelo de evolución tectónica del área, y de la región en que se inscribe la misma.



Figura 1.5. Ubicación del área que comprende esta tesis. Se han indicado los principales cerros, lagos y ríos, así como el límite internacional y la ruta nacional 40. Los círculos de colores representan los puntos de control de cada campaña de campo realizada.

2. Marco geológico

2.1. Contexto regional

Los Andes Patagónicos Septentrionales constituyen la expresión topográfica del ciclo andino de deformación, desarrollado a lo largo de -al menos- los últimos 150 Ma. En efecto, tal como sucede en otros sectores andinos adyacentes, desde el Jurásico el margen occidental de Sudamérica se ha caracterizado por la continua subducción de distintas placas oceánicas por debajo del continente (Maloney et al., 2013), cuyo resultado en superficie ha sido el desarrollo de un intenso magmatismo y una serie de eventos deformacionales temporalmente acotados, que aún constituyen materia de debate (véanse por ejemplo los recientes trabajos de Orts et al., 2012; Bilmes et al., 2013; Bechis et al., 2014). Estos eventos, que forman parte del registro geológico a lo largo del margen andino, desde la costa chilena hasta la zona de antepaís en nuestro país, permiten inferir considerables cambios en el contexto geodinámico a lo largo del tiempo; adicionalmente, distintos pulsos glaciales que tuvieron lugar a partir de los 7 Ma, han contribuido al modelado del relieve andino actual (Mercer y Sutter, 1982; Rabassa y Clapperton, 1990).

Actualmente, la placa de Nazca, creada a partir de la fragmentación de la placa de Farallón aproximadamente a los ~25 Ma (Meschede y Barckhausen, 2000; Lonsdale, 2005), se subduce con un ángulo normal (~30°) por debajo de la placa Sudamericana (Tašárová, 2007). Recientes reconstrucciones a partir de datos paleomagnéticos y anomalías magnéticas de fondo oceánico señalan una convergencia oblicua al margen andino, aproximadamente en la dirección N80°E, con una velocidad promedio de 7.6 cm/año para los últimos 5 Ma (Somoza y Ghidella, 2005); datos de velocidades actuales, derivadas a partir de mediciones de GPS, indican velocidades en torno a los 3 cm/año (Jin y Wang, 2008; De Mets et al., 2010), y confirman la existencia de una continua disminución en la velocidad de convergencia a partir de al menos los últimos 10 Ma (Somoza y Ghidella, 2012)

Hacia el sur, el denominado Punto Triple de Chile señala la intersección de las placas de Nazca, Sudamérica y Antártica. Hacia el norte, un reciente trabajo de Pesicek et al. (2012), a partir de una tomografía sísmica a los 39° S, señala la existencia de un segmento de placa oceánica desprendido respecto de la que actualmente se subduce a la latitud de Neuquén, lo que ha sido interpretado como una rotura (un *desgarre*) de la placa oceánica como consecuencia de un cambio en la configuración del ángulo de subducción; dicha interpretación ha sido, además, recientemente vinculada con el desarrollo del volcanismo de la Payenia (Ramos y Folguera, 2011). Aún más al norte, se desarrolla el segmento de subducción subhorizontal pampeano (Cahill y Isacks, 1992; Ramos et al., 2002).

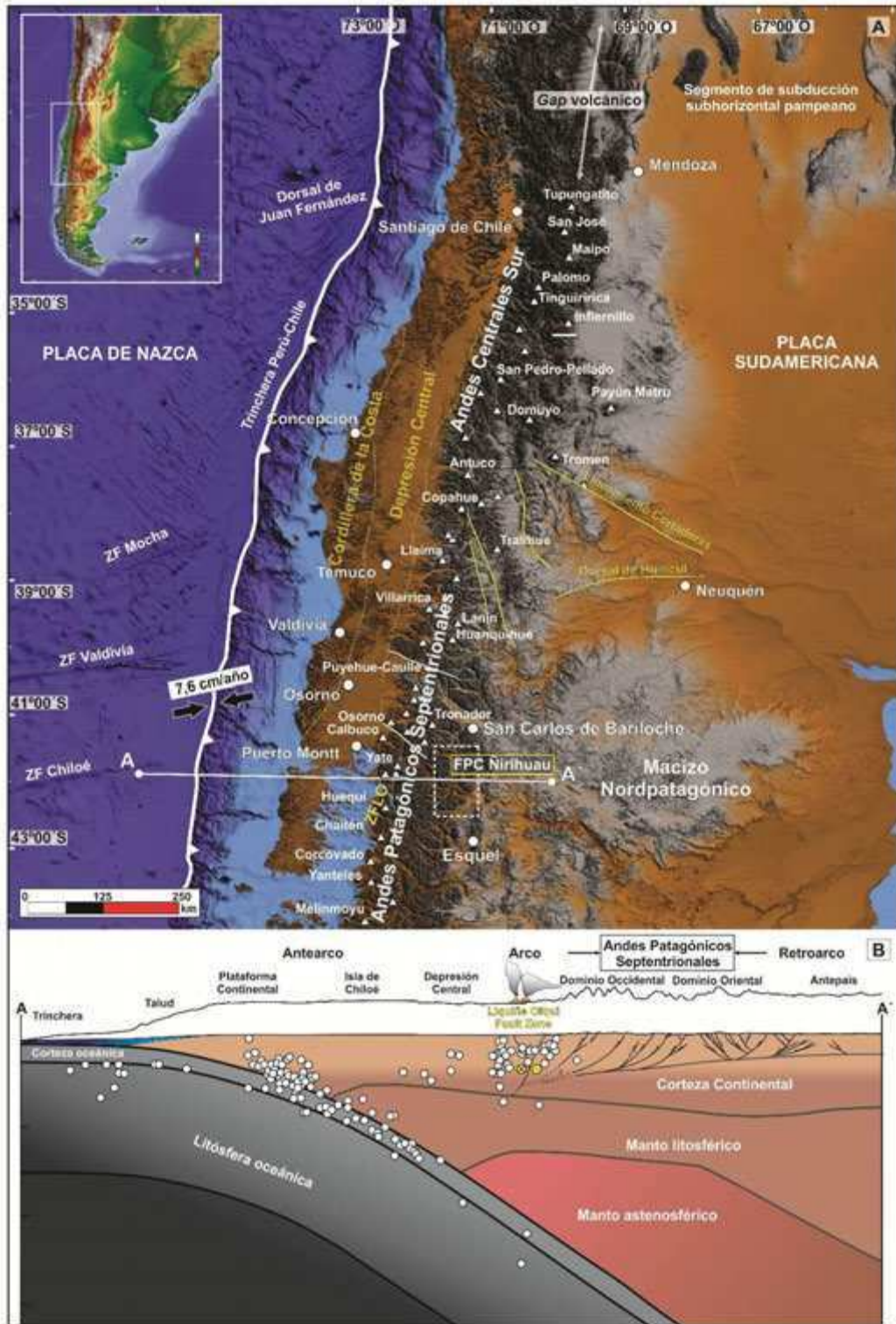


Figura 2.1. Arriba: mapa de ubicación en el que se indican las principales unidades morfoestructurales descritas en el texto, las localidades más importantes, los volcanes que conforman el arco volcánico actual (Siebert y Simkin, 2002), la ubicación de las distintas fajas plegadas y corridas que hacia el norte han recibido atención en los últimos 15 años y otros elementos morfoestructurales regionalmente importantes, que son mencionados en el texto. En recuadro blanco punteado se indica el área que abarca el mapa geológico de esta tesis. Abajo: transecta a escala cortical a los 42° de latitud sur, mostrando el contexto geodinámico actual. La placa de Nazca se subduce con un ángulo normal, de alrededor de 30°, por debajo de la placa de Sudamérica. Se indican los dominios morfoestructurales desde la costa chilena hasta el sector de antepaís actual, junto con el perfil topográfico del margen sudamericano a estas latitudes (modificado de Orts et al., 2012).

El arco volcánico actual se localiza en territorio chileno, localizado en su mayor parte sobre la zona de falla de Liquiñe-Ofqui; los volcanes Puyehue-Caulle, Puntagudo, Osorno, Calbuco, Yate, Hornopirén, Apagado, Huequi, Michinmahuida y Chaitén son algunos de los volcanes más activos entre los 40° y los 43° S.

2.2. Principales unidades morfoestructurales

En el extremo noroccidental de Patagonia, entre los 40° y los 43° de latitud sur, de oeste a este, se pueden definir al menos cuatro unidades morfoestructurales (Figura 2.1). En primer lugar, la Cordillera de la Costa, constituida mayormente por rocas metamórficas del Paleozoico tardío al Triásico (Thomson y Hervé, 2002; Willner et al., 2004; Hervé et al., 2007, 2013; Duhart y Adriasola, 2008), la cual registra un episodio de alzamiento durante el Plioceno (Melnick y Echtler, 2006). En segundo lugar, la Depresión Central, una cuenca de unos 70 km de ancho, que se encuentra orientada paralelamente a la trinchera y registra el relleno de unos 4 km de rocas marinas y volcánicas cenozoicas junto con sedimentos glaciares (Jordan et al., 2001; Duhart y Adriasola, 2008). En tercer lugar, los Andes Patagónicos Septentrionales, un cordón montañoso que presenta dos dominios estructurales bastante bien definidos: un sector occidental que se encuentra dominado por un complejo de cuerpos plutónicos calcoalcalinos de más de 200 km de ancho y que se extiende por unos 2000 km, emplazados entre el Jurásico medio y el Mioceno, que en conjunto se conoce como Batolito Patagónico (Bruce et al., 1991; Pankhurst et al., 1999; Hervé et al., 2007; y referencias allí citadas); y un sector oriental, ubicado al este del valle de El Bolsón, en el que se eleva un sistema montañoso “precordillerano”¹ que se encuentran principalmente formado por cuerpos plutónicos del Jurásico inferior que conforman el Batolito Patagónico Subcordillerano (Gordon y Ort, 1993; Rapela et al., 2005), cubierto en parte por las rocas volcánicas oligocenas que forman el cinturón volcánico de El Maitén (Rapela et al., 1988). En cuarto lugar, la cuenca de Ñirihuau, rellena con depósitos fluviales, lacustres y piroclásticos, además de algunos depósitos marinos restringidos, que cubre parte del flanco oriental del sistema montañoso precordillerano y se extiende hacia el este, en el ámbito del antepaís actual (Figura 2.2; Ramos et al., 1982; Cazau et al., 1989; Mancini y Serna, 1989; Giacosa y Heredia, 1999; Bechis et al., 2014).

Además, entre los Andes Patagónicos Septentrionales y la Depresión Central, la denominada zona de falla de Liquiñe-Ofqui (Hervé, 1976; Cembrano et al., 1996), de extensión regional y una cinemática dextral, constituye uno de los sistemas de fallas transcurrentes en ambientes de subducción más extensos del mundo (Figura 2.2; Jarrard, 1986). Esta zona de fallas, de rumbo

¹ Algunos autores se han referido al sector oriental de los Andes Patagónicos Septentrionales como Sistema Precordillerano (Orts et al., 2012). Aunque no constituye una unidad morfoestructural, en este trabajo usaremos eventualmente el término informal “precordillerano” al referirnos al sector andino oriental (desarrollado al este de El Bolsón).

predominante NNE, controló el emplazamiento de cuerpos plutónicos miocenos que forman parte del mencionado Batolito Patagónico (Thomson, 2002; Adriasola et al., 2006). Además, se ha reconocido que tanto la actual actividad sísmica cortical como la deformación neotectónica se encuentran restringidas a este sector del margen andino a estas latitudes.

El presente estudio se focaliza en el ámbito de los Andes Patagónicos Septentrionales. No obstante, distintas unidades geológicas analizadas a lo largo del presente trabajo se hallan vinculadas con las unidades morfoestructurales que lindan con los Andes Patagónicos Septentrionales, motivo por el cual se han descrito a grandes rasgos y serán tenidas en cuenta en algunas de las interpretaciones que se brindan en este trabajo.

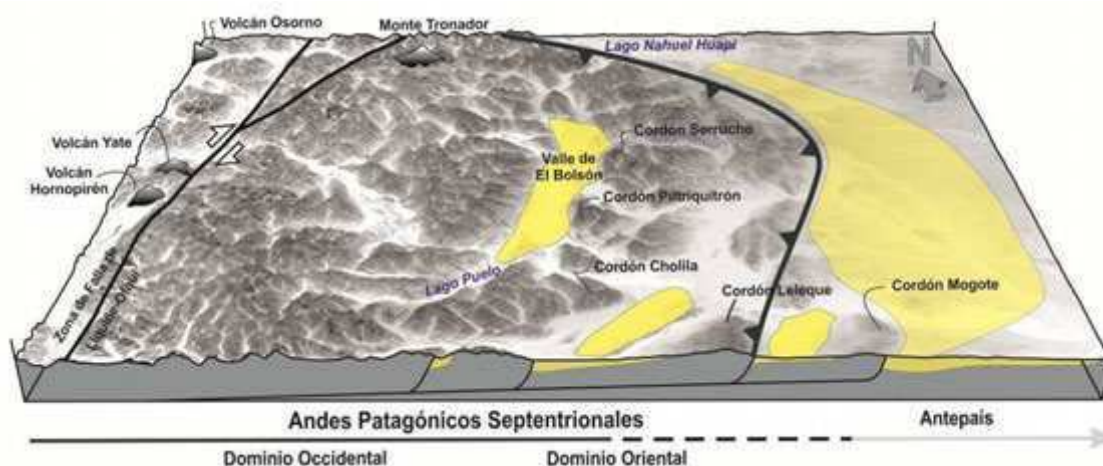


Figura 2.2. Rasgos fisiográficos de los principales dominios morfoestructurales en los que se inscribe esta tesis. Se indican en amarillo los principales depocentros de la cuenca de Ñirihuau. La línea gruesa indentada indica el máximo alcance de la deformación durante el último evento compresivo ocurrido durante el Mioceno.

2.3. Principales unidades geológicas a través de la faja plegada y corrida y la zona de antepaís

En el margen noroccidental de la Patagonia, se encuentra expuesto un basamento ígneo-metamórfico paleozoico que aflora tanto en territorio chileno como argentino (Dalla Salda et al., 1991; Duhart et al., 2001; Pankhurst et al., 2006; Hervé et al., 2013). En particular, sobre la vertiente oriental de los Andes, entre el lago Nahuel Huapi (~41° S) y el lago Cholila (~42° 30' S), el denominado Complejo Colohuincul (Dalla Salda et al., 1991) incluye esquistos, gneises, metacuarcitas, anfibolitas y migmatitas del Paleozoico superior, intruidas a su vez por granitoides sintectónicos y postectónicos, que afloran en los alrededores de los lagos Mascardi y Gutiérrez, en el Cordón del Serrucho y en el Cordón del Piltriquitrón (González Bonorino, 1944; Dalla Salda et al., 1991; Giacosa et al., 2001; García-Sanseguno et al., 2009) (Figura 2.3).

El registro geológico mesozoico de los Andes Patagónicos Septentrionales, entre el Triásico tardío y el Cretácico superior, se encuentra representado mayormente por unidades ígneas: fajas plutónicas regionales que intruyen el basamento (Pankhurst et al., 1999; Gordon y Ort, 1993;

Rapela et al., 2005) y unidades volcánicas asociadas (Lizuaín, 1999; Pankhurst et al., 2000), que se extienden todo a lo largo del eje andino más elevado y afloran sobre ambas vertientes de la cordillera a estas latitudes (Figura 2.3). A estas unidades, cabe agregar la existencia de rocas sedimentarias jurásicas, expuestas en restringidos afloramientos pero que abarcan un área importante de la Patagonia por lo que se especula que habrían formado parte de una cuenca de extensión considerable (Lizuaín, 1999; Suárez y Márquez, 2007).

Las rocas intrusivas más antiguas fueron emplazadas en el Jurásico temprano y forman parte de una faja plutónica de rumbo nor-noroeste de más de 250 km, expuesta a lo largo del sistema precordillerano, entre los 41° y los 43° de latitud sur, que se conoce con el nombre de Batolito Patagónico Subcordillerano (Gordon y Ort, 1993; Rapela et al., 2005) (Figura 2.3).

A lo largo del sector más elevado de los Andes -eje andino- afloran granitoides calcoalcalinos del Jurásico medio al Cretácico superior que conforman el Batolito Patagónico Cordillerano (Diez y Zubia, 1981; Sernageomin-BRGM, 1995; Giacosa et al., 2001; Lizuaín y Viera, 2010; Castro et al., 2011) (Figura 2.3). Se cuenta con una numerosa base de edades radiométricas respecto de estos granitoides que va desde los 172 Ma (Castro et al., 2011) hasta los 71 Ma (González Díaz y Valvano, 1978).

Además, a lo largo de la vertiente oriental de los Andes, se encuentra un extenso complejo volcánico-sedimentario desarrollado entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior (González Bonorino, 1944, 1974; Thiele et al., 1978; Lizuaín, 1980; Diez y Zubia, 1981; Lizuaín, 1981; González Díaz, 1982; González Díaz y Lizuaín, 1984; Giacosa et al., 2001). Estas rocas volcano-sedimentarias, reconocidas entre San Carlos de Bariloche y Esquel, incluyen: i) rocas sedimentarias (en menor medida, volcánicas) de la Formación Piltriquitrón (González Bonorino, 1944; Lizuaín, 1980; 1999); ii) rocas volcánicas del Jurásico medio a superior que cubren a las anteriores, y que se conocen como Formación Huemul (González Bonorino, 1974) al norte de los 42° de latitud sur, y como Formación Lago la Plata (Ramos, 1976) al sur.; iii) rocas volcánicas del Grupo Divisadero, emplazadas durante el Cretácico inferior, que afloran de forma continua al sur, a lo largo del frente montañoso principal (Heim, 1940; Haller y Lapido, 1980). Ambas unidades volcánicas incluyen basaltos y andesitas, pero también dacitas, riolitas e ignimbritas, y han demostrado ser particularmente difíciles de distinguir no sólo en el terreno sino también cuando se analizan sus características petroquímicas. Éstas afloran extensamente a lo largo del segmento andino entre el lago Nahuel Huapi y el lago Puelo por lo cual resultan particularmente importantes en el contexto de esta tesis (Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001; Tobal et al., 2012).

El Cenozoico, por otra parte, se caracteriza por un predominio marcado de rocas volcánicas y sedimentarias. Dos extensas fajas volcánicas, discriminables tanto espacial como temporalmente, se desarrollaron durante el Paleógeno en el área que actualmente ocupan la

vertiente oriental del sistema precordillerano y la zona de antepaís (Ramos, 1982; Rapela et al., 1988). La faja volcánica oriental, conocida como Cinturón de Pilcaniyeu (Rapela et al., 1988), comprende rocas volcánicas bimodales, calcoalcalinas, con grandes volúmenes de ignimbritas asociadas, que se extruyeron durante el Eoceno (Rapela et al., 1983). Al oeste, el Cinturón de El Maitén (Rapela et al., 1988) consta de espesos paquetes de andesitas y dacitas, con basaltos y riolitas en forma subordinada, que fueron emplazados durante el Oligoceno y parte del Mioceno inferior (Cazau et al., 1989). Esta unidad, que aflora extensamente en el ámbito del sistema precordillerano entre los 40° y los 43° de latitud sur, es equivalente a la Formación Ventana (González Bonorino, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978).

El Neógeno se caracteriza por la existencia de importantes paquetes sedimentarios que rellenan la cuenca de Ñirihuau (Cazau, 1972; Cazau et al., 1989, 2005; Giacosa y Heredia, 1999; Bechis et al., 2014). La Formación Ñirihuau (González Bonorino y González Bonorino, 1978) comprende sedimentos fluviales y lacustres, y en menor medida marinos, depositados durante el Mioceno Inferior a Medio (Cazau et al., 1989; Bechis et al., 2014), mientras que la Formación Collón Curá (Yrigoyen, 1969), que se apoya por encima, comprende sedimentos fluviales, lacustres y eólicos depositados en el Mioceno medio a superior (Cazau et al., 1989; Bechis, 2004; Ramos et al., 2015).

Al O-NO del valle de El Bolsón afloran cuerpos plutónicos miocenos (González Díaz y Valvano, 1978; González Díaz, 1979; 1982; Rapela et al., 1987; Aragón et al., 2012) que forman parte del Batolito Patagónico. En territorio chileno, estos cuerpos plutónicos están extensamente desarrollados en torno a la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (Munizaga et al., 1988; Pankhurst et al., 1992; Sernageomin-BRGM, 1995; Cembrano et al., 2000)

Finalmente, cabe mencionar la existencia de flujos basáltico-andesíticos erupcionados durante el Plio-cuaternario, tanto en la zona de antepaís (Formación Campana; Giacosa et al., 2001) como en la vertiente occidental de los Andes (véase Lara et al., 2001, y referencias citadas allí). Quizás la sucesión volcánica más espesa de éstas sea la que se halla en torno al Monte Tronador, en el límite internacional (Rabassa et al., 1986).

El estudio de la unidad informalmente denominada “Estratos de Comallo” y de la Formación Angostura Colorada, ambas de edad mesozoica, no ha sido llevado a cabo en la presente tesis, no obstante lo cual han sido representadas en el mapa geológico regional, que se encuentra basado en trabajos de campo previos (Figura 2.3). Las demás unidades, mencionadas en los párrafos precedentes - con excepción del Grupo Coyhaique, que no ha sido mencionado hasta aquí- son descritas en detalle en el siguiente capítulo.

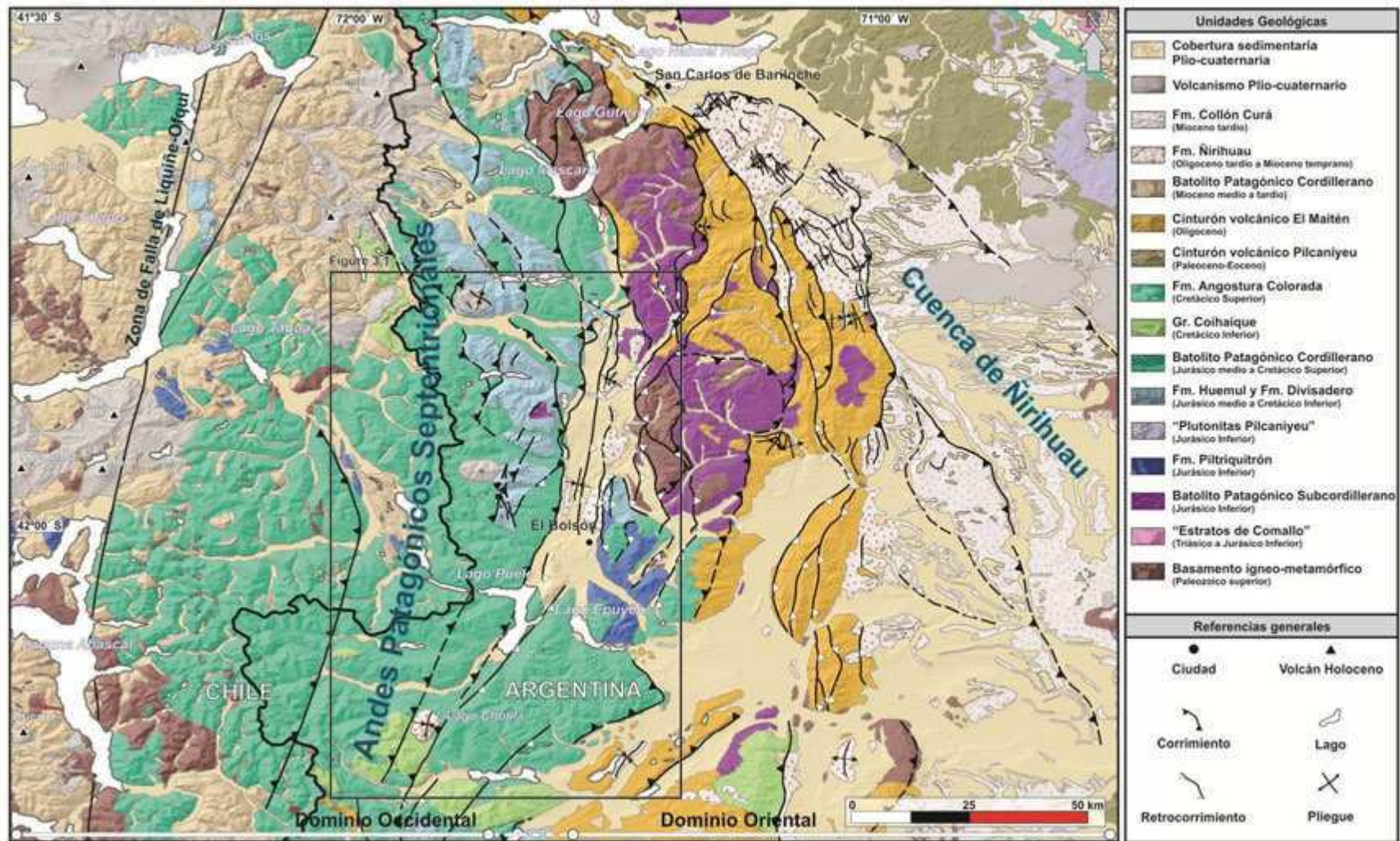


Figura 2.3. Mapa geológico-estructural de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41° y los 43° de latitud sur (datos compilados de Adriasola et al., 2006; Duhart et al., 2000; Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001; Lizuáin y Viera, 2010; y datos propios de esta tesis).

2.4. La faja plegada y corrida de Ñirihuau: algunas generalidades

Los Andes Patagónicos de Río Negro se caracterizan por el desarrollo de una faja plegada y corrida (Ramos, 1981; Ramos y Cortés, 1984) de rumbo meridiano, que hacia el norte vira al noroeste, por un control de estructuras del basamento (Giacosa y Heredia, 2004; García-Sansegundo *et al.*, 2009). La faja plegada y corrida de Ñirihuau (Bechis y Cristallini, 2006) está conformada por una serie de corrimientos con vergencia general hacia el este y un sistema retrovergente interpuesto en su sector oriental (Giacosa y Heredia, 2004) (figuras 2.2 y 2.3). El sector frontal de la faja plegada y corrida emergería en la región de Río Chico, a unos 90 km del eje cordillerano, donde afloran rocas metamórficas del Neopaleozoico, limitando la expansión hacia el este de los depósitos sinorogénicos neógenos (Giacosa y Heredia, 2004).

Tal como fuera señalado por Ramos y Cortés (1984), pueden distinguirse dentro de la misma dos sectores o dominios principales en función de las estructuras predominantes y de las unidades involucradas en la deformación: al oeste, un sector interno con predominio de fallamiento que afecta mayormente a rocas pre-terciarias, y al este, un sector externo en el que predominan sedimentitas y volcanitas terciarias, conformando importantes fajas de plegamiento (Giacosa y Heredia, 2004) (figuras 2.2 y 2.3).

Se ha propuesto que la traza del corrimiento Ventana-Catedral separa ambos dominios (Giacosa y Heredia, 2004), aunque en verdad se trata de una zona transicional que coincide con -o se desarrolla en- el sector precordillerano. Este sistema montañoso se ha estructurado a partir del sistema de retrocorrimientos Serrucho-Piltriquitrón (Giacosa y Heredia, 2004) y del mencionado corrimiento Ventana-Catedral, y forma, junto con el corrimiento Bolsón-Tronador, una zona triangular en la que se desarrolla el valle de El Bolsón (Giacosa y Heredia, 2004) (Figura 2.2).

En este trabajo se ha considerado el sector oriental de los Andes Patagónicos Septentrionales, pero son las unidades -y las estructuras que las afectan- desarrolladas al oeste las que constituyen el objeto principal de estudio de esta tesis.

3. Estratigrafía

Numerosos autores han estudiado los Andes Patagónicos Septentrionales desde principios del siglo pasado hasta la actualidad. A modo de resumen, cabe dividir estos trabajos en tres períodos bastante bien definidos: i) principios de siglo XX hasta 1950; ii) décadas del '70 y '80; iii) principios de siglo XXI hasta la actualidad. Si bien es posible encontrar trabajos publicados que escapan a esta clasificación cronológica, los mismos son ciertamente acotados y pueden ser considerados como excepciones.

Los trabajos que corresponden al primer período mencionado constituyen el resultado de una gran cantidad de excursiones geológicas llevadas a cabo por pioneros -extranjeros- en el estudio geológico en el país: Steffen (1893, 1904), Pohlmann (1898), Wehrli (1899), Krüger (1909), Quensel (1911), Rassmuss (1922), Roth (1922), Ljungner (1931), Caldenius (1932). Las observaciones más relevantes hechas por estos autores pueden encontrarse en los trabajos de Feruglio (1947, 1950), González Bonorino (1944, 1946), Groeber (1942) y Petersen y González Bonorino (1947). Estos trabajos, además, contienen una gran cantidad de datos originales, entre los cuales resaltan los de González Bonorino (1944) y Petersen y González Bonorino (1947), que constituyen las bases de un estudio acerca de la estratigrafía de las provincias de Río Negro y Chubut como el que aquí se intenta esbozar.

El segundo período aquí propuesto se inicia con la publicación del trabajo de González Bonorino (1973), quien retoma sus estudios en la zona desde la Fundación Bariloche, y abarca posteriores contribuciones -que se extienden, en verdad, hasta los primeros años de la década del '80- de González Bonorino (1974, 1981), González Bonorino y González Bonorino (1978), González Díaz (1979, 1982), González Díaz y Valvano (1978), González Díaz y Zubia (1980a), Lizuaín (1980, 1981), Cazau (1980), Spalleti (1981, 1983) y González Díaz y Malagnino (1984). A éstos, cabe agregar los trabajos de Greco (1975) y Diez y Zubia (1981), que constituyen el resultado de campañas geológicas destinadas al levantamiento de hojas geológicas encargadas por el Servicio Geológico Nacional². Finalmente, es pertinente también mencionar otros trabajos realizados en áreas inmediatamente al sur -y, por ende, estrechamente relacionados con el presente estudio- durante el mismo período, como los de Lizuaín (1979), González Díaz y Zubia (1980b), Sepúlveda y Viera (1980), Cucchi (1980) y López Gamundi (1980).

Las conclusiones principales de estos dos períodos de intenso estudio de los Andes Patagónicos Septentrionales (en particular, de los hallazgos que corresponden al sur de la provincia de Neuquén, y a las provincias de Río Negro y Chubut) han sido mayormente recopiladas en las distintas publicaciones del Servicio Geológico Nacional a partir de la década pasada (Giacosa et al., 2001; Haller et al., 2010; Lizuaín y Viera, 2010; entre otras). Estos relevamientos han sido complementados con los trabajos de Giacosa y Heredia (1999, 2004), Bechis (2004), Giacosa et al. (2005), Castro et al. (2011), Tobal et al. (2012), Orts et al. (2012, 2015), Bilmes et al. (2013), Ramos et al. (2011, 2015), Bechis et al. (2014).

² La Hoja Geológica 40a ("Monte Tronador") y 41a ("El Bolsón") no fueron publicadas, la última de éstas a raíz del accidente de Osvaldo Diez, quien fallece durante la realización de las tareas de campo del relevamiento en cuestión (Diez y Zubia, 1981).

Las únicas excepciones a este ordenamiento cronológico, que resulta importante señalar, son los trabajos de Miró (1967), que se anticipa a los trabajos de la década del '70, y el trabajo de Cazau (1989), de gran valor en lo que se refiere al conocimiento de la Cuenca de Ñirihuau.

A modo de resumen general, podemos afirmar que el registro geológico de los Andes Patagónicos Septentrionales y de la zona de antepaís adyacente está conformado por unidades que se extienden desde el Paleozoico Superior hasta la actualidad, y que es posible distinguir un ciclo pre-Andino y un ciclo Andino. Tal como fue sugerido en el capítulo anterior, estas unidades además revelan la existencia de un número acotado de eventos tectono-magmáticos principales, cuyas características principales son aún materia de intenso debate.

Si bien los párrafos precedentes parecerían indicar que existe una enorme cantidad de información disponible, lo cierto es que el registro geológico del sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales, que involucra la vertiente occidental de los Andes en territorio chileno y continúa al este hasta el valle de El Bolsón en territorio argentino, resulta aún hoy, sumamente *incompleto*. Este diagnóstico se sustenta en la notable escasez de descripciones de campo y, por supuesto, la consiguiente inexistencia de estudios complementarios -petrográficos, geoquímicos, radimétricos- que limitan la correcta caracterización de las unidades. En las líneas que siguen, se presentan los resultados del estudio detallado -llevado a cabo en esta tesis- de las unidades que afloran entre los 41°30' y los 42°30' S (Figura 3.1), sin descuidar, en cada uno de los casos, la consideración del contexto regional en el que las unidades se inscriben.

3.1. Basamento

Aunque González Bonorino (1944) ya había estudiado las rocas que forman parte del basamento en el área de estudio, fue Turner (1965, 1973) quien estableció la nomenclatura actualmente en uso, al definir las formaciones Colohuincul y Huechulafquen. Dalla Salda et al. (1991) estudiaron, años más tarde, otros afloramientos ubicados al sur, y reevaluaron las características de estas unidades y la nomenclatura empleada hasta ese momento. Definieron así al Complejo Colohuincul como una “unidad metamórfica en la cual se encuentran asociadas rocas de variada composición, caracterizada por una estructura compleja” y, a su vez, discriminaron a los cuerpos plutónicos -especialmente asociados- conocidos como Tonalita San Martín de los Andes y Granodiorita Lago Lacar. Se reconoció así la existencia de una faja ígneo-metamórfica que se extiende en sentido NO-SE a lo largo de las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut, la cual se distinguiría de una faja ígneo-metamórfica análoga, desarrollada al este de la misma, a la que se denominó Complejo Río Chico (que incluía a la Formación Cushamen y los granitoides de Mamil Choique; Dalla Salda et al., 1994).

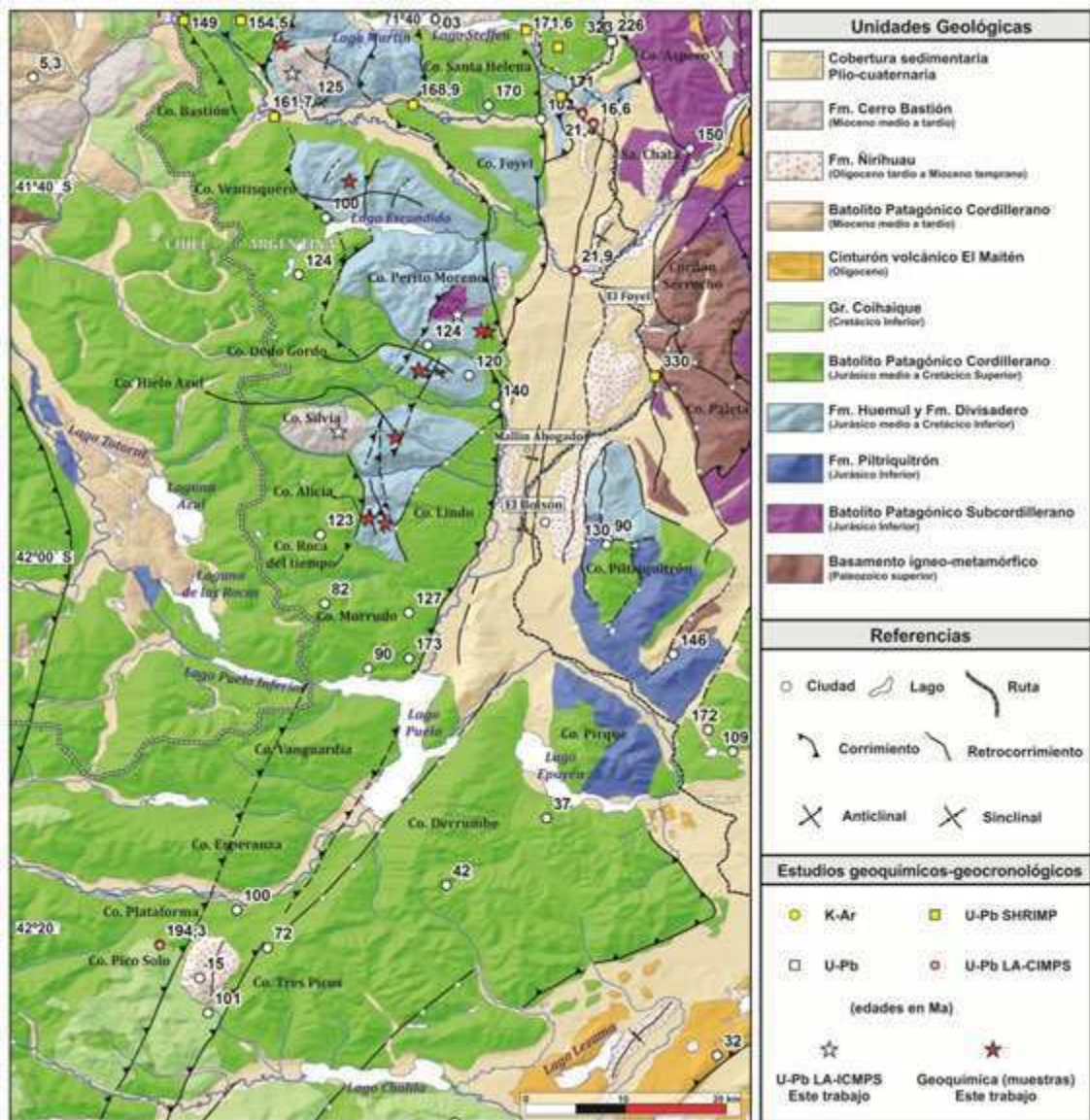


Figura 3.1. Mapa geológico del sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42°30' S (basado en Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001; Lizaúñ y Viera, 2010; y datos propios).

Dado que el estudio detallado de estas fajas ígneo-metamórficas, que implicaría considerar los importantes hallazgos obtenidos en los últimos 15 años, excede largamente el enfoque de estudio de esta tesis, se remite al lector a los trabajos de Pankhurst et al. (2006) y Martínez Dopico et al. (2011) para una información más detallada.

Los afloramientos más próximos al área que abarca esta tesis se encuentran en los alrededores de San Carlos de Bariloche (cerros Inocentes, Cuernos del Diablo, Cresta de Gallo, Fray Elguea, al sur de la localidad de Colonia Suiza, así como también en sectores del Cerro Catedral y en la Sierra de la Ventana que limita al este los lagos Gutiérrez y Mascardi); en el denominado Cañadón de la Mosca, ubicado al norte del valle de El Bolsón (Figura 3.2C); en el Cordón Serrucho y en el Cordón Piltriquitrón, que limitan al este el valle de El Bolsón (Figura 3.2B-D).

En términos generales, el Complejo Colohuincul está integrado por metamorfitas de grado medio a alto, variando de sur a norte entre gneisses anfibólicos poco foliados, acompañados por anfibolitas de grano fino y micacitas gnéisicas, y esquistos micáceos y esquistos cuarzo – micáceos con venas de cuarzo y pegmatitas foliadas. En el cordón Piltriquitrón, se distinguen al norte ortogneises anfibólicos bien foliados con xenolitos aplanados; hacia el sur gradan a anfibolitas de grano fino, esquistos anfibólicos y sectores con ortogneises graníticos y esquistos cuarzo biotíticos (Giacosa et al., 2001). Estas rocas fueron ya descritas por González Bonorino (1944) en el cordón Serrucho y en la Sierra Chata. Petersen y González Bonorino (1947), por otra parte, dieron cuenta de la escasa representación de esta unidad al sur de los 42°S, describiendo afloramientos de reducida extensión en la Laguna de Los Patos (y el cerro homónimo adyacente; “un zócalo abrupto constituido por un ortogneis andesínico”), en el extremo sur del Cordón Occidental de la Sierra del Maitén y en estribaciones bajas al oeste del Cerro Tres Picos, en la margen derecha del río Turbio (véase Orts et al., 2012).

En el terreno, la unidad se dispone en contacto tectónico con la Formación Ventana (véase sección 3.3) al este del lago Gutiérrez, y al sur, en el cordón Serrucho, con las rocas sedimentarias que rellenan la subcuenca de El Bolsón (véase sección 3.4.1) (Giacosa et al., 2001). Hacia el sur, en el faldeo oriental del cordón Piltriquitrón, las rocas volcánicas mesozoicas (véase sección 3.3) se asientan en discordancia angular sobre el Complejo Colohuincul (Giacosa et al., 2001).

Dos edades de cristalización U-Pb SHRIMP de 323 ± 3 y 330 ± 4 Ma en el cordón Serrucho, en circones separados de una granodiorita, y una de 329 Ma ubicada a unos 50 km hacia el sureste, en Río Chico en circones correspondientes a una tonalita, fueron obtenidas por Pankhurst et al. (2006). Estas dataciones resultan compatibles con la edad U-Pb de $320,7 \pm 2,1$ Ma, correspondiente a una anfibolita que aflora en el Cañadón de la Mosca, obtenida previamente por Varela et al. (2005). Estos datos radimétricos, junto con el estudio de las características geoquímicas (Pankhurst et al., 2006, figura 8) e isotópicas de las rocas (Martínez Dopico et al., 2011, figura 5), han permitido definir una faja de granitoides carboníferos de tipo-I, interpretados como un arco magmático asociado a la subducción de corteza oceánica a lo largo del margen occidental de Gondwana (Pankhurst et al., 2006).

Por otra parte, los estudios de García Sansegundo et al. (2009) sobre el metamorfismo de las rocas de basamento de los alrededores de San Carlos de Bariloche han permitido identificar tres eventos de deformación (D1, D2 y D3). El evento D1 indica condiciones de alta presión relacionadas con el estadio temprano de subducción desarrollado durante el Carbonífero temprano (granitoides de tipo-I; Pankhurst et al., 2006); los eventos de deformación D2 y D3 indican una transición desde condiciones de presión intermedia a alta temperatura y se habrían desarrollado entre el Carbonífero tardío y el Pérmico temprano, durante el emplazamiento de

granitoides de tipo-S sin-tectónicos a post-tectónicos (durante la hipotética colisión del Macizo del Deseado contra el margen gondwánico; Pankhurst et al., 2006).

3.2. Unidades mesozoicas

3.2.1. Consideraciones preliminares sobre las características y la nomenclatura de las unidades mesozoicas de los Andes Patagónicos

El reconocimiento y estudio de las unidades mesozoicas que afloran a lo largo de los Andes Patagónicos Septentrionales, desde -al menos- los 40°S hacia el sur, forma parte de los estudios realizados ya en los inicios del siglo pasado. No sólo eso: durante las dos primeras etapas de relevamiento descriptas, buena parte de las controversias se desataron en torno a las características y la posición estratigráfica de las unidades ígneas y sedimentarias que conforman potentes secuencias (véanse, por ejemplo, los trabajos de González Bonorino, 1974, 1981; Lizaín, 1980; González Díaz y Zubia, 1980a). Sólo a partir de los '80, el estudio de las unidades miocenas adquirió la relevancia que hoy día se le adjudica (se tratará en mayor detalle en la sección 3.4.1), a partir de los estudios estructurales modernos (Ramos y Cortés, 1984) y de un breve interés en el potencial hidrocarbúfero de la cuenca de Ñirihuau (Cazau et al., 1989).

Los principales problemas que aún persisten en torno a estas unidades son:

- La considerable escasez de descripciones de campo, que se traduce en la ausencia de perfiles tipo para cada una de las unidades. Esto se debe, principalmente, a la dificultad de acceso a los afloramientos y la densa cobertura boscosa del área, y se acentúa por la dificultad que existe para discriminar adecuadamente las distintas unidades volcánicas (por sus similares características litológicas, petrográficas y geoquímicas) y plutónicas (se precisa mayormente de estudios geocronológicos que continúan siendo escasos).
- La inexistencia de dataciones radimétricas que resulten fiables, es decir que efectivamente indiquen la edad de cristalización de las rocas (este tema ha sido abordado por Pankhurst et al., 2000, en su estudio de las rocas volcánicas silíceas extraandinas).

3.2.2. Rocas sedimentarias y plutónicas del Jurásico Inferior

El reconocimiento de secuencias sedimentarias y volcánicas mesozoicas íntimamente relacionadas forma parte de numerosos estudios realizados entre los 41° y los 43° S. Fue Ljüngner (1931) quien describió lutitas y areniscas en el Brazo del Viento (lago Nahuel Huapi), a las que denominó “Serie de Millaqueo”, y rocas volcánicas aflorantes en la península Huemul (lago Nahuel Huapi) a las que denominó Formación Porfírica o Porfíritica. Estas unidades, según González Bonorino (1974), habían sido también reconocidas por Quensel (1911) al sur de los 42°S. A su vez, González Bonorino (1944) introdujo el término “Serie del Piltriquitrón” al describir areniscas micáceas, esquistos arcillosos y arcilitas esquistosas, intruidas por diabasas (que a veces forman filones capa) que afloran en el sector occidental del Cordón Piltriquitrón. A

partir de esos trabajos, se produjeron importantes controversias (véanse, por ejemplo, los trabajos de González Bonorino, 1974, 1981; Lizuaín, 1980; González Díaz y Zubia, 1980a) que pueden resumirse en tres incógnitas específicas: i) si la Formación Piltriquitrón (*sensu* González Bonorino, 1974) y la Formación Millaqueo son correlacionables; ii) cuál es la relación temporal entre las unidades sedimentarias y las volcánicas; iii) qué edad absoluta presentan las rocas (véase la figura 3.4 para un resumen de las distintas propuestas estratigráficas previas a este trabajo).

En lo que concierne a los dos primeros aspectos controversiales, los datos disponibles hasta el momento permiten incorporar las rocas descritas como Formación Millaqueo dentro de la Formación Piltriquitrón (siguiendo el planteo de Lizuaín, 1999), que subyace -según ha sido ampliamente corroborado- a las rocas volcánicas de la Formación Huemul (González Bonorino, 1981; Lizuaín, 1999; entre muchos otros).

La Formación Piltriquitrón ocupa una importante extensión de los Andes Patagónicos Septentrionales y comprende pelitas negras (a veces bandeadas), limolitas, areniscas cuarzo-feldespáticas finas a gruesas, calizas, microconglomerados y conglomerados oligomícticos y polimícticos, con intercalaciones subordinadas de volcanitas, interpretadas como facies deltaicas y marinas que rellenaron una cuenca de intra-arco durante el Jurásico Inferior (Lizuaín, 1999, y referencias allí citadas). Numerosas unidades equivalentes han sido descritas inmediatamente al sur y al este, como parte de una cuenca de rumbo NNO (Cuenca de Chubut; Suárez y Márquez, 2007, y referencias allí citadas); también al norte se han reconocido numerosas unidades correlacionables, que permitirían hablar de una cuenca liásica integrada, desarrollada a lo largo de las actuales provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut (Ugarte, 1966; Uliana et al., 1985; Uliana y Biddle, 1987; Vicente, 2005).

Si bien numerosos estudios asignaron tempranamente una edad jurásica a estas sedimentitas (Ljüngner, 1931; González Bonorino, 1974; Lizuaín, 1980; entre otros), se describía a las mismas como “liásicas” (Lizuaín, 1999). Sin embargo, ni el estudio de los distintos restos fósiles hallados (Lizuaín y Viera, 2010) ni las relaciones de campo, que indican que ésta es infrayacente respecto de las volcanitas asignadas al Jurásico Medio a Superior (Suárez y Márquez, 2007), permitían precisar con más exactitud la edad de las mismas.

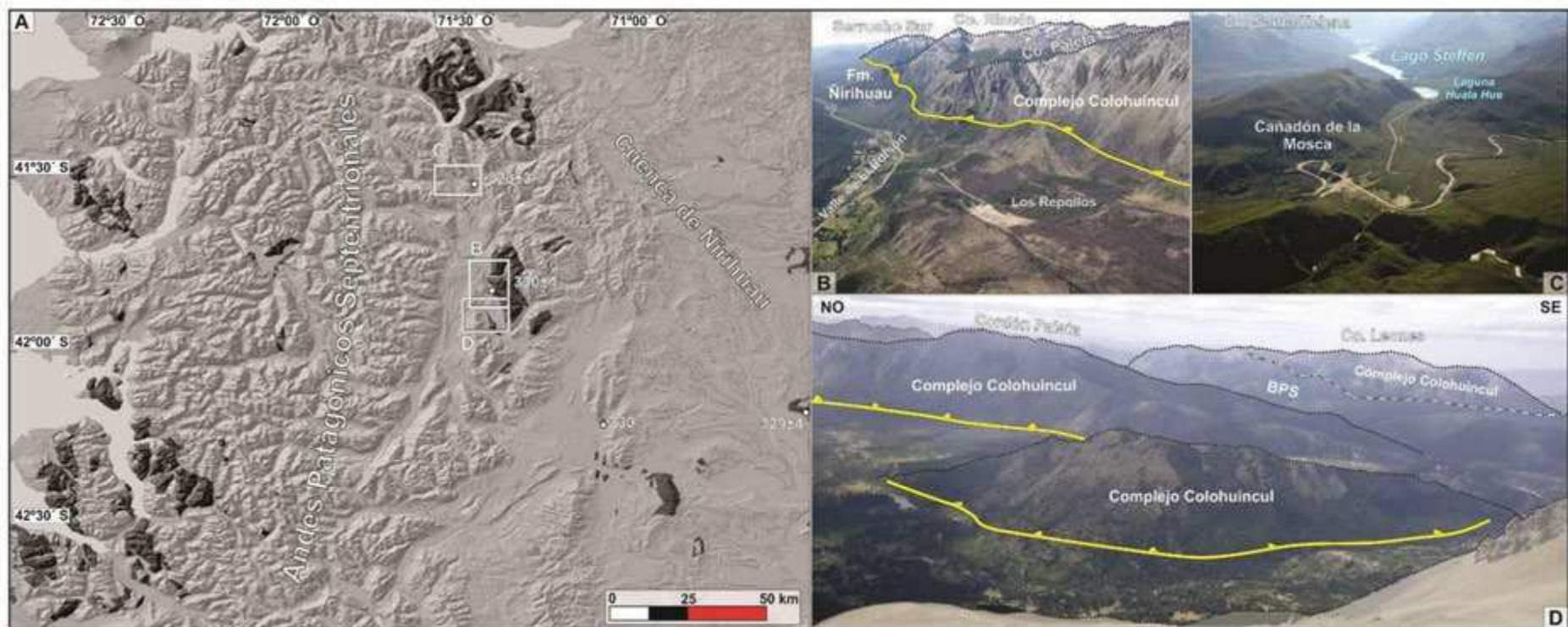


Figura 3.2. A) Se representan en negro los distintos afloramientos del basamento de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41° y los 43° S; B) el Complejo Colohuincul (Dalla Salda et al., 1991) se encuentra en contacto tectónico con rocas sedimentarias de la Formación Ñirihuau (Sistema de Retrocorrimientos Serrucho; Giacosa et al., 2001); C) vista hacia el oeste del sitio en que fueron muestreadas las rocas del basamento -denominado Cañadón de la Mosca- (Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006), al norte del valle de El Bolsón (~41°31' S); D) límite entre los sistemas de retrocorrimientos Serrucho y Piltriquitrón (Giacosa et al., 2001), que exhuman rocas del basamento por encima de las rocas sedimentarias que rellenan el valle de El Bolsón.

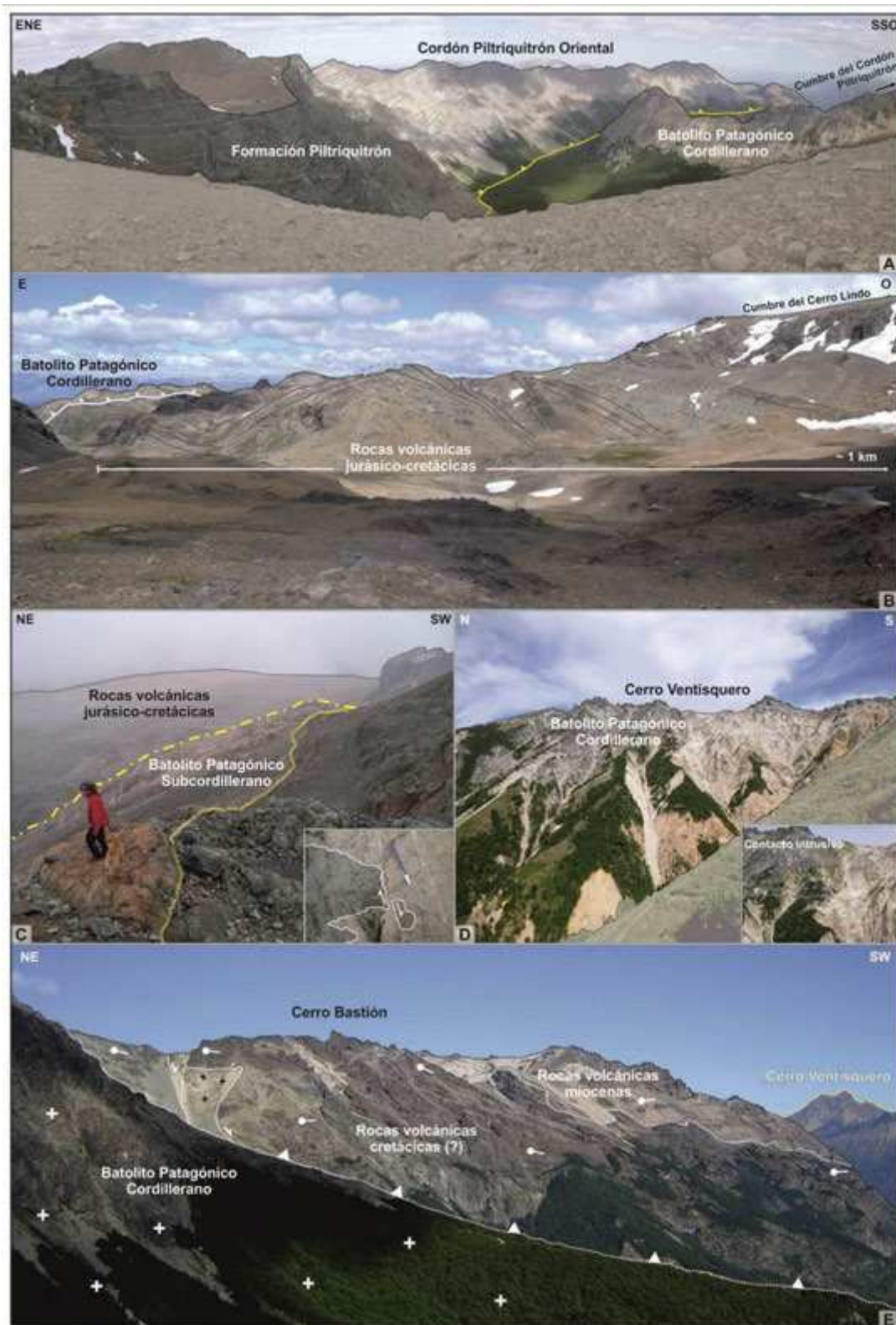


Figura 3.3. Afloramientos de las unidades ígneas mesozoicas que afloran en los Andes Patagónicas Septentrionales (41°-43°S). A) Formación Piltriquitrón (Jurásico Inferior) que aflora en el cerro Piltriquitrón; B) rocas jurásico-cretácicas aflorantes en el cerro Lindo; C) Batolito Patagónico Subcordillerano y rocas jurásico-cretácicas indeterminadas en el cerro Perito Moreno; D) plutones del Batolito Patagónico Cordillerano en el cerro Ventisquero; E) rocas volcánicas asignadas al Grupo Divisadero emplazadas por encima del Batolito Patagónico Cordillerano en el cerro Bastión.

Sólo recientemente ha sido posible obtener una edad más precisa de esta unidad. En su estudio de los Andes Patagónicos Septentrionales al sur de los 42°S, Orts et al. (2012) describen en el cerro Pico Solo una secuencia de calizas, areniscas cuarzo-feldespáticas, areniscas conglomerádicas y brechas volcánicas cubiertas discordantemente por rocas volcánicas jurásico-cretácicas, de las que obtuvieron una edad U-Pb (LA-ICPMS) en circones detríticos de ~197 Ma, interpretada como una edad máxima de sedimentación. Una edad U-Pb (SHRIMP) de 191,7 ± 2,8 Ma, obtenida a partir del análisis de circones magmáticos por Spalletti et al. (2010), al norte de los 41°S, en una toba intercalada en una secuencia correlacionable, permite asignar estas rocas, al menos en forma preliminar, al intervalo Sinemuriano-Pliensbachiano.

En el presente estudio, únicamente se recorrió el sector occidental de los afloramientos del Cordón Piltriquitrón. Entre el refugio del Club Andino (“Piltriquitrón”) y la cumbre del cerro Huemules, ubicada hacia el NE (aproximadamente entre los 1.500 y los 1.835 m s.n.m), afloran rocas sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Piltriquitrón. La secuencia se encuentra afectada por algunos retrocorrimientos, que fueron mencionados ya por González Bonorino (1944). Aunque no se realizó un perfil sedimentario detallado, de base a techo se reconocieron pelitas y limolitas, intercaladas con areniscas gruesas y conglomerados finos que se tornan más potentes hacia el techo de la secuencia (Figura 3.5; véase también Gabaldón y Lizaín, 1982); cerca del refugio, también se reconocen niveles de rocas volcánicas básicas, descritos en el pasado como diabasas. Al menos un retrocorrimiento estaría afectando a la secuencia, que presenta bancos que inclinan entre 19° y 23° al SE en su tramo inferior y luego bancos que inclinan entre 42° y 54° al SO.

En la pequeña pampa por encima del refugio (a una cota de 150 m por encima) no se reconocieron afloramientos de esta unidad; más al SE, en el trayecto hacia la cumbre del cerro Piltriquitrón, existen afloramientos aislados de conglomerados afectados por diques traquíticos (P4; ~41°58'S -71°27'O). Hacia el O-NO, el contacto de esta unidad con las rocas volcánicas jurásico-cretácicas que afloran tanto al S (en la cumbre del cerro Huemules) como al N (en la cumbre del cerro Piltriquitrón), resulta difícil de establecer, sobre todo por la importante alteración que presentan las rocas volcánicas, que incluyen fenómenos de metamorfismo de contacto y/o alteración hidrotermal como consecuencia de la intrusión de cuerpos plutónicos cretácicos (Lizaín, 1980). Hacia el SE, un potente paquete de bancos subhorizontales (cuyo espesor se estima en no menos de 400 m), aparentemente no afectado por fallas, aflora en todo el Cordón Oriental del Piltriquitrón (Figura 3.3A).

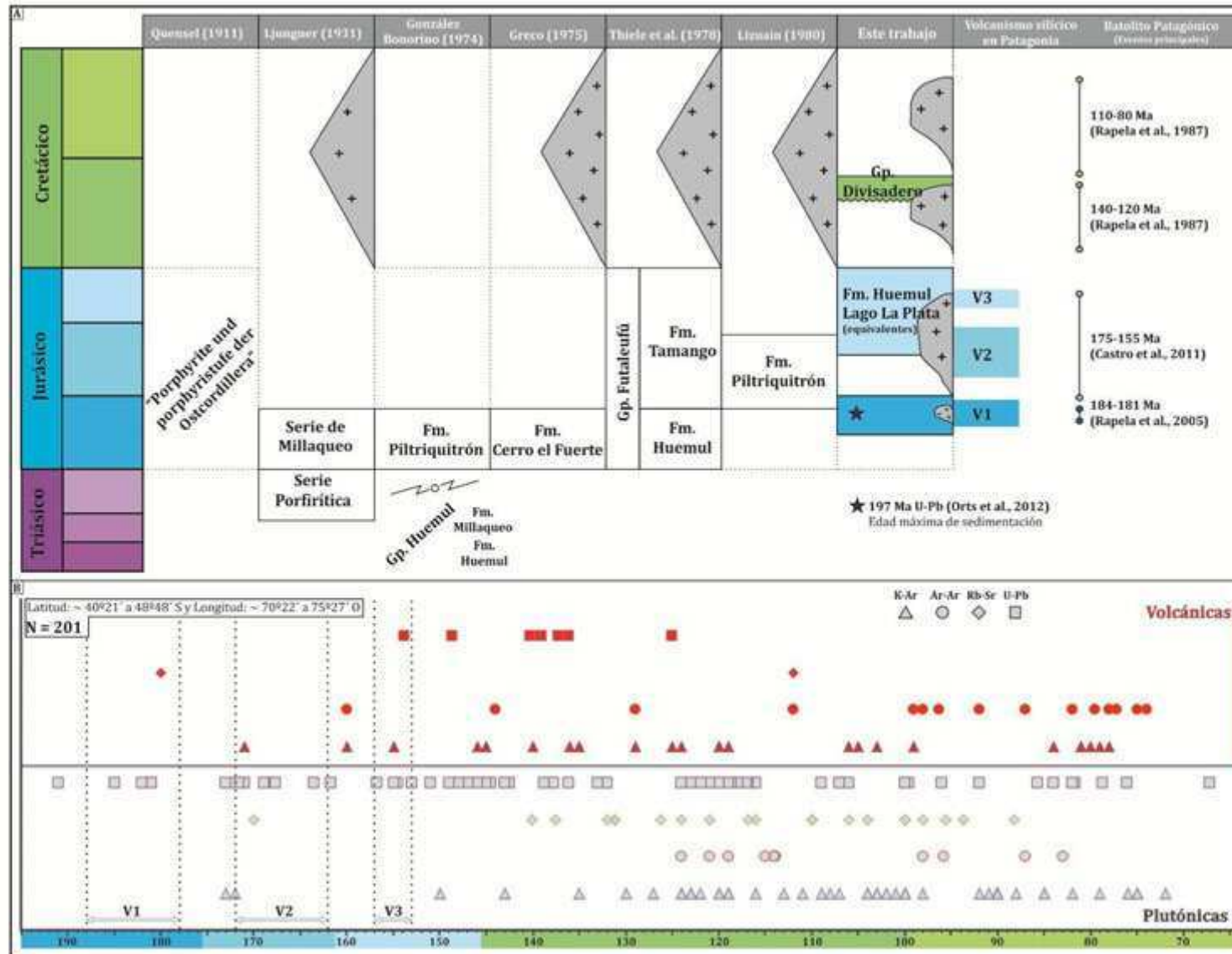


Figura 3.4. Distintas propuestas estratigráficas respecto de las unidades mesozoicas que afloran en los Andes Patagónicos Septentrionales (41°-43°S). Se presenta además una compilación de edades radiométricas disponibles a lo largo de los Andes Patagónicos.



Figura 3.5. Afloramientos de la Formación Piltriquitrón hacia la cumbre del cerro Huemules (A), afectados por al menos dos retrocorrimientos (el más oriental monta a las rocas volcánicas jurásico-cretácicas por encima de la Formación Piltriquitrón en la cumbre del cerro). Se reconocieron pelitas y limolitas (B-C), intercaladas con areniscas gruesas y conglomerados finos (D) que se tornan más potentes hacia el techo de la secuencia.

Se ha reconocido hace ya un tiempo que, también durante el Jurásico Inferior, existió una importante actividad ígnea representada en el denominado Batolito Patagónico Subcordillerano (BPS; Gordon y Ort, 1993; Rapela et al., 2005). Esta faja ígnea comprende cuerpos plutónicos zonados, dominados por granodioritas hornblendo-biotíticas y monzodioritas cuarzosas de tipo-I, monzogranitos dioríticos y en menor medida por dioritas y leucogranitos que conforman un cinturón discontinuo (Spikermann et al., 1988, 1989; Gordon y Ort, 1993; Busteros et al., 1993; Haller et al., 1999), que intruyen el basamento, y se extienden por más de 250 km.

En cuanto a la edad de las rocas, Rapela et al. (2005) obtuvieron cuatro edades U-Pb SHRIMP en circones (a las que agregan una edad Ar-Ar obtenida en una gabro de la Formación Tecka; citado en Page y Page, 1999) que les permiten a los autores situar a estas rocas en el período Pliensbachiano-Toarciano (187-178 Ma), descartando edades K-Ar previas (Spikermann et al., 1988, 1989; Gordon y Ort, 1993; Haller et al., 1999; entre otros). Al sur del área de estudio, recientemente Lizuaín y Viera (2010) mencionaron la obtención de una edad K-Ar de 181 Ma³ en un gabro aflorante en el cerro Mojón (Formación Cresta de los Bosques, equivalente al Batolito Patagónico Subcordillerano) análoga a las obtenidas por Rapela et al.

³ Cabe señalar, de todos modos, que dicha edad presenta un error inusualmente elevado de ± 18 Ma, lo cual induce a cierto escepticismo en cuanto a la fiabilidad del dato.

(2005). Teniendo en cuenta el intervalo al que se restringe la intrusión de estos cuerpos ígneos, y la reciente mención de Lizuaín y Viera (2010) respecto de que las plutonitas intruirían a la Formación Piltriquitrón, es evidente que ambas unidades no serían estrictamente coetáneas, sino que existiría un cierto diacronismo entre la sedimentación -planteada en el contexto de una cuenca de intra-arco- y el emplazamiento del magmatismo hacia el este.

En cuanto al área que abarca esta faja ígnea, al descartar algunas edades K-Ar, Rapela et al. (2005) estiman que la misma se habría desarrollado aproximadamente entre los 42° y los 44°30' S. No obstante, cabe recordar que estos cuerpos plutónicos se hallan pobremente representados entre los 42° y los 43° S (al sureste de nuestra zona de estudio; Lizuaín y Viera, 2010) y que, por el contrario, han sido identificados entre los 41° y los 42° S formando extensos afloramientos (Giacosa et al., 2001). Más aún, Giacosa et al. (2001), al describir la unidad mencionan que estos cuerpos ígneos del Jurásico Inferior no coexisten con el denominado “Complejo Volcano-Sedimentario” (léase, rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico). El desarrollo de los cuerpos plutónicos al oeste se encontraría limitado, según los autores, por el corrimiento López (véase esta estructura en el capítulo 4), que ha sido interpretado como una paleoestructura que controló el desarrollo de la extensión jurásica, delimitando un alto de basamento en el que se emplazaron los plutones del Batolito Patagónico Subcordillerano (Giacosa et al., 2001). Por lo tanto, las unidades sedimentarias y plutónicas habrían estado separadas en tiempo y espacio.

De igual modo, serían estos mismos aspectos -separación en tiempo y espacio- lo que permite distinguir al Batolito Patagónico Cordillerano del Batolito Patagónico Subcordillerano y no sus características geoquímicas e isotópicas, que resultan indistinguibles para ambas fajas plutónicas (Rapela et al., 2005). Mientras que el diacronismo entre ambas unidades resulta evidente -no existen hasta el momento edades del Batolito Patagónico Cordillerano del Jurásico Inferior-, la separación espacial de los afloramientos de ambas unidades merece una aclaración. Dado el rumbo NO que presenta el Batolito Patagónico Subcordillerano y el rumbo N que presenta el Batolito Patagónico Cordillerano, ambas fajas tienden a distanciarse hacia el sur; no obstante, tanto los mapas previos (Giacosa et al., 2001) como los nuevos datos que surgen de esta tesis, demuestran que la separación al norte de los 42°S se torna menos clara y es posible encontrar cuerpos plutónicos del Jurásico Inferior junto con los plutones del Batolito Patagónico Cordillerano (por ejemplo, en el cerro Perito Moreno).

Geocronología

En el presente trabajo, se obtuvo una muestra del cuerpo plutónico que aflora en el cerro Perito Moreno, previamente atribuido al Batolito Patagónico Cordillerano (Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001). Dicho plutón posee una morfología irregular: presenta una extensión máxima de 4 km en sentido NE, en el sector más elevado del cerro Perito Moreno, y al este se circunscribe al pequeño valle -menos de 1 kilómetro de ancho- de rumbo E-O. Se trata de un

cuerpo granítico con textura granosa fina hipidiomorfa inequigranular a granofírica atravesado por numerosos diques oscuros de textura afírica y evidente abundancia de vidrio volcánico. En un sitio ubicado en el extremo más occidental del cuerpo plutónico, se tomaron aproximadamente 3 kg de muestra (PER-009) para separar circones y obtener una edad absoluta U-Pb. La roca fue molida y triturada en la sala de molienda del INGEIS (UBA-CONICET). Posteriormente, en el laboratorio de separación de minerales pesados del IDEAN (FCEN-UBA) se tamizó la muestra molida, para la separación de la fracción menor a 200 micrones (malla N° 100). La concentración de los minerales pesados se realizó mediante la técnica de la batea. Finalmente, se utilizó un equipo *Frantz* para la separación de los minerales magnéticos de los no magnéticos. Bajo lupa binocular, se separaron 500 cristales de circón: la población predominante tiene hábito prismático (elongación entre 3 y 4), formas idiomorfas y caras piramidales. Muchos de los cristales están quebrados pero se estima que el largo varía entre 100 y 300 micrones (Figura 3.6A).

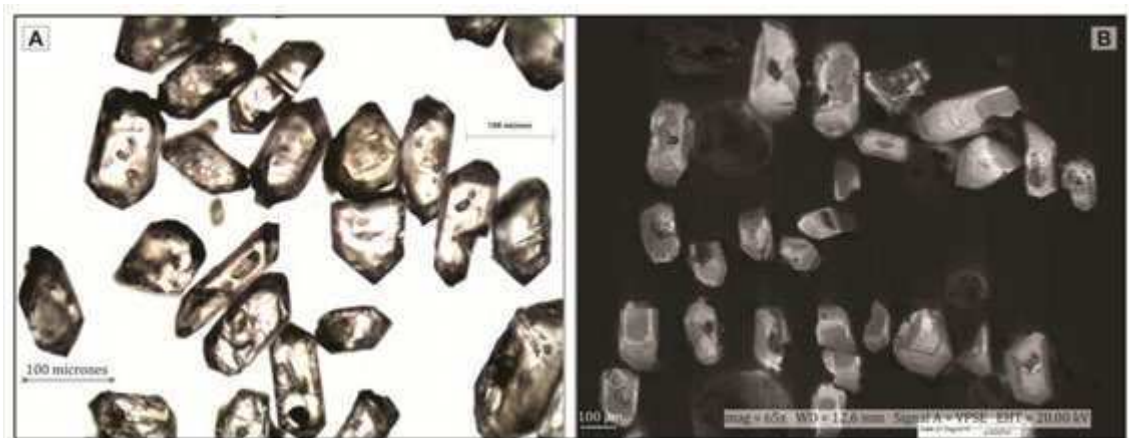


Figura 3.6. Circones de la muestra obtenida en el cerro Perito Moreno. A) Circones observados con lupa binocular; B) imágenes de catodoluminiscencia obtenidas en la *Washington State University*.

Los cristales separados fueron enviados a la Universidad Estatal de Washington (*Washington State University*), en la que se tomaron imágenes de catodoluminiscencia y fueron datados mediante la metodología U-Pb LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer*). Las imágenes de catodoluminiscencia mostraron que los granos de circón presentan una típica zonación interna del tipo oscilatoria, indicando un origen ígneo de los circones. Algunos cristales presentan núcleos probablemente heredados (Figura 3.6B). Se analizaron 40 cristales por U-Pb y se obtuvo una edad concordia de $184.4 \pm 2,4$ Ma (Figura 3.7) (información detallada acerca de los datos analíticos y del método geocronológico utilizado pueden consultarse en el apéndice C). Este valor es interpretado como la edad más confiable de cristalización del cuerpo plutónico.

Este resultado constituye el primer hallazgo de un cuerpo plutónico correspondiente al Batolito Patagónico Subcordillerano al oeste del valle de El Bolsón (y en términos generales,

del eje de los 71°30'O) y permite desestimar su asignación previa como parte del Batolito Patagónico Cordillerano (Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001).

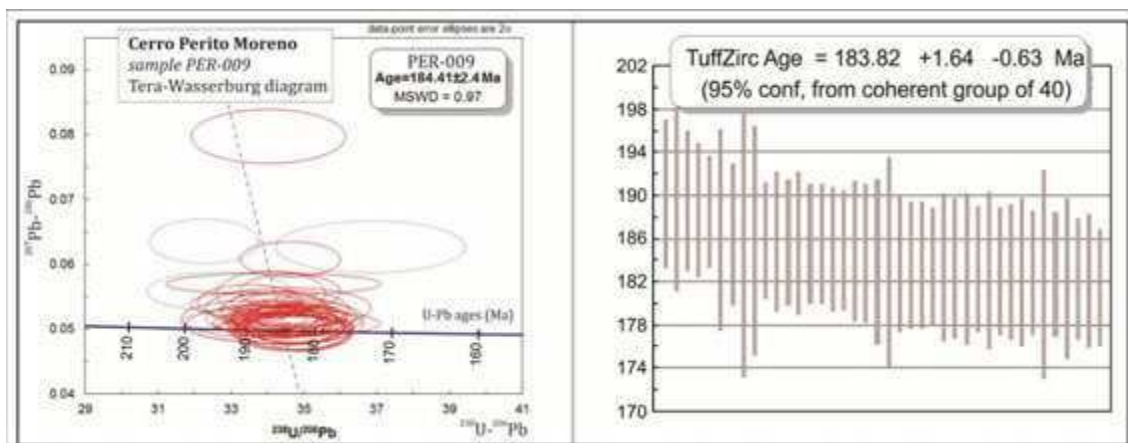


Figura 3.7. Análisis geocronológico LA-ICPMS de una muestra obtenida de una roca plutónica del cuerpo intrusivo que aflora en el cerro Perito Moreno (GPS: ~71°37'O - 41°46'S). Las elipses representadas en línea punteada en el diagrama de Tera-Wasserburg corresponden a aquellos valores que fueron interpretados como discordantes y, por lo tanto, no fueron considerados en el cálculo de la edad promedio (véase la tabla de datos analíticos, Apéndice C).

3.2.3. Unidades volcánicas y plutónicas del Jurásico Medio al Cretácico Superior

A partir del Jurásico Medio, los Andes Patagónicos registran una importante actividad ígnea, de carácter episódico, como resultado de un proceso prolongado de subducción a lo largo del margen sudamericano (Maloney et al., 2013). El Batolito Patagónico, que se extiende entre los 40° y los 53° S y comprende un enorme volumen de cuerpos plutónicos, constituye el registro de dicho proceso (Pankhurst et al., 1999; Hervé et al., 2007; y referencias allí citadas). Señalemos, además, que de los seis pulsos principales de actividad plutónica que Pankhurst et al. (1999) reconocieron en la región de Aysén, el volumen mayoritario corresponde a rocas plutónicas mesozoicas (Giacosa et al., 2001).

A su vez, a lo largo de los Andes Patagónicos Septentrionales, existe una extensa bibliografía respecto de las unidades volcánicas jurásico-cretácicas que afloran a lo largo del eje de la cordillera, descritas como Formación Lago La Plata y Formación Divisadero (y equivalentes; véanse las siguientes secciones 3.2.3.1 y 3.2.3.2) (Ramos, 1976; Haller y Lapido, 1982; Folguera et al., 2004; Ianizzotto et al., 2004; Lizuáin y Viera, 2010; Suárez et al., 2009, y referencias allí citadas).

En la figura 3.4 puede observarse una recopilación de edades (N=201) obtenidas para rocas volcánicas y plutónicas jurásico-cretácicas que afloran a lo largo del segmento ~40°-48°S. A priori, el establecimiento de episodios discretos de intensa actividad ígnea, claramente distinguibles entre sí, resulta una tarea difícil. Dado que el magmatismo está íntimamente relacionado con la dinámica de interacción entre las placas (Pankhurst et al., 1999; Thompson et al., 2001; Hervé et al., 2007; Maloney et al., 2013), la identificación de episodios restringidos de intensa actividad ígnea debiera realizarse sobre la base de la consideración de los procesos

tectónicos señalados y no meramente sobre la base de estudios geocronológicos. En este sentido, aún se precisan estudios que comparen los distintos métodos de datación empleados (con el objetivo de evaluar la fiabilidad de las edades disponibles), así como de análisis que estudien la relación espacio-temporal entre las unidades plutónicas y las unidades volcánicas.

En las páginas que siguen, se intentará, con los datos disponibles, establecer un ordenamiento cronoestratigráfico de las unidades ígneas mesozoicas que afloran entre los 40° y los 43°S aproximadamente. Se describirán las distintas unidades reconocidas en el terreno, se hará un estudio comparativo de la nomenclatura utilizada y se intentará dilucidar la relación espacio-temporal que existe entre estas unidades (y su relación con las unidades del Jurásico Inferior previamente descritas), con énfasis en la zona que comprende el presente estudio.

3.2.3.1. Rocas volcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior: Formación Huemul (Lago La Plata y equivalentes) y Formación Divisadero

La Formación Huemul fue definida por González Bonorino (1974) para describir las rocas efusivas y piroclásticas que, afloran en la península Huemul del lago Nahuel Huapi y que Ljungner (1931) había inicialmente descrito como “Quartz-porphyr” (o “Serie Porfírica”). Independientemente de la nomenclatura utilizada para describir a estas rocas⁴, las mismas fueron descritas como lavas andesíticas y riodacíticas, brechas andesíticas e ignimbritas dacíticas, en muchas localidades con evidencias de alteración hidrotermal y mineralización de sulfuros en venillas y vetas angostas de cuarzo (Figura 3.8; González Bonorino, 1974; Greco, 1975; Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001). En lo que respecta a sus características petrográficas, Giacosa et al. (2001; pág. 16) señalan que las lavas presentan “textura porfírica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespatos en una pasta afanítica gris oscura a verdosa”. Tobal (2010) describió andesitas, dacitas y piroclastitas que afloran en los cerros Lindo y Hielo Azul (~41°52' a 41°57'S) en muestra de mano y al microscopio, mientras que al norte, Leal (1999) identificó y caracterizó lavas basálticas y andesíticas.

Al sur de los 42°S, Lizuaín y Viera (2010) describieron recientemente a estas rocas bajo la denominación -más extendida en la literatura- de Formación Lago La Plata (Ramos, 1976). En el lago homónimo así como en el lago Fontana, la unidad comprende andesitas, dacitas, tobas andesíticas (líticas y vítreas) e ignimbritas (Quartino, 1952; Ramos, 1981; Ianizzotto et al., 2004; Rolando et al., 2002, 2004). Las rocas descritas por Lizuaín y Viera (2010) son andesitas moradas a rojizas y tobas líticas andesíticas (Figura 3.8). Quizás el trabajo más detallado que haya sido llevado a cabo hasta el momento es el de Blesa (2004), quien, en el marco de un

⁴ González Bonorino (1974) expresó: “Estos términos son provisorios y pendientes de un análisis detallado”. Esta consideración continúa presente en la nomenclatura utilizada por Giacosa et al. (2001) (“Complejo volcano-sedimentario cordillerano”).

proyecto minero exploratorio, estudió el extremo sur del Cordón de Esquel. Allí se reconocieron flujos lávicos andesíticos⁵, domos riolíticos y diques riodacíticos.

En territorio chileno, rocas correlacionables fueron incluidas en la Formación Ibañez (Niemeyer, 1975), cuya localidad tipo se encuentra en el sector de Puerto Ingeniero Ibañez, en la costa norte del Lago General Carrera (Figura 3.8H; Quiroz y Bruce, 2010), y en la Formación Huemul, cuyos mejores afloramientos se encuentran inmediatamente al sur de Futaleufú (~43°12'S) (Thiele et al., 1978)

En todos los trabajos citados, la unidad ha sido caracterizada como formada por rocas con una estratificación poco visible o inexistente, afectada no sólo por alteración hidrotermal (véase, por ejemplo, el estudio detallado de Blesa, 2004) sino por metamorfismo de bajo grado (Aguirre et al., 1997), y en muchos casos se han reconocido también numerosas fallas andinas que afectan la secuencia (Ramos, 1976; Folguera y Iannizzotto, 2004; Suárez et al., 2009, y referencias allí citadas). A esto último, cabe agregar la dificultad en el reconocimiento de la base y el techo de la secuencia, por lo cual el espesor de estas rocas volcánicas sólo ha sido groseramente estimado entre 550 y 1.500 m (Ramos, 1976; Thiele et al., 1978; Giacosa et al., 2001; Lizuaín y Viera, 2010).

En cuanto a la edad de esta unidad volcánica, González Bonorino (1981) señaló que la Formación Huemul sobreyace a las sedimentitas de la Formación Piltriquitrón (ladera oriental del cerro Pirque). Las primeras edades radiométricas de las rocas volcánicas aflorantes en los Andes, entre los 41°30' y los 42°S, indicaban un rango temporal de los 155 a los 120 Ma (González Díaz, 1982). Si bien dichas rocas no volvieron a ser datadas en el área de estudio de esta tesis, existe a nivel regional una extensa base de datos⁶, que incluye: i) andesitas (y brechas andesíticas) de 170-160 Ma (cordón de Esquel y cerro Nahuel Pan, ~43°S; Haller y Lapido, 1982; Linares, 2007; Blesa, 2004); ii) ignimbritas de 154-144 Ma (margen N y S del Lago General Carrera, ~46°35' a 46°32'S; Suárez y De la Cruz, 1997; Pankhurst et al., 2000; Poblete et al., 2014); iii) dacitas e ignimbritas (dacíticas y riolíticas) de 144-136 Ma (S y SO del lago Fontana, ~44°55'S; Rolando et al., 2002, 2004; Suárez et al., 2009; y S de Coyhaique, 45°40' a 45°45'S; Pankhurst et al., 2003). Estas edades revelan no sólo que esta unidad volcánica se desarrolló a lo largo de un prolongado lapso de tiempo -170 a 136 Ma- sino también la necesidad de realizar en el futuro estudios detallados de los distintos eventos magmáticos (véase Blesa, 2004; Poblete et al., 2014) y un estudio comparativo -a nivel regional- de los distintos

⁵ La autora distinguió dentro del cuerpo principal andesítico (roca de caja de la mineralización) dos miembros en relación a la proporción alta/baja de fenocristales y en relación a la intercalación de capas de brechas volcánicas y flujos piroclásticos y tobas de caída

⁶ En las consideraciones que siguen respecto de la edad de las rocas, se omitirá el uso de términos formacionales que podrían confundir al lector. En este trabajo, se prefiere el uso del término Formación Huemul, que se corresponde con descripciones previas, y que será retomado al describir en detalle las rocas que afloran en la zona de estudio.

métodos radimétricos empleados (véase el trabajo sobre unidades coetáneas extraandinas de Pankhurst et al., 2000).

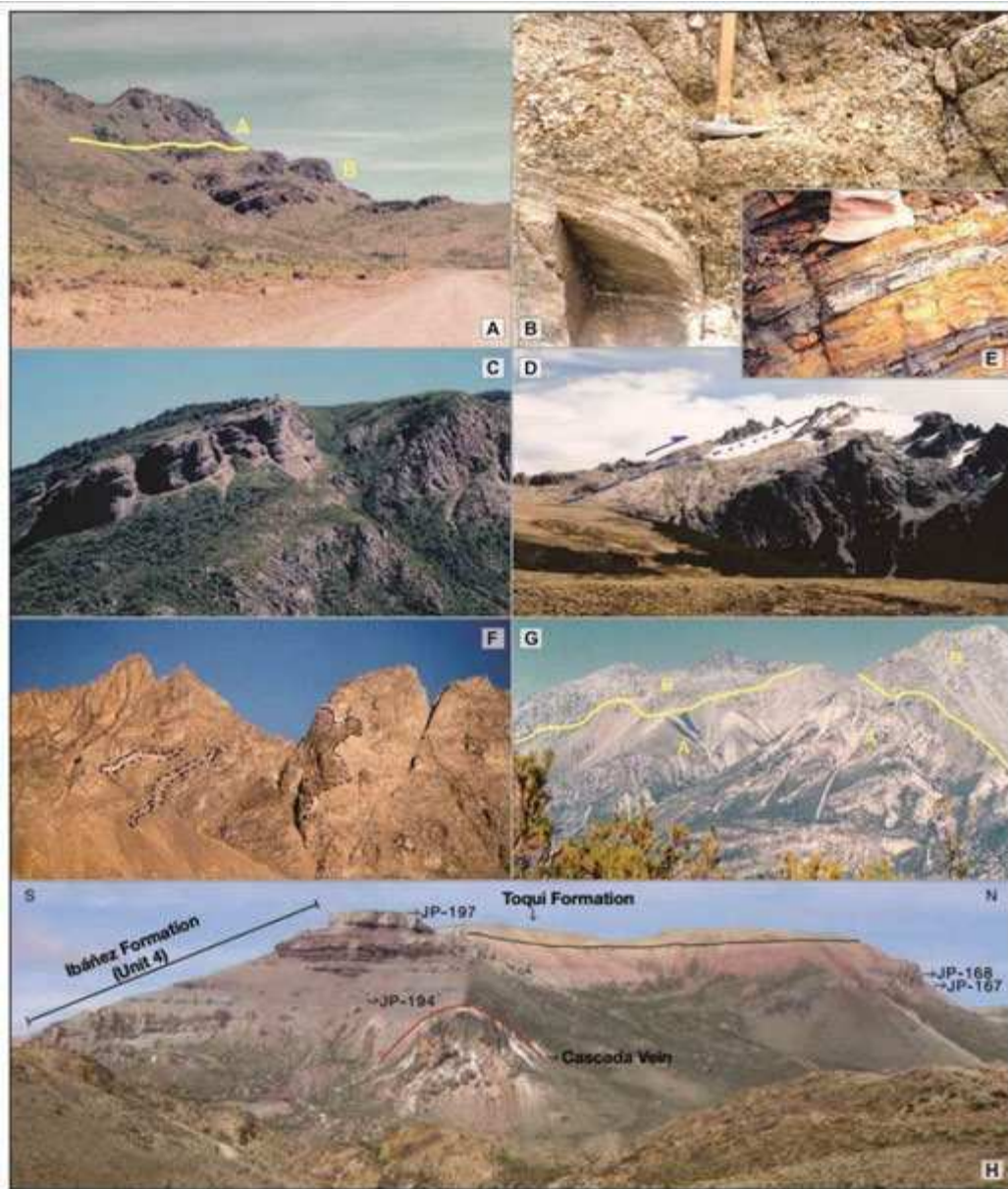


Figura 3.8. Fotos de las unidades volcánicas jurásico-cretácicas identificadas previamente en el área de estudio y en localidades ubicadas al sur. A-B-E-G) Lizuaín y Viera (2010); C-D-F) Giacosa et al. (2001); H) Poblete et al. (2014).

La edad U-Pb (en circones) de $170,8 \pm 1,9$ Ma obtenida por Blesa (2004) para una andesita inalterada obtenida a partir de una perforación, que coincide con la edad K-Ar (roca total) de 171 ± 5 Ma obtenida por Haller y Lapido (1982) en el cerro Ver, cerca de Trevelin, puede ser considerada, con reservas, la base de la unidad. Por otra parte, el rango 140-136 Ma (U-Pb SHRIMP) obtenido por Suárez et al. (2009) para las rocas del techo de esta unidad, indica que los estadios finales del magmatismo (que alcanzaron el Hauteriviano) coexistieron con el inicio

de la sedimentación en la denominada cuenca de Aisén (Bell y Suárez, 1997) o Engolfamiento de Río Mayo (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Ramos y Aguirre-Urreta, 1994).

No obstante, esta interdigitación entre las rocas volcánicas del Jurásico Medio al Cretácico Inferior y las rocas sedimentarias que representan la transgresión marina al sur (Grupo Coyhaique; Haller y Lapido, 1980; Suárez et al., 2009) no se observa en la zona de estudio ya que el registro de la sedimentación desaparece al norte de los 43°S (De la Cruz et al., 1996). En efecto, en numerosos sectores de los Andes, las rocas volcánicas del Grupo Divisadero (Heim, 1940; Haller y Lapido, 1980), que sobreyacen al Grupo Coyhaique, se superponen directamente sobre las rocas volcánicas de la Formación Huemul (Lago La Plata). El Grupo Divisadero comprende una amplia variedad de rocas piroclásticas de composición riolítica y dacítica, domos y lavas ácidas, pero también lavas basálticas y andesíticas (Bruce, 2001; Quiroz y Bruce, 2010), lo que hace difícil distinguir las rocas volcánicas infrayacentes.

Al sur de la zona de estudio (al sur del cerro Pico Solo), el espesor de la unidad fue estimado en 700 m (Lizuaín y Viera, 2010). En cuanto a las relaciones de contacto respecto de la Formación Lago La Plata, Orts et al. (2012) identificaron en el cerro Pico Solo una sección continua que comprende las unidades volcano-sedimentarias mesozoicas previamente descritas, en la que la Formación Divisadero se apoya en discordancia angular sobre la Formación Huemul. Echaurren et al. (2014) encontraron idéntica relación en el Cordón de las Pirámides. Con todo, el contacto entre ambas unidades varía, según la localidad, entre concordante/transicional y discordante (Bruce, 2001; De la Cruz et al., 2003; Quiroz y Bruce, 2010).

En cuanto a la edad del Grupo Divisadero, al sur Suárez y De la Cruz (2001) obtuvieron edades (K-Ar en biotita) de 102 ± 3 Ma, 113 ± 3 Ma y 118 ± 4 Ma, mientras que Pankhurst et al. (2003) reportaron edades (U-Pb SHRIMP en circones) de la base y el techo de la secuencia: $116,1 \pm 1,0$ Ma y $118,0 \pm 1,1$ Ma respectivamente. Otras edades K-Ar (roca total) de 101 ± 10 Ma (arroyo Villegas) y de 108 ± 2 Ma (Cholila) fueron obtenidas por Lizuaín (1987) y Rapela et al. (1988) en localidades próximas a la zona de estudio.

Cabe agregar que Aragón et al. (2011) fueron los primeros en reconocer esta unidad al norte de los 42°S, al datar (U-Pb SHRIMP en circones) una andesita (intruida por cuerpos plutónicos miocenos) en 125 ± 2 Ma. Además, recientes estudios en circones detríticos de las unidades miocenas entre los 41° y los 42°30'S (Orts et al., 2012; Bechis et al., 2014; Ramos et al., 2015) demuestran la existencia de estas unidades, que habrían sido parcial o totalmente erosionadas, aportando parte del material que rellenó los distintos depocentros miocenos (véase más adelante, sección 3.4.1).



Figura 3.9. Rocas jurásico-cretácicas que afloran en los cerros Lindo y Hielo Azul. A) Dacitas (primer plano y C) y piroclastitas cerca de la cumbre del cerro Lindo; B) contacto entre las rocas volcánicas miocenas (sección 3.4.2) y las rocas piroclásticas (cuyos tonos oscuros se distinguen en E, en las cabeceras del glaciar Hielo Azul); D) aspecto de las brechas piroclásticas; F) venas de sílice producto de la depositación de fluidos hidrotermales en fisuras de las rocas volcánicas.

Debido a lo expuesto en los párrafos precedentes, en el presente estudio no ha sido posible realizar una correcta discriminación entre la Formación Huemul y el Grupo Divisadero a lo largo del segmento andino bajo estudio ($41^{\circ}30' - 42^{\circ}30'S$). No obstante, a continuación se describen las características litológicas, petrográficas (se analizaron 33 cortes petrográficos) y geoquímicas (8 análisis de muestras de roca) de las unidades -sin distinguir- a lo largo de los distintos cerros en los que afloran. Se ha intentado aportar algunos elementos de juicio que permiten presuponer la existencia de una u otra unidad en el terreno, hipótesis que deberán ser puestas a prueba en el futuro, en la medida en que se lleven a cabo estudios estratigráficos y geocronológicos detallados.

Petrografía

En el Cordón del Piltriquitrón, se ha reconocido la existencia de rocas volcánicas jurásico-cretácicas intruidas por cuerpos graníticos cretácicos (véase la siguiente sección; Lizuaín, 1980). Estas rocas afloran en la cumbre del cerro Huemules y se extienden hacia el norte (extremo norte del Cordón Piltriquitrón Occidental) y hacia el este; hacia el sur, se encuentran afloramientos de estas volcanitas en el camino a la cumbre, al SE del refugio. Se interpreta aquí que estas rocas volcánicas jurásico-cretácicas se encuentran en relación de falla respecto de las rocas de la Formación Piltriquitrón. Se trata de rocas volcánicas básicas (basalto/andesita) porfíricas, que presentan textura hialopilitica o intersertal, con fenocristales dominados por plagioclasa (P12-P13). Hacia el sur, se analizó un dique de textura granosa fina inequigranular hipidiomorfa (PI4-DIQA), de rumbo 120°, que inclina 77° al SO, y rocas volcánicas intensamente afectadas por procesos de alteración (PI5, PI6).

En los cerros Lindo y Hielo Azul, Tobal (2010) describió una secuencia de rocas volcánicas que presenta un potente tramo inferior, mayormente cubierto, que estaría conformado por rocas volcánicas basáltico-andesíticas (Figura 3.9); allí se describieron, por ejemplo, andesitas con textura porfírica o afírica, con fenocristales euhedrales de plagioclasa, con alteración moderada (J6-J9). Hacia el techo de la secuencia, se reconocieron cuerpos dacíticos subordinados (J4) y un importante predominio de rocas piroclásticas, que tanto en el terreno como en imagen satelital se reconocen por sus tonalidades más oscuras. Se trata de rocas brechosas en las que predominan los componentes líticos (rocas volcánicas intermedias y ácidas), con presencia subordinada de cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa.

La potente secuencia (cuyo espesor fue estimado en 900 m) de rocas volcánicas basáltico-andesíticas anteriormente mencionada tiene su continuación en el cerro Dedo Gordo, aunque prácticamente no existen afloramientos hasta alcanzar los 1.600 m s.n.m, por encima del refugio “Dedo Gordo” (Figura 1.4). Allí, en la planicie en la que desaparece el bosque patagónico, se reconocieron basaltos/andesitas presentando texturas porfíricas (pasta pilotáxica afieltrada; DE6), escasamente porfíricas (pasta intergranular; DE12) y afíricas (pasta intergranular; DE8.2). Por encima, se reconocieron también rocas volcánicas ácidas, intensamente alteradas (DE8.1, DE13.1). Los afloramientos de estas rocas se observan en la figura 3.10. Hacia el oeste, distintas láminas de corrimiento disponen rocas volcánicas pero también piroclásticas que inclinan al oeste (atravesadas, además, por numerosos diques; Figura 3.10E-F). Rocas andesíticas y piroclásticas correlacionables han sido también identificadas al norte, en los cerros Perito Moreno y Ventisquero (Figura 3.11).

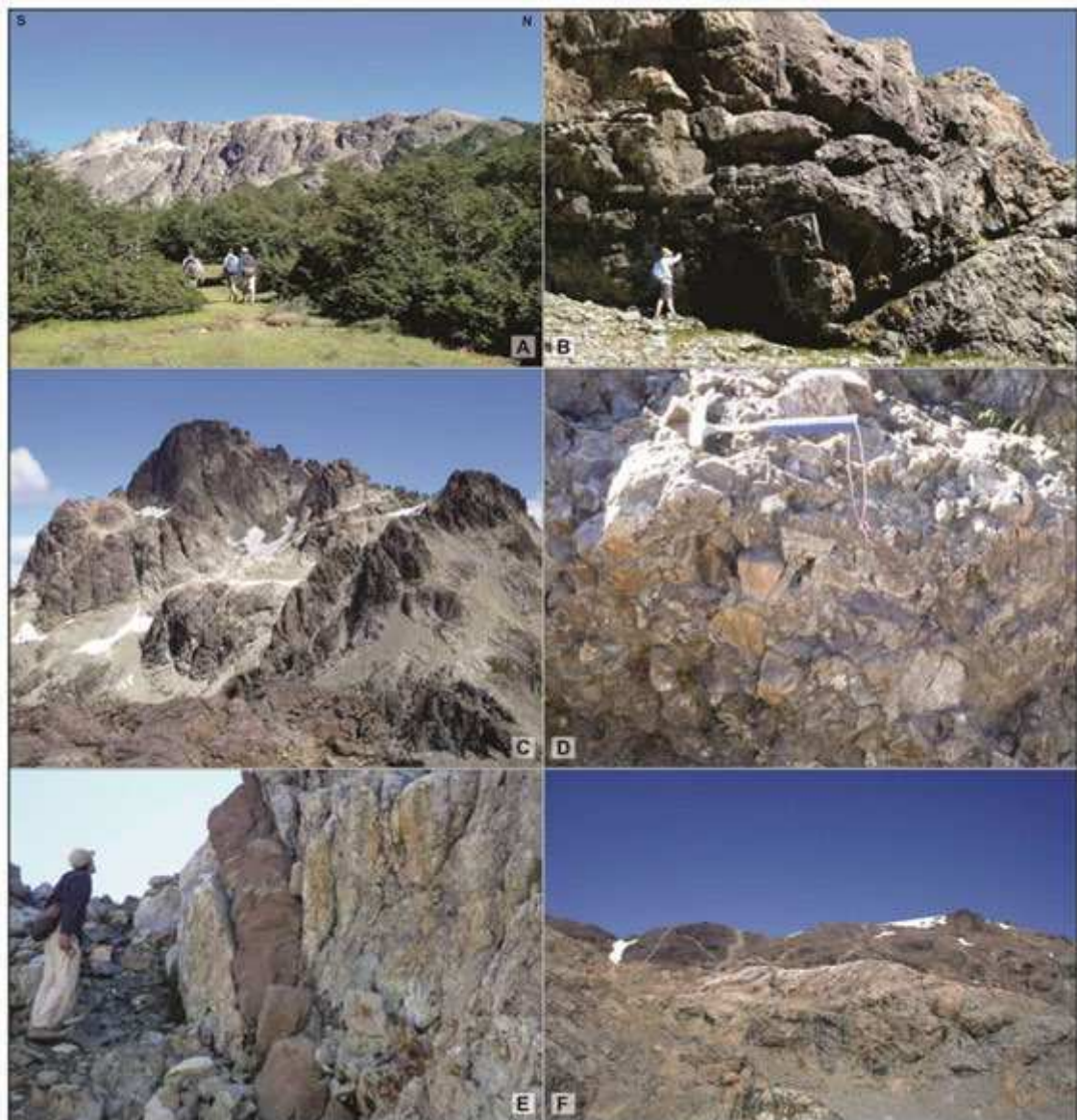


Figura 3.10. Rocas jurásico-cretácicas que afloran en los cerros Hielo Azul y Dedo Gordo. A-B) Lavas que afloran en la pampa del cerro Gordo, por encima del refugio; C-D) lavas y rocas piroclásticas (brechas, tonos oscuros) que conforman la cumbre del cerro Dedo Gordo; E-F) diques que intruyen a las rocas volcánicas en las cumbres de los cerros Hielo Azul y Dedo Gordo.

En muestra de mano, muchas de las volcanitas estudiadas presentan un color rosado a gris verdoso, aunque esto varía en algunos de los sitios recorridos. Mayormente se reconoció una textura porfírica predominante, en la que se reconocen fenocristales subhedrales de plagioclasa de color blanquecino (hábito tabular, de hasta 4 mm de longitud), fenocristales negros de hasta 2 mm (minerales máficos) y ocasionalmente fenocristales subhedrales rosados e incoloros de feldespato potásico y cuarzo respectivamente. Las pastas le otorgan el color a las rocas y suelen exhibir textura afanítica.

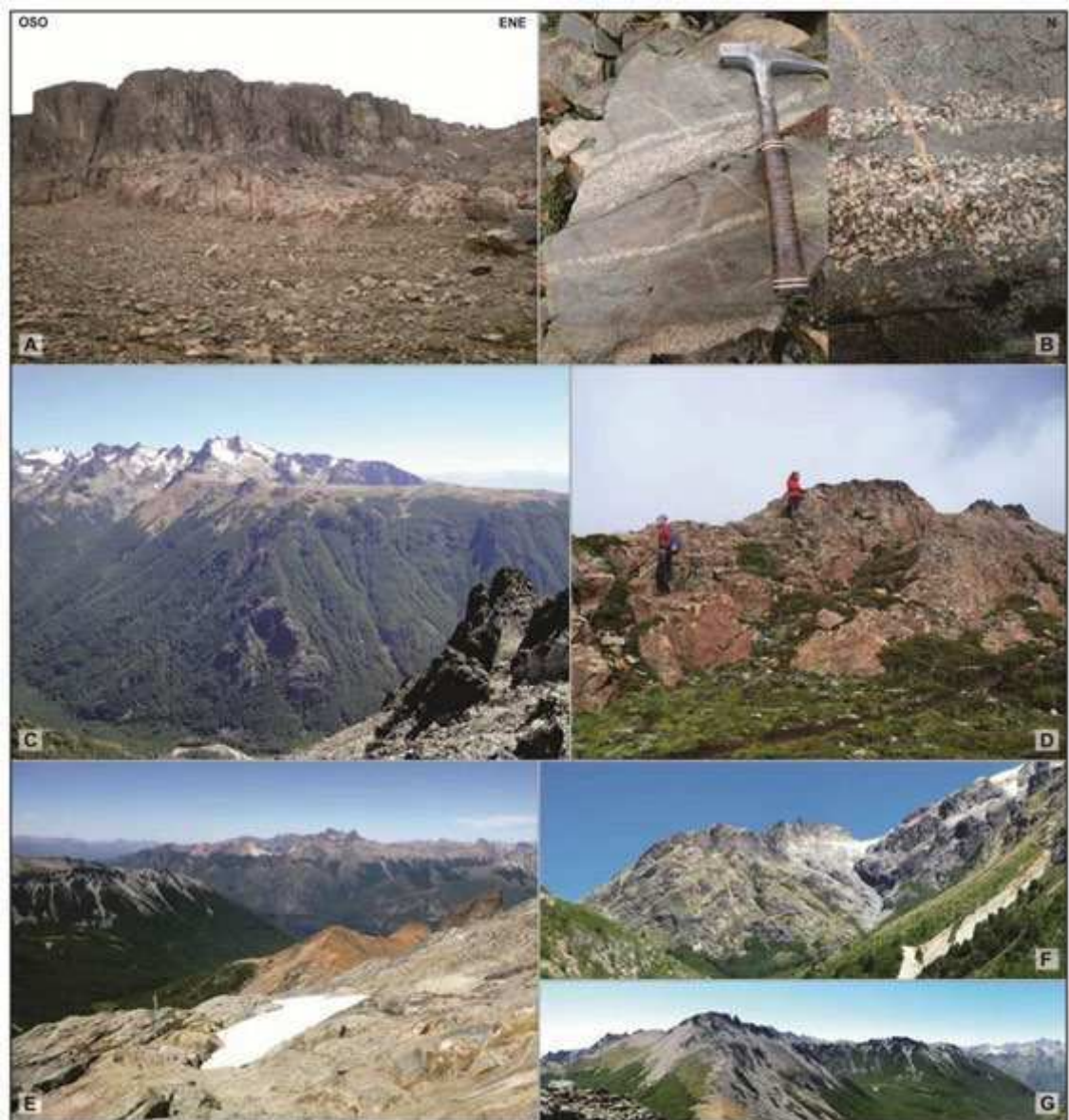


Figura 3.11. Rocas jurásico-cretácicas que afloran en los cerros Perito Moreno y Ventisquero. A-B) Afloramiento de rocas piroclásticas que afloran cerca de una de las cumbres del cerro Perito Moreno; C-D) el “plateau”, como se conoce a la pampa que antecede la zona de cumbres del cerro Perito Moreno, en que afloran rocas volcánicas (andesitas; foto D) y piroclásticas; E-F) volcanitas del cerro Ventisquero; G) contacto entre las rocas graníticas del Batolito Patagónico Cordillerano y las rocas volcánicas jurásico-cretácicas, en el sector más elevado del cerro Ventisquero (a los $\sim 71^{\circ}40'0$).

En términos generales, la mayor parte de las rocas presenta, al microscopio, textura porfirica y, en menor medida, textura granosa fina, inequigranular e hipidiomorfa (Figura 3.12; P003 y J4; muestras obtenidas en los cerros Perito Moreno y Lindo respectivamente). Esto evidencia la naturaleza hipabisal de muchas de estas rocas. Las pastas exhiben texturas pilotáxica afieltrada y microgranosa, observándose arreglos granofíricos ocasionales (Figura 3.12E-F; P002, muestra obtenida en el cerro Perito Moreno). Los cristales subhedrales de plagioclasa poseen su típica macla polisintética, extinción zonal y, en algunos casos, presentan textura en Sieve y leve a moderada alteración a sericita, carbonatos, epidoto/zoisita y arcillas. Los cristales de minerales

máficos (clinopiroxeno, hornblenda) son de forma subhedral con alteración moderada a intensa a cloritas, carbonatos y minerales opacos, mientras que los cristales de cuarzo son anhedrales y generalmente forman parte de la pasta junto a pequeños cristales anhedrales de feldespato potásico (Tabla 3.1). Como minerales accesorios menores se distinguen apatita, titanita, circón y minerales opacos. Según la clasificación petrográfica sugerida por la *International Union of Geological Sciences* (IUGS), las rocas se clasifican en su mayoría como dacitas y andesitas y, en menor medida, como basaltos/gabros.

Muestra	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Am	Cpx	Ttn	Op	Ap	Zr	Clasificación
13			x		x			x	x		Andesita
DIV-V	x	x	x		x		x	x		x	Dacita
DEDO			x		x		x	x	x		Basalto
P002	x	x	x		x			x			Dacita
P003	x		x			x		x	x		Gabro
J4	x	x	x	x				x			Granodiorita
J6			x					x			Dacita
J9			x		x			x	x		Dacita

Tabla 3.1. Mineralogía de las andesitas, dacitas y basaltos/gabros.

Geoquímica

En cuanto a las características geoquímicas de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas, se seleccionaron ocho muestras representativas de las volcanitas jurásico-cretácicas aflorantes entre las localidades de San Carlos de Bariloche y El Bolsón (Figura 3.1). De norte a sur, las muestras han sido recolectadas en los cerros Bastión, Ventisquero, Perito Moreno, Dedo Gordo, Silvia, Hielo Azul y Lindo (Figura 3.1). Se analizaron elementos mayoritarios, minoritarios y trazas en especímenes libres de alteraciones y de venas/venillas de minerales secundarios.

Las muestras fueron preparadas y analizadas según procedimientos estándar: fueron disgregadas con molinos de mandíbulas y martillos y mortero de ágata en el Laboratorio de Molienda del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) de la Universidad de Buenos Aires-CONICET y analizadas en el laboratorio *ALS Chemex* (Mendoza, Argentina). Allí, los elementos mayoritarios se procesaron según la rutina de fusión de metaborato/tetraborato de litio y se midieron por espectrometría de emisión atómica con plasma acoplado por inducción, mientras que los elementos traza se procesaron según la rutina de fusión de metaborato de litio y medición por espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS). Una vez obtenidos los resultados, se procesaron los datos mediante el análisis de diagramas de clasificación, tierras raras y multielemento a fines de caracterizar geoquímicamente las muestras. Como patrón de normalización se ha utilizado el condrito CI y el Manto Primitivo según Sun y McDonough (1989). Para el cálculo de la anomalía de Eu

(Eu/Eu*) se empleó la ecuación $Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ según Taylor y McLennan (1985). Las abreviaturas de minerales son aquellas propuestas por Whitney y Evans (2010). Los resultados se presentan en el Apéndice B, donde los elementos mayoritarios se expresan en porcentaje en peso (%) y los elementos traza en partes por millón (ppm).

Con el fin de realizar una caracterización general de la geoquímica de las rocas volcánicas del área de El Bolsón, se realizaron comparaciones químicas con rocas correlacionables que afloran en zonas aledañas (datos de las formaciones Lago La Plata, Ibañez y Montes de Oca y Grupo Divisadero; véase la sección 3.2.3). La base de datos aludida comprende los trabajos de Rapela et al. (1988), Ghiara et al. (1999), Leal (1999), Bruce (2001), Blesa (2004), Aragón et al. (2012).

El contenido de SiO₂ de estas rocas varía dentro de un amplio rango, entre 47,8 y 76%, en concordancia con lo observado al microscopio. El Al₂O₃ presenta valores entre 12,4 y 18,8%, mientras que el TiO₂ alcanza un 1,2%. El #Mg⁷ es bajo, hallándose entre 11 y 30, con concentraciones de MgO que alcanzan el 3,1%. El álcalis (Na₂O+K₂O) varía entre 5 y 7,6% en las andesitas y dacitas, siendo típicamente bajo (menos de 1%) en el gabro P003. Los valores de MnO y P₂O₅ no superan el 0,2%. El valor de pérdida de volátiles por ignición (LOI) es del orden de 1,2%, a excepción de la muestra P003, la cual exhibe un valor alto (4,1%) dada su moderada alteración.

Los procesos de desvitrificación, alteración hidrotermal y metamorfismo regional de muy bajo grado promueven la movilidad de algunos elementos mayoritarios (K, Na, Ca, Si) y minoritarios (Rb, Ba, Sr). Dado que las muestras analizadas exhiben evidencias de alteración hidrotermal, se han empleado diagramas que utilizan elementos de baja movilidad tales como tierras raras, P₂O₅, Zr, Ti, Nb e Y para la clasificación y caracterización geoquímica de las rocas analizadas. De acuerdo con el diagrama de clasificación Zr/Ti versus Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977), las muestras de El Bolsón se clasifican como basaltos/andesitas, andesitas y dacitas/riodacitas (Figura 3.13A), en concordancia con lo observado bajo el microscopio. Algunas de las rocas clasificadas petrográficamente como dacitas exhiben altos valores de SiO₂ dado por el tipo de pasta que poseen, siendo dacitas/riodacitas según el aspecto geoquímico. A pesar de las evidencias de alteración hidrotermal que exhiben algunas de las muestras analizadas, el diagrama AFM (Figura 3.13B) muestra que las volcanitas del área de El Bolsón poseen una tendencia calcoalcalina.

⁷ = 100 * MgO / (FeO + MgO)

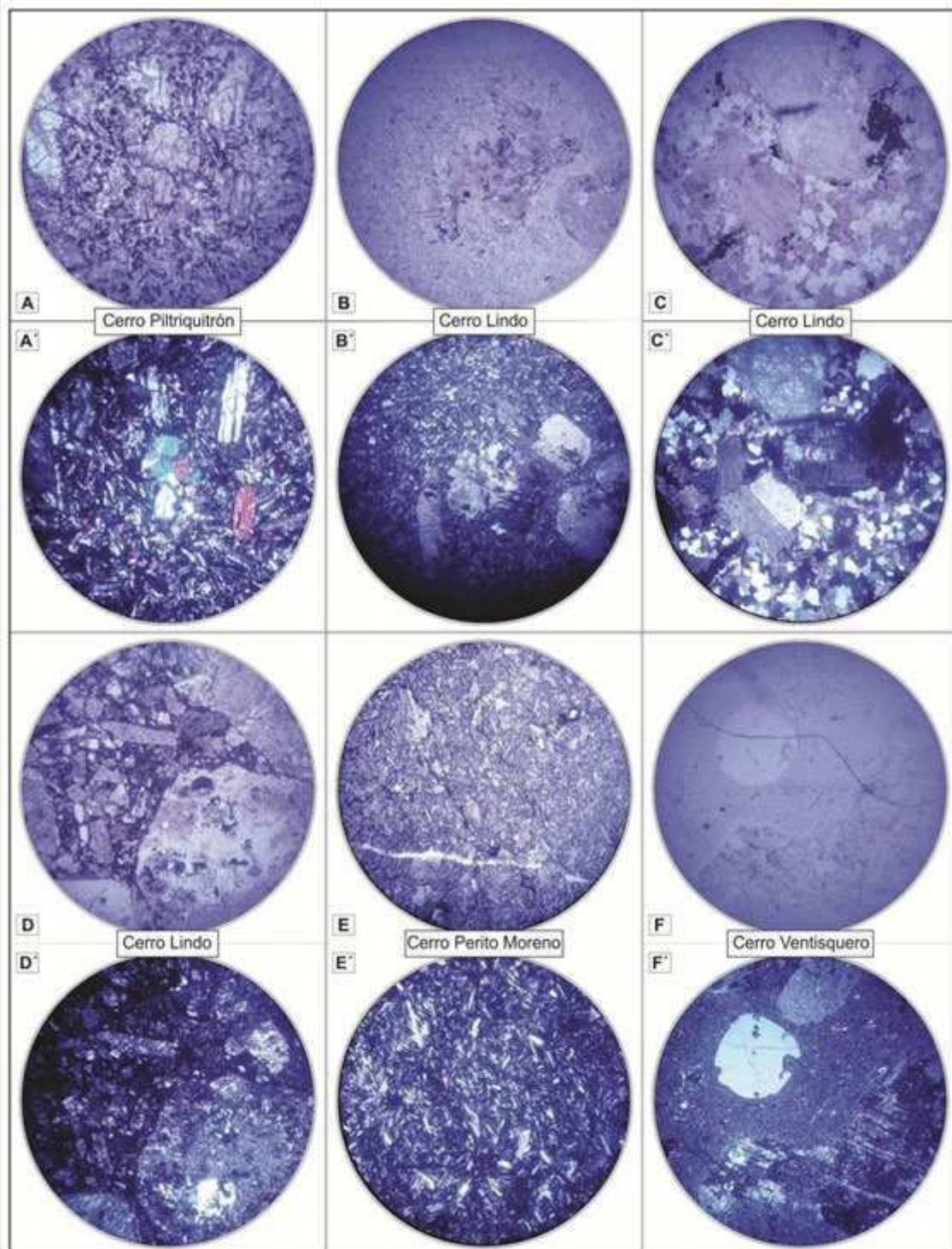


Figura 3.12. Cortes petrográficas de las rocas jurásico-cretácicas que afloran en el sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30'S y los 42°S. A-A') Basalto porfírico (pasta intersertal, con arreglos subófticos) del cerro Piltriquitrón; B-B') dacita porfírica (pasta microgranosa) del cerro Lindo; C-C') pequeño cuerpo intrusivo (granodiorita de textura granosa fina inequigranular hipidiomorfa) sub-superficial presente en la secuencia volcánicas del cerro Lindo; D-D') lapillita lítica del tope de la secuencia volcánica que afloran en el cerro Lindo; E-E') andesita porfírica (pasta pilotáxica afieltrada y fluidal) del cerro Perito Moreno; F-F') riolita porfírica (pasta microgranosa) del cerro Ventisquero.

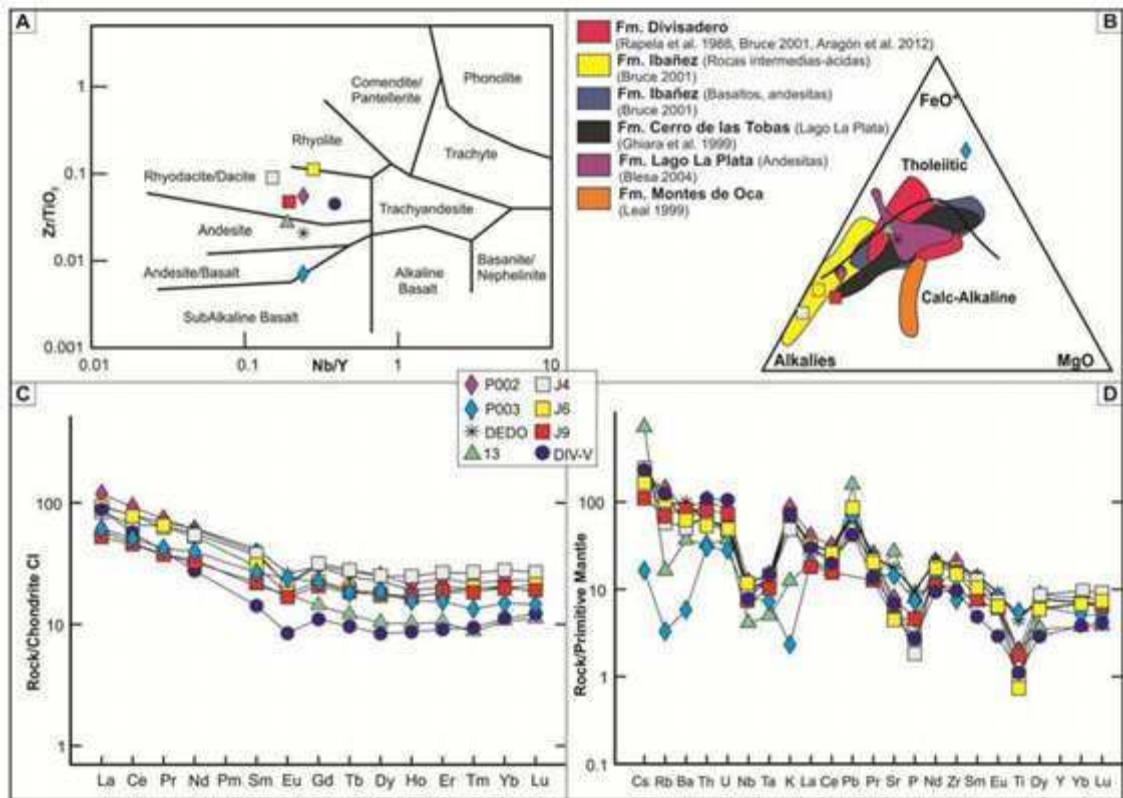


Figura 3.13. Análisis geoquímico de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42°S. A) Diagrama de clasificación Zr/Ti versus Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977); B) diagrama AFM; C) diagrama de tierras raras (REE) normalizadas al condrito (Sun y McDonough, 1989); D) diagrama multielementos.

Los patrones de tierras raras (REE) de las volcanitas analizadas son similares entre sí y se encuentran enriquecidos hasta 100 veces respecto del condrito CI (Sun y McDonough, 1989) (Figura 3.13C), ya que generalmente en ambientes de arco, las REE suelen derivar de fluidos de fuentes corticales o asociados con la placa oceánica subducida. Las volcanitas analizadas exhiben un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) frente a las tierras raras pesadas (HREE) y se reconocen, además, leves anomalías negativas en Eu (Eu/Eu^* : 0,6-0,8) que señalaría la retención de plagioclasa en la fuente o la remoción de dicha fase por cristalización fraccionada. Las pendientes de HREE son subhorizontales a levemente positivas (Gd/Yb: 1.2-1.8), lo que indicaría que la fuente de las volcanitas fue relativamente somera, posiblemente asociada a una corteza no engrosada (30-35 km). Esto es también apoyado por las bajas relaciones La/Yb (<20), La/Sm (<4) y Sm/Yb (<3), las cuales comúnmente indican piroxeno como mineral residual. A su vez, al no reconocer enriquecimientos en LREE respecto de HREE (Sm/Yb: 1.0-1.8), es posible inferir que no intervinieron procesos que generan fraccionamiento de REE (por ejemplo, asimilación-cristalización fraccionada -AFC-).

Los patrones multielementales son similares entre sí, presentando un diseño aserrado, con una marcada pendiente negativa y evidentes anomalías negativas en P y en ciertos elementos HFS (Nb, Ta y Ti) respecto a REE (Figura 3.13D). Estos rasgos son típicos de rocas de arco

asociadas a ambientes de subducción. Se reconoce, además, una anomalía positiva de Pb respecto a las REE, la cual evidencia una contaminación con corteza continental. Sus valores de La/Ta son mayores a 25 (La/Ta: 31-69), lo que sumado a las elevadas relaciones Ba/Ta (hasta 1.437), moderado a alto Ba/Nb (53-110), a la anomalía negativa Nb-Ta, y al empobrecimiento de Ta respecto de Ba, Th, La y Ce concuerdan con una impronta geoquímica de un arco magmático continental.

Como se ha descrito en el apartado anterior, las volcanitas jurásico-cretácicas de la zona de estudio poseen una tendencia calcoalcalina al igual que las analizadas al sur (Rapela et al., 1988; Ghiara et al., 1999; Bruce, 2001) y al norte del área de estudio (Aragón et al., 2012) (figuras 3.13B y 3.14).

Empleando los diagramas de discriminación tectónica La/10-Y/15-Nb/8 y Th-Hf/3-Ta (Wood et al., 1979, Cabanis y Lecolle, 1989), es posible reconocer que las rocas volcánicas de las unidades analizadas y sus equivalentes clasifican como rocas de ambiente de arco (Figura 3.14A-B). Una respuesta similar es obtenida al emplear el diagrama Nb versus Y (Pearce et al. 1984), donde las volcanitas se clasifican como pertenecientes a un ambiente de arco (Figura 3.14C). Esto apoya la hipótesis de un origen vinculado a subducción tal como lo han postulado otros autores (Suarez et al. 1999, Pankhurst et al. 2003).

De ello se desprende que en una primera instancia y con los datos químicos disponibles, no es posible distinguir distintas características químicas entre las volcanitas de las formaciones Huemul y Divisadero. Se requieren de estudios más detallados y de análisis isotópicos y geocronológicos para intentar establecer diferencias entre este tipo de rocas.

3.2.3.2. Rocas plutónicas mesozoicas del Batolito Patagónico Cordillerano

Las rocas plutónicas que afloran en la zona de estudio al oeste de los 71°30' O (Figura 3.1) forman parte del gran volumen de plutones que, en conjunto, constituyen el Batolito Patagónico, desarrollado entre los 40° y los 53° S a lo largo del eje andino (Pankhurst et al., 1999; Hervé et al., 2007). Ya reconocidas desde principios de siglo -y estudiadas desde entonces- (véanse los trabajos de Petersen y González Bonorino, 1947; González Díaz, 1982; y referencias allí citadas), estas rocas fueron agrupadas dentro del Batolito Patagónico Cordillerano (Gordon y Ort, 1993). Bajo esta denominación, Giacosa et al. (2001) describieron a las rocas plutónicas cretácicas aflorantes entre los 41° y los 42° S. Lizuaín y Viera (2010), por otra parte, describen a las rocas que afloran entre los 42° y los 43° S como “granitoides del Batolito Andino”. En este estudio, incluiremos dentro del Batolito Patagónico Cordillerano todos los cuerpos plutónicos emplazados con posterioridad al Jurásico Inferior, siguiendo la propuesta de Pankhurst et al. (1999) y Hervé et al. (2007), que incluye los cuerpos plutónicos mio-pliocenos.

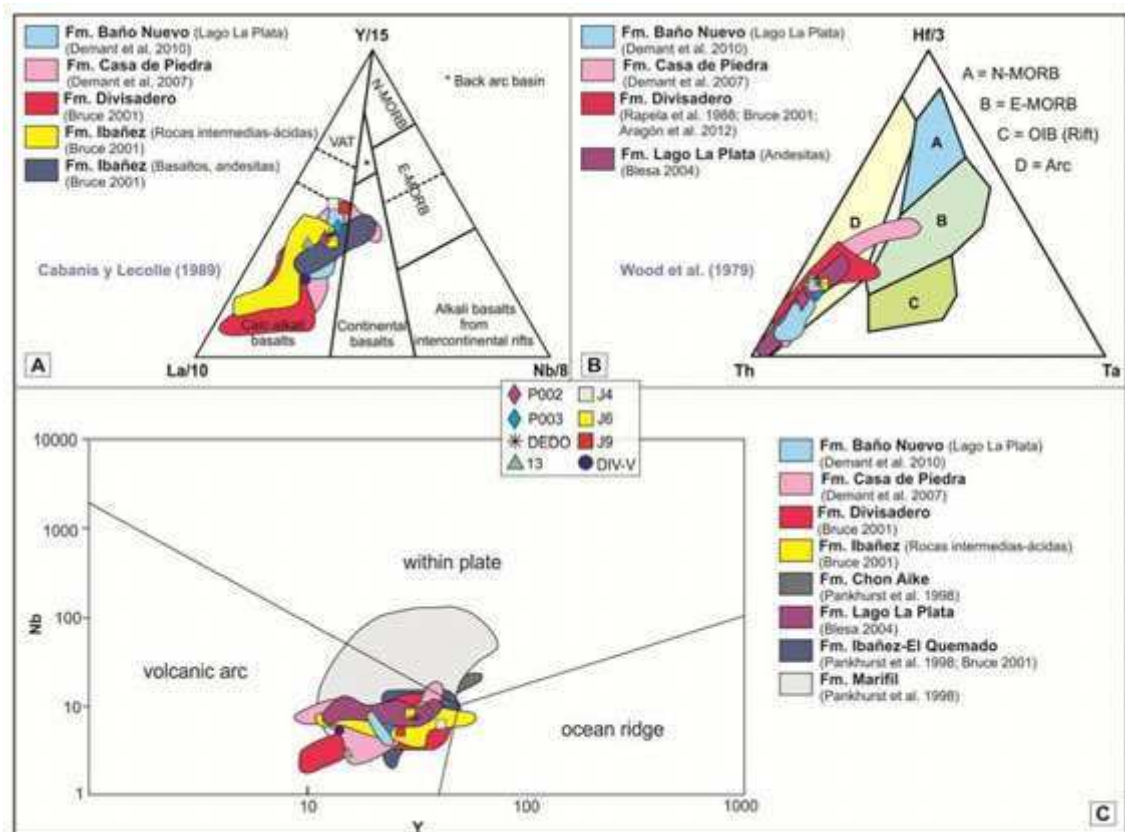


Figura 3.14. Análisis geoquímico de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42°S. Diagramas de discriminación tectónica: A-B) La/10-Y/15-Nb/8 y Th-Hf/3-Ta (Wood et al. 1979, Cabanis y Lecolle 1989); C) Nb versus Y (Pearce et al., 1984).

Los estudios a escala regional realizados por Pankhurst et al. (1999) y Hervé et al. (2007) han permitido caracterizar detalladamente los segmentos norte (Batolito Patagónico Norte, desarrollado al norte de los 47°S) y sur (Batolito Patagónico Sur, entre los 47° y los 53°S), respectivamente. Estos trabajos recopilan e incorporan datos acerca de las características litológicas, geocronológicas, geoquímicas e isotópicas de las rocas plutónicas.

En el área de estudio, ya a principios de siglo, Ljungner (1931) y Fuenzalida (1946-1947) identificaron dos facies claramente distinguibles en el terreno: “Serie Granodiorítica” y “Granito Tristeza” para el primer autor, facies “Alfa” y “Beta” según la descripción del segundo autor. Escribe González Bonorino (1974) al respecto:

“El complejo batolítico comprende dos facies principales: tonalita y granito. Estas facies se encuentran estrechamente asociadas en el terreno: la tonalita ocupa preferentemente la parte marginal de los plutones, aunque el granito entra en contacto con la roca de caja y parece ser en general intrusivo en la tonalita. Por su estrecha relación, ambas facies pertenecen probablemente al mismo ciclo magmático”.

Giacosa et al. (2001) y Lizuaín y Viera (2010) describen granitos, tonalitas y granodioritas con hornblenda y biotita (y la presencia de pórfidos graníticos subordinados), de colores claros, con mineralización de sulfuros y sectores con propilitización regional (Márquez y Giacosa,

1989). Al grupo de granodioritas-tonalitas mencionado, cabe agregar el reconocimiento de dos facies (hornblenda-biotita y cuarzo-dominantes) de dioritas gris-oscuras (Castro et al., 2011), también mencionadas por Lizuaín (1980) en el cerro Piltriquitrón y descritas por Lizuaín y Viera (2010) al oeste del cerro El Maitén y al norte del valle del río Epuyén. Por otra parte, los cuerpos plutónicos Miocenos conforman, en los alrededores del área de San Carlos de Bariloche, cuerpos de reducidas dimensiones (pequeños stocks y diques) formados por granitos altamente diferenciados (Giacosa et al., 2001). Aragón et al. (2012) reconocieron también la existencia de gabros con hornblenda, aunque hacia el oeste (zona de falla de Liquiñe-Ofqui), donde estos cuerpos miocenos son dominantes, nuevamente las facies dominantes corresponden a tonalitas-granodioritas (Adriasola et al., 2006, y referencias allí citadas).

Entre los 41°30' y los 42°S, estas rocas se hallan presentes en el cerro Santa Helena, en un sector acotado del cerro Ventisquero ("Paredón de los Huemules"), que se continúa hacia el sur en cerro Escondido (filo más occidental de los distintos sectores montañosos que forman el cerro Perito Moreno), en todo el sector occidental que constituye el límite internacional (cerros Diente de Perro, Año Nuevo, de las Mujeres, Cigarro, entre otros); al sur y al este, estas rocas afloran también en los cerros Peñascoso, Entrelagos, Roca del Tiempo, Morrudo, en diversos sectores de los cerros Alicia y Lindo, y aún más al este, pueden encontrarse en el sector occidental del Cordón del Piltriquitrón.

En este trabajo, algunos de estos cuerpos plutónicos han sido caracterizados en el terreno y al microscopio. En los cerros Lindos y Alicia, por ejemplo, se identificaron rocas graníticas (granitos y granodioritas; muestras J1, J4 y J7) con textura granosa mediana (ocasionalmente fina) inequigranular a hipidiomorfa (figuras 3.15A-B y 3.16A). Al este, un pequeño cuerpo intrusivo, que podría corresponder al que Lizuaín (1983) dató en 130 Ma, fue caracterizado al microscopio como una diorita con textura granosa hipidiomorfa inequigranular, con predominio de plagioclasa entre los fenocristales, y en menor medida, de anfíboles y clinopiroxenos (Figura 3.16D). Al norte, en el cerro Ventisquero se distinguieron dos tipos de intrusivos distintos (figuras 3.15G y 3.16B-C): i) tonalitas con textura granosa mediana hipidiomorfa inequigranular, con predominio de cristales de cuarzo y plagioclasa, y en menor medida de hornblenda y biotita; ii) granitos con textura granosa algo más fina (fina a mediana) que presentan cristales de cuarzo y plagioclasa, y además de feldespato alcalino. Aún más al norte, en el cerro Bastión, los cuerpos graníticos reconocidos en el campo coinciden con el segundo tipo descrito.



Figura 3.15. Granitoides del Batolito Patagónico Cordillerano. A) refugio “Cerro Lindo”; B) diques que atraviesan rocas graníticas en el cerro Alicia; C-D-F-G) vista de los granitoides que forman el cerro Roca del Tiempo (C), Horqueta (D), de las Mujeres y Dientes de Perro (F) y Ventisquero (G). En el cerro Ventisquero (“Paredón de los Huemules”), se observan fracturas rellenas de cuarzo cerca de la zona de falla que pone en contacto a los granitoides con las rocas volcánicas jurásico-cretácicas (E).

No obstante, cabe señalar que el análisis detallado de estas rocas, tanto en lo que respecta a su caracterización petrográfica detallada como al análisis de sus características geoquímicas e isotópicas, excede por completo el objetivo del presente estudio.

En cuanto a las edades publicadas de los distintos cuerpos plutónicos que forman parte del Batolito Patagónico Cordillerano, numerosas dataciones han sido obtenidas desde entonces en el segmento 40°-43°S de los Andes Patagónicos (González Díaz y Valvano, 1978; Lizuaín, 1981; González Díaz, 1982; González Díaz y Lizuaín, 1984; Rapela et al., 1987; Munizaga et al., 1988; Pankhurst et al., 1992; Carrasco, 1995; Sernageomin-BRGM, 1995; Cembrano et al., 2000; Castro et al., 2011; Aragón et al., 2012). Hasta el momento, se han reconocido cuerpos

plutónicos del: i) Jurásico Medio a Superior; ii) Cretácico Inferior; iii) Cretácico Superior; iv) Mioceno; v) Plioceno. Estos pulsos coinciden en gran medida con aquellos identificados por Pankhurst et al. (1992; 1999) y Hervé et al. (2007) a lo largo de toda la extensión del Batolito Patagónico, con la excepción de algunos cuerpos plutónicos del Paleógeno (67-40 Ma), ausentes en el área de estudio y en los sectores aledaños.

En cuanto a sus características geoquímicas, más allá de ciertas consideraciones específicas que exceden el presente análisis, distintos estudios a escala local y regional demuestran con claridad que se trata de rocas calcoalcalinas asociadas a subducción (Rapela et al., 1987; Pankhurst et al., 1999; Hervé et al., 2007; Castro et al., 2011).

3.3. Fajas volcánicas paleógenas

Como se mencionó en la sección 2.3, el registro geológico del Paleógeno se encuentra representado por la presencia de dos fajas volcánicas diacrónicas, de rumbo aproximado N-S (41°-43°S) a NO-SE (al norte de los 41°S). Las mismas se conocen con el nombre de Cinturón Volcánico de Pilcaniyeu y Cinturón Volcánico de El Maitén (Rapela et al., 1983) y se desarrollan en el sector oriental de los Andes Patagónicos Septentrionales (Cinturón Volcánico de El Maitén) y en el área extraandina (Cinturón Volcánico de Pilcaniyeu), limitando el macizo Nordpatagónico por el oeste.

El Cinturón Volcánico de Pilcaniyeu comprende ignimbritas intercaladas con lavas predominantemente andesíticas y basálticas, y presencia subordinada de traquitas y riolitas, extruidas durante el Paleoceno-Eoceno (60-42 Ma; Rapela et al., 1983). Estas rocas fueron previamente descritas dentro de la Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana, 1968; Volkheimer, 1973) y se han descrito también con el término ampliamente utilizado en la literatura geológica de serie Andesítica Extraandina (véase Ramos, 1982, quien sigue la propuesta original de Feruglio, 1927). En el presente trabajo, se prescindir de un análisis más extenso de estas rocas volcánicas dado las mismas afloran fuera del área de estudio, unos 70 km al NE, en los alrededores de Pilcaniyeu, en ambos márgenes del río Pichileufú (Rabassa, 1975; Giacosa et al., 2001). Para un resumen de las principales unidades litoestratigráficas que forman parte de esta unidad así como de las principales características geoquímicas de las rocas volcánicas que la componen, se remite al lector al trabajo de Aragón et al. (2011).

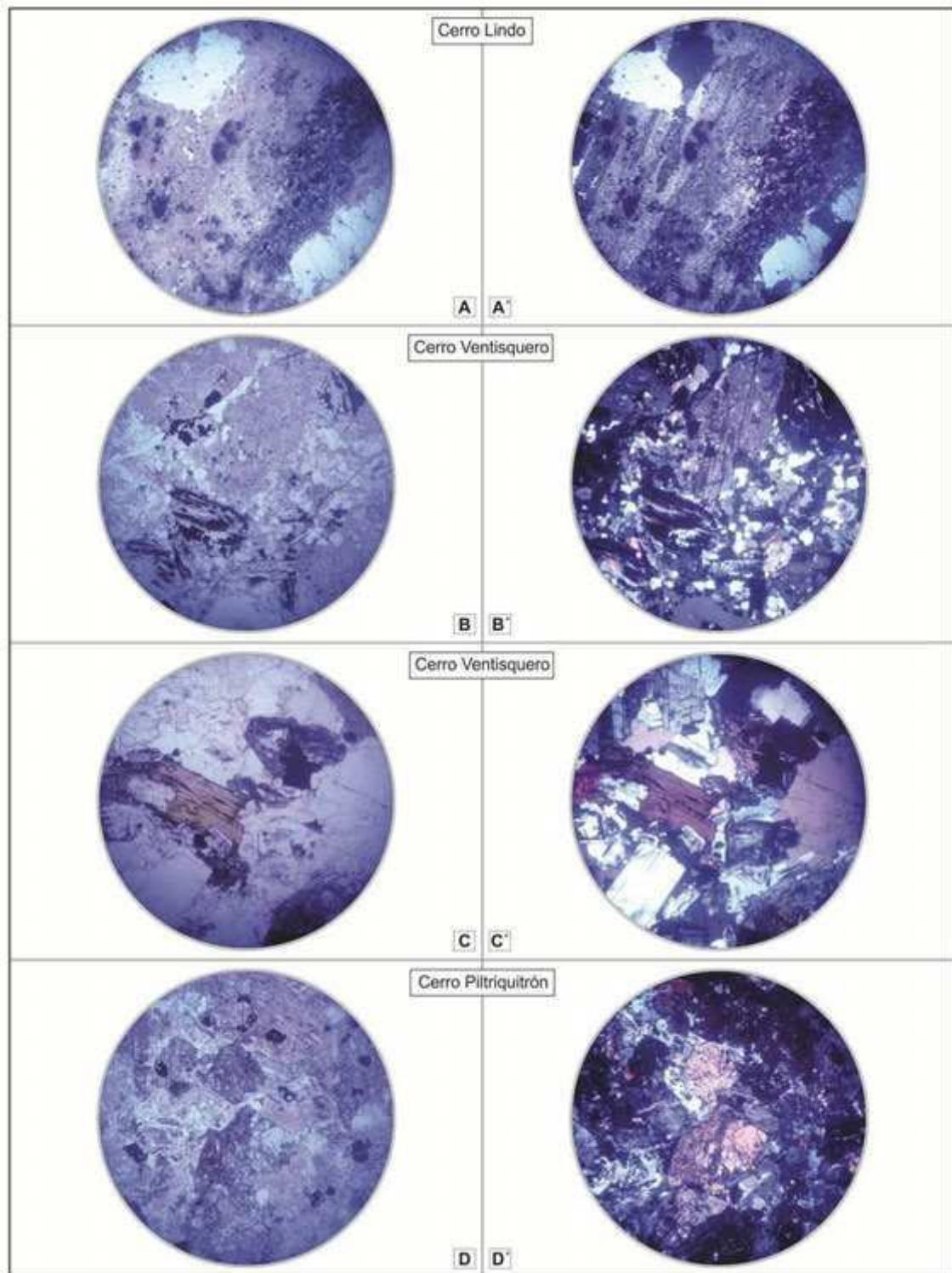


Figura 3.16. Cortes petrográficos de las rocas plutónicas jurásico-cretácicas que afloran en el sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30'S y los 42°S. A-A') Granito con textura granosa mediana albitomorfa inequigranular; B-B') granito con textura granosa fina a mediana hipidiomorfa inequigranular; C-C') tonalita con textura granosa mediana hipidiomorfa inequigranular; D-D') diorita con textura granosa gruesa hipidiomorfa inequigranular.

Las rocas volcánicas del Cinturón Volcánico de El Maitén requieren, por otro lado, una atención mayor, pues no sólo afloran en las zonas inmediatamente adyacentes a la zona de estudio sino que presentan importantes relaciones espacio-temporales con las unidades y las

estructuras desarrolladas durante el evento de deformación ocurrido durante el Mioceno. Esta unidad comprende, en su perfil tipo (cerro Ventana), “unos 3.500 m de lavas, brechas, tobas y wackes” (González Bonorino y González Bonorino, 1978; pág. 185). Descriptas como Formación Ventana por González Bonorino (1973), estas rocas volcánicas forman parte de lo que se conoce como Serie Andesítica Andina (Groeber, 1918; Feruglio, 1927; Ramos, 1982).

Integran esta unidad rocas volcánicas y piroclásticas predominantemente andesíticas, aunque con presencia también de basaltos y basandesitas, sobre todo en los términos medio y superior de la secuencia (Giacosa et al., 2001). Hacia el tope de la secuencia presenta, además, intercalaciones marinas que caracterizan el contacto transicional que se observa, en la mayoría de los casos, entre esta unidad y la Formación Ñirihua que se apoya por encima (González Bonorino y González Bonorino, 1978).



Figura 3.17. Rocas volcánicas de la Formación Ventana. A) rocas volcánicas (lavas de tonos oscuros en la sección superior) y piroclásticas (ignimbrita en la sección inferior, en primer plano) que afloran en el Cordón de El Maitén (foto tomada por Miguel Ramos); B) rocas volcánicas (lavas) en contacto con rocas volcánicas jurásico-cretácicas (a la derecha) en el Cordón Rivadavia (foto tomada por Andrés Echaurren).

Las rocas afloran extensamente al norte, en el cerro Ventana, inmediatamente al sur de la ciudad de San Carlos de Bariloche, y forman hacia el sur una faja continua de rumbo N-S que recorre el sector oriental de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41° y los 42°30' S (cerros Barría, La Serrucha, sierra de El Maitén, extremo sur del cordón del Mogote); al sur de los 42°30' S, esta faja volcánica adquiere un rumbo NNE-SSO y se ensancha hacia el oeste, abarcando los cordones Esquel y Rivadavia (Figura 3.17).

El Cinturón Volcánico de El Maitén se desarrolló durante el Oligoceno (33-21 Ma; Cazau et al., 1989). Recientemente, Bechis et al. (2014) dataron circones obtenidos de dos tobas y una arenisca ubicados en el miembro superior de la Formación Ventana, lo que les permitió estimar

la edad del tope de la secuencia (y de la ingesión marina asociada) en el rango 23-19 Ma (Mioceno Inferior).

3.4. Unidades neógenas en la subcuenca de El Bolsón y en el sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales

3.4.1. Formación Ñirihuau

A inicios del Neógeno, a la par que el volcanismo representado en la Formación Ventana cesaba, un importante volumen de rocas clásticas y piroclásticas, con presencia subordinada de rocas carbonáticas, rellenó una serie de depocentros que conforman la cuenca de Ñirihuau. A partir de la interpretación de numerosos perfiles sedimentarios, se ha reconocido la existencia de ambientes de depositación aluviales, lacustres, deltaicos y fluviales, e incluso de sectores restringidos en los que se depositaron sedimentos marinos (González Bonorino y González Bonorino, 1978; Spalletti, 1981; Mancini y Serna, 1989; Giacosa et al., 2005; Paredes et al., 2009; Ramos et al., 2011; Bechis et al., 2014).

La Formación Ñirihuau (González Bonorino, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978), equivalente a la Formación Ñorquinco descripta al sur (Cazau, 1972) -se trata de distintos depocentros de la misma cuenca (Bechis et al., 2014), fue también descripta, específicamente en el área de estudio (depocentro de El Bolsón; Bechis et al., 2014) como Formación Mallín Ahogado (Diez y Zubia, 1979; Giacosa et al., 2001). También dentro del área, y en zonas inmediatamente adyacentes, fueron descriptas por González Bonorino (1944) como “El Patagoniense y las Capas con Nothofagus”, y por Spalletti (1981, 1983) y Spalletti y Matheos (1987). Cabe mencionar, además, trabajos de estudio detallados más recientes, realizados hacia el este, como los de Bechis (2004) en los ríos Ñirihuau y Pichileufú, de Paredes et al. (2009) también en el río Ñirihuau y el de Ramos et al. (2011), al este del Cordón del Maitén, en el valle del río Cushamen.

La distribución de las rocas en todo el sector andino y extraandino entre los 41° y los 43° S ha sido resumida por Giacosa et al. (2001) y Lizuaín y Viera (2010). Particularmente, en el área de estudio, las rocas sedimentarias que forman parte del relleno del valle de El Bolsón, se encuentran plegadas formando el sinclinal homónimo. Estas rocas han sido identificadas en: i) los alrededores de El Bolsón, incluyendo el faldeo occidental del cerro Piltriquitrón, donde se reconocieron conglomerados, areniscas y pelitas lacustres -con un espesor mínimo de 650 m- (González Bonorino, 1944; González Díaz y Zubia, 1980a; Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001); ii) el arroyo Palenque y en ambas márgenes del río Foyel, donde se han reconocido las pelitas, areniscas y conglomerados de las formaciones Río Foyel, Troncoso y Salto del Macho (Grupo El Foyel; Asensio et al., 2005; Bechis et al., 2014) (Figura 3.20A-B); iii) en la ladera oriental del cerro Perito Moreno y en la margen sur de los lagos Martín y Steffen, donde

constituyen afloramientos restringidos -poco potentes- de areniscas y conglomerados (Giacosa et al., 2001). En el presente trabajo, estos afloramientos no han sido identificados en ninguno de los sitios recorridos -sectores montañosos más elevados-, salvo por la excepción de una recorrida ocasional de las capas ya descritas en el cerro Piltriquitrón (González Bonorino, 1944; González Díaz y Zubia, 1980a) y en el cerro Plataforma al sur (Lizuaín, 1979).

Allí donde afloran, estas rocas se apoyan en discordancia angular sobre las rocas volcánicas jurásico-cretácicas (ladera occidental del Cordón del Piltriquitrón) o sobre las rocas plutónicas jurásico-cretácicas (ladera oriental del cerro Perito Moreno). Como se mencionó anteriormente, cuando se disponen por encima de la Formación Ventana, generalmente el contacto entre ambas unidades se traduce en un pasaje gradual (por ejemplo, en el cerro Otto y en el río Ñirihuau; González Bonorino y González Bonorino, 1978), aunque en algunas localidades se ha podido observar una relación de discordancia erosiva a levemente angular (Cazau, 1972). En cuanto a su edad, y considerando específicamente aquellos estudios realizados en las rocas más occidentales de la cuenca, numerosos estudios basados en registros fósiles (Bertels, 1980; Ramos, 1982; Barreda et al., 2003; Asensio et al., 2010) como así también en la datación de diques que atraviesan la secuencia (Giacosa et al., 2001) indicaron una edad imprecisa entre el Eoceno y el Mioceno Inferior. Trabajos recientes han aportado datos geocronológicos más precisos (U-Pb LAICPMS en circones detríticos) que indican que la sedimentación marina se habría iniciado al oeste al menos a partir de los ~22 Ma (Bechis et al., 2014; coincidente con edades K-Ar previas, Cazau et al., 1989) y que habría continuado al este al menos hasta los ~12 Ma (Ramos et al., 2015).

3.4.2. Formación Cerro Bastión

En el presente trabajo, se propone retomar el uso del término Formación Cerro Bastión, usado por Diez y Zubia (1981), para describir a las rocas volcánicas y piroclásticas que afloran en los cerros Bastión y Silvia. Esta propuesta se sustenta en la obtención de tres nuevas edades radiométricas de estas rocas (véase más abajo), que las ubican en el lapso Mioceno Medio a Tardío, y que, por ende, permiten distinguirlas de las de la Formación Ventana, unidad con la que habían sido previamente correlacionadas (Diez y Zubia, 1981) y en la que fueron previamente incluidas (Giacosa et al., 2001; Tobal, 2010; 2012). Además de las dos localidades mencionadas, esta unidad fue reconocida en el sector chileno, al oeste del cerro Bastión, aunque no se recorrieron sus afloramientos (Figura 3.18D). Asimismo, y hasta tanto no se realicen estudios adicionales, estas rocas podrían ser correlacionables con las rocas volcánicas andesíticas descritas en el cerro Plataforma (Lizuaín, 1979) y con las rocas que afloran en el Cordón del Ingeniero (también asignadas también a la Formación Ventana; Sepúlveda y Viera, 2010).

En el cerro Bastión, Diez y Zubia (1981) estimaron un espesor de 1.000 m para esta unidad⁸, a la que describieron apoyada en discordancia sobre rocas volcánicas jurásico-cretácicas. El análisis combinado de modelos de elevación digital e imágenes satelitales permite afirmar que el espesor mencionado por los autores se encuentra sobrestimado; una estimación más precisa de la potencia de esta secuencia volcánica en la ladera sur del cerro, constituida por imponentes paredones verticales de roca, indica que allí el espesor ronda los 400-500 m (Figura 3.18B). Durante las tareas de campo realizadas en el marco del presente estudio, se recorrió el filo norte del cerro y se realizó un perfil de las distintas capas volcánicas y piroclásticas que conforman la unidad allí, que alcanza los ~250 m (Figura 3.18C). Allí se describieron bancos potentes de ignimbritas que alternan con facies lávicas que forman bancos de espesor variable, que en algunos casos alcanzan los 15-20 m; hacia el tope de la secuencia, se detectó la presencia de depósitos de caída y oleadas piroclásticas, que forman pequeñas capas (del orden de los centímetros a los decímetros) (Figura 3.19).

Estas rocas fueron además examinadas al microscopio. Las rocas volcánicas lávicas son andesitas que poseen textura porfírica, y en menor medida, texturas afírica y seriada. Los fenocristales (40-70% modal) son de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno y minerales opacos, y se encuentran inmersos en pastas de textura principalmente pilotáxica afieltrada y/o fluidal y, en menor proporción, textura microgranosa. Los fenocristales de plagioclasa son muy abundantes y presentan forma euhedral a subhedral, maclas polisintéticas y de dos individuos, textura en Sieve y tamaños que no superan los 2 mm. Suelen estar leve a moderadamente alterados a arcillas, sericita, carbonatos y epidoto. Los individuos de anfíbol y clinopiroxeno suelen encontrarse totalmente reemplazados por clorita y carbonatos, conservando su hábito prismático y su forma subhedral. En ocasiones, los anfíboles aún conservan un pleocroismo del verde al castaño. Estos cuerpos lávicos se intercalan con cuerpos de rocas piroclásticas que ocasionalmente exhiben textura eutáxica. En general, son tobas líticas y vítreas, clasto- o matriz soportadas, compuestas por vitroclastos como fragmentos pumíceos, fiammes y trizas vítreas en general desvitrificados; litoclastos subangulosos a subredondeados de volcanitas porfíricas o afíricas con pastas hialopilíticas o pilotáxicas; y cristaloclastos de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo engolfado y escaso anfíbol. La matriz suele estar formada por material vítreo, tamaño pulvícula desvitrificado, y muy pequeños fragmentos de cristaloclastos. A partir de la composición y proporciones de los cristaloclastos, se interpreta una composición dacítica para este tipo de cuerpos. En particular, cabe destacar la presencia de una muestra con fábrica clasto-soporte, mala selección, con litoclastos volcánicos monolitológicos (afíricos con

⁸ Mencionan allí: “sus asomos se muestran como ‘paredones’ de gran pendiente, prácticamente verticales, sobre todo en su sección inferior; esto hace imposible, con los medios normales, realizar un perfil detallado del conjunto” (Diez y Zubia, 1981; pág. 24).

pasta hialopilitica) en una matriz de composición similar a la de los clastos y material vítreo tamaño pulvícula. Dadas estas características, podría interpretarse como un posible depósito de bloque y ceniza.

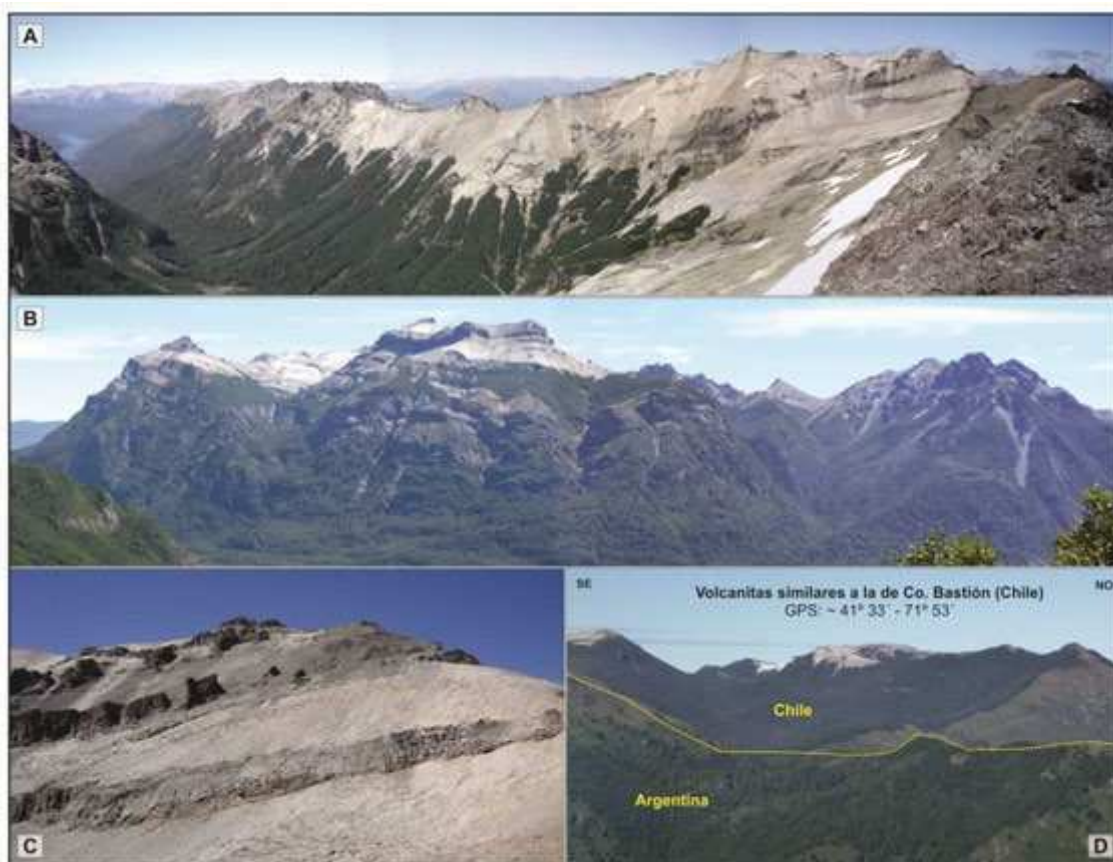


Figura 3.18. Rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión (Mioceno Medio) que afloran en el cerro homónimo y que podrían extenderse también hacia el oeste. A) Ladera norte del cerro Bastión que se continúa hacia el este (a la izquierda de la foto) en el cerro Santa Helena; B) vista de la ladera sur del cerro Bastión, en la que se observa claramente la disposición de las rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión (tonos claros) por encima de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas (tonos oscuros); C) rocas piroclásticas (mayormente brechas y lapillitas líticas) intercaladas con lavas en uno de los picos más altos (cumbre occidental) del cerro Bastión; D) interpretación a distancia de rocas que afloran en territorio chileno y que podrían formar parte de la Formación Cerro Bastión.

Al sur, se recorrió el sector más oriental del cerro Silvia, en el que se reconocieron también rocas volcánicas y piroclásticas que inclinan fuertemente al este; el ángulo de inclinación disminuye paulatinamente hacia el oeste (Figura 3.19A-B). No fue posible acceder al sector occidental del cerro. En la zona central del cerro, la conjunción de circos glaciarios dio lugar a una geoforma similar a un cráter, actualmente ocupada por el lago del Club Andino, sitio desde el que se observa la característica secuencia alternante de lavas y rocas piroclásticas (atravesadas por numerosos diques) y la presencia de un pequeño cuerpo intrusivo de edad indeterminada, caracterizado como una diorita, y que podría formar parte del Batolito Patagónico sobre el cual se apoya esta unidad volcánica (Figura 3.20D). En lo que respecta a las rocas, si bien no se realizó un perfil de detalle, cabe mencionar que, aún cuando las rocas resultan similares a las del cerro Bastión, existen algunas diferencias dignas de mención: i) las

rocas volcánicas lávicas forman bancos de menor espesor (Figura 3.20E-F); ii) las rocas piroclásticas muestran un predominio de facies piroclásticas más gruesas (brechas y lapillitas, además de tobas) (Figura 3.20G); iii) la ausencia de facies de grano fino (depósitos de oleadas piroclásticas y de caída). Estas dos últimas consideraciones podrían indicar una mayor proximidad respecto del centro volcánico emisor.

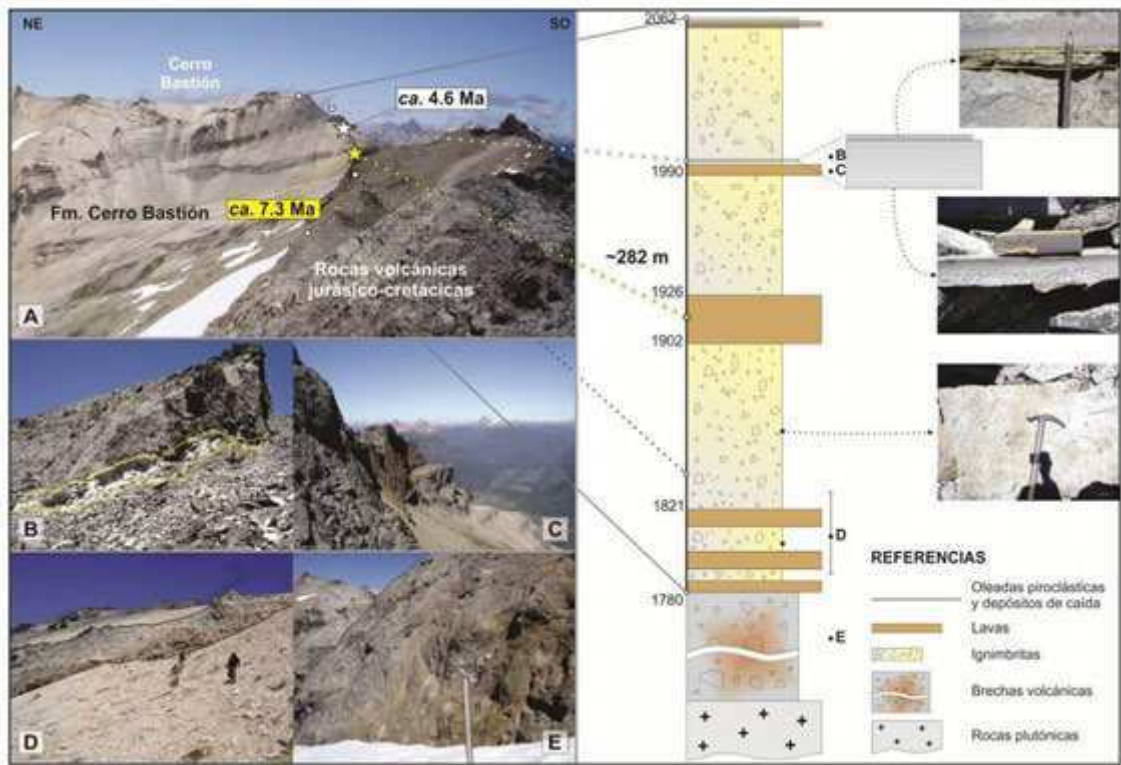


Figura 3.19. Rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión que afloran en el cerro homónimo. A) Ladera occidental en la que se representa un perfil general de la secuencia volcánica; B) depósitos de oleadas piroclásticas que forman delgadas capas, de menos de 10 centímetros; C) potentes bancos de lavas básicas, de tonalidades pardo-rojizas, que forman los imponentes paredones verticales que se observan no sólo en el camino hacia el cumbre sino desde el valle del río Manso Inferior; D) vista de la alternancia de rocas piroclásticas (mayormente brechas y lapillitas líticas) y rocas volcánicas (lavas); E) detalle de las brechas volcánicas (generalmente, de tonos más oscuros) que forman parte de la secuencia volcánica jurásico-cretácica e infrayacen a la Formación Cerro Bastión.

Al analizar las rocas al microscopio, se estableció que las rocas lávicas son andesitas que poseen textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y minerales opacos inmersos en pastas de textura hialopilitica, pilotáxica afieltrada y microgranosa. Los fenocristales de plagioclasa alcanzan tamaños de hasta 3 mm y exhiben formas euédrales a subédrales. Al igual que lo observado en el cerro Bastión, poseen maclas de dos individuos y polisintética, textura en Sieve y moderada alteración a sericita, arcillas y carbonatos. Los cristales de anfíbol (hornblenda) se encuentran totalmente alterados a clorita, tal como sucede en el cerro Bastión. Por otra parte, los cuerpos de rocas piroclásticas analizados se pueden describir como tobas líticas y vítreas, matriz soportadas, con fragmentos pumíceos desvitrificados (texturas axiolítica y esferulítica); litoclastos de volcanitas con pastas hialopiliticas, pilotáxicas y microgranosas y

cristaloclastos de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo engolfado. Al igual que para el cerro Bastión, la composición interpretada de estos cuerpos es dacítica.



Figura 3.20. Rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión (Mioceno Medio) que afloran en el cerro Silvia. A) Vista hacia el oeste del cerro Silvia (camino desde el cerro Hielo Azul); B) vista desde el NE (cerro Dedo Gordo) del cerro Silvia; C) detalle del conspicuo contacto entre las rocas volcánicas jurásico-cretácicas que afloran en el cerro Hielo Azul y las rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión que afloran en el cerro Silvia; D) en el sector medio del cerro, la conjunción de circos glaciares dieron lugar a una geoforma de tipo cratérica, actualmente ocupada por el Lago del Club Andino, en donde se observan la característica secuencia alternante de lavas y rocas piroclásticas (atravesadas por numerosos diques) y la presencia de un pequeño cuerpo intrusivo de edad indeterminada (abajo, a la izquierda); E) las rocas volcánicas con disposición vertical forman fillos que resistieron la erosión; F) detalle de un dique vertical que atraviesa capas de rocas piroclásticas (subhorizontales en la foto); G) bomba volcánica preservada en afloramientos de las brechas piroclásticas; H) detalle de las rocas volcánicas que forman parte de la Formación Cerro Bastión, en las que muchas veces se distingue la existencia de fragmentos líticos (piroclastitas) cogenéticos.

Geocronología

Dos muestras de rocas volcánicas obtenidas en el Cerro Silvia (SIL-1) y en el Cerro Bastion (BSMU-2) fueron seleccionadas para análisis geocronológicos U-Pb en circones, con el objetivo de obtener las edades absolutas de cristalización magmática. La muestra SIL-1 corresponde a una andesita, mientras que la muestra BSMU-02 es una roca piroclástica. Los granos de circón se separaron de aproximadamente 5 kg de roca, la técnica de concentración y separación de minerales pesados fue la misma que se utilizó con la muestra PER-009 antes descrita (sección 3.2.2). Los análisis U-Pb se realizaron con un equipo de LA-ICP-MS en la Universidad del Estado de Washington (*Washington State University*) (información detallada acerca de los datos analíticos y del método geocronológico utilizado pueden consultarse en el apéndice C).

En la muestra SIL-1 (Cerro Silva), las imágenes de catodoluminiscencia muestran cristales prismáticos alargados (elongación >5) y zonación oscilatoria como textura interna, indicando un origen magmático (Corfu et al., 2003) para estos cristales de circón (Figura 3.21A). Se montaron 100 granos de circón, de la cual se analizaron por U-Pb un total de 40. Los resultados obtenidos arrojaron que 32 análisis produjeron un pico principal a los ca. 14,8 Ma, equivalente con el valor de “*Tuff zircon age*” calculado con el programa *ISOPLOT* de 14,8 +0,7/-0,3 Ma. Las edades de los 8 cristales restantes están representadas por valores de ca. 21, 32, 33, 39, 160, 262, 264, y 323 Ma (Figura 3.22A). En la figura 3.22A se ha representado también el diagrama Tera-Wasserburg con las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Se interpreta como la mejor edad de cristalización de la andesita Cerro Silvia el valor de 14.8 Ma y las edades más antiguas como heredadas de eventos magmáticos previos.

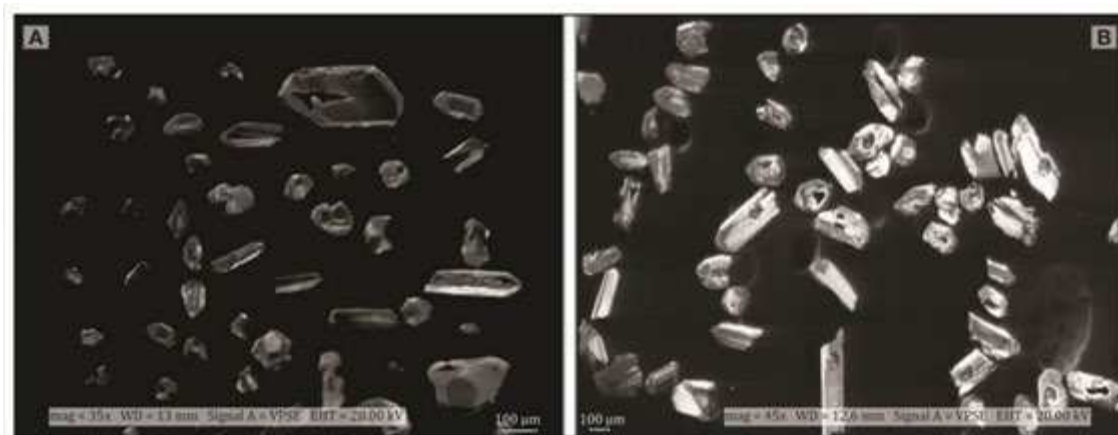


Figura 3.21. Catodoluminiscencia (*Washington State University*) de circones de muestras de la Formación Cerro Bastión. A) Cerro Silvia (SIL-1); B) cerro Bastión (BSMU-2).

En la muestra BSMU-2 (Cerro Bastion) se separaron aproximadamente 500 granos de circón bajo lupa binocular en el Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA). La población principal de circones de acuerdo a su morfología externa se caracteriza por tener forma idiomorfa y hábito prismático con una elongación promedio de 3, en su mayoría los cristales

están quebrados. Las terminaciones de los cristales presentan caras piramidales bien formadas (Figura 3.21B). El largo de los cristales varía entre 100 y 200 micrones y el color predominante es el rosado. Hay una población subordinada de cristales de mayor tamaño y hábito prismático largo (elongación >5). En las imágenes de catodoluminiscencia los cristales de circón muestran típicamente texturas magmáticas caracterizadas por la zonación oscilatoria (Figura 3.21B).

Se montaron 100 circones para datación U-Pb y se analizaron 39 cristales. Los datos definen un pico principal a los ca. 7,2 Ma (edades entre 7,0 y 9,9 Ma), donde un solo grano tiene ca. 16,3 Ma. La edad calculada con el ISOPLLOT (*Tuff zircon age*) arrojó el valor de $7,3 \pm 0,2 / -0,1$ Ma muy parecido al valor que corresponde al pico principal (Figura 3.22B). En la figura 3.22B se ha representado también el diagrama de Tera-Wasserburg de los datos obtenidos en la muestra. Se interpreta que la edad de cristalización de esta roca es ca. 7.2 Ma.

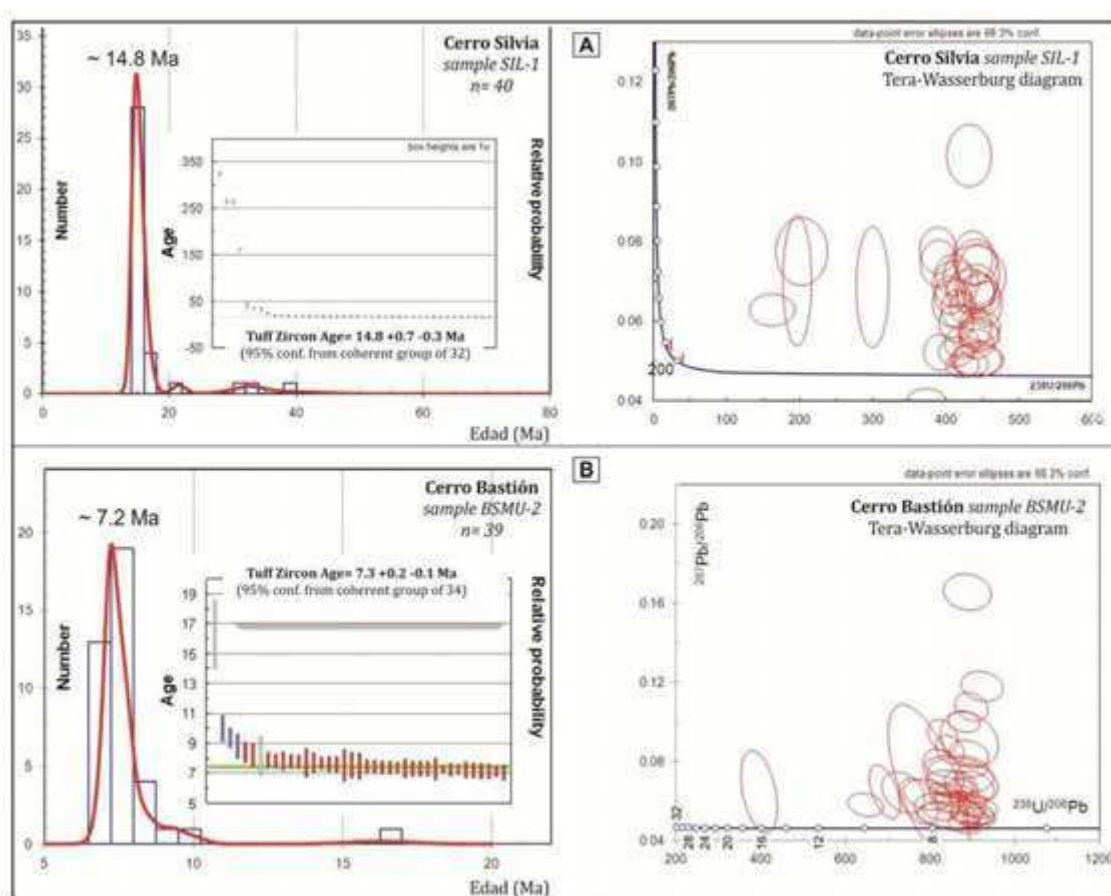


Figura 3.22. Análisis geocronológicos LA-ICPMS de las muestras de rocas volcánicas (Formación Cerro Bastión) obtenidas en los cerros Bastión y Silvia.

Aproximadamente 30 m sobre la muestra BSMU-2, un flujo de lava andesítica (muestra 9) fue analizado a través del método K-Ar (análisis de roca total realizado por SERNAGEOMIN, Chile; véase la tabla con los valores de K-Ar en el material complementario; Apéndice C2.2). La edad K-Ar obtenida en el Cerro Bastión (muestra 9) de $4,6 \pm 0,8$ Ma resultó ~2,6 Ma joven que la edad U-Pb (7,2 Ma). Por un lado, la discrepancia entre los resultados obtenidos a través

de cada uno de los métodos de datación podría reflejar la distinta ubicación de las rocas en el perfil analizado. No obstante, teniendo en cuenta que existe una escasa separación entre las unidades muestreadas y que, además, las unidades presentan características que sugieren una génesis común, esta discrepancia entre los resultados resulta excesiva si se la interpreta en esos términos. Por otra parte, dado que el análisis preliminar realizado por el SERNAGEOMIN mostró que la roca volcánica recolectada en este trabajo presentaba cierta alteración, y que se trata de un análisis de roca total, es posible interpretar alternativamente a ésta como una edad correspondiente a un evento de rejuvenecimiento. En este trabajo, se considera que esta última interpretación resulta más apropiada, aún cuando cabe señalar la necesidad de realizar análisis adicionales que permitan dilucidar la cuestión.

3.4.3. Formación Collón-Curá

La Formación Collón-Curá fue un término acuñado por Yrigoyen (1969) para designar a las rocas sedimentarias, con una importancia participación de rocas y/o componentes piroclásticos, que se apoyan por encima de la Formación Ñirihuau en distintos sectores de la cuenca de Ñirihuau. Sin embargo, estas rocas habían sido descritas mucho antes por Roth en las barrancas del río Collón-Curá (con el nombre de “Colloncurensis”), y luego también caracterizadas por Feruglio (1947), González Bonorino (1944) y numerosos autores que describieron las mismas al NE, E y SE (Volkheimer, 1973; Uliana y Robbiano, 1974; Rabassa, 1978; Coira, 1979; Nullo, 1979).

Consiste de rocas sedimentarias y piroclásticas entre las que predominan areniscas, conglomerados, tufitas, tobas y, en menor medida, ignimbritas. Presentan importantes variaciones laterales a lo largo de la cuenca de Ñirihuau, que se manifiestan, por ejemplo, en un predominio de las facies conglomerádicas (facies proximales de la cuenca de antepaís, según la interpretación de Giacosa et al., 2001) en el área del cerro David (Formación David, *sensu* González Bonorino y González Bonorino, 1978) y del cerro Bernal, que hacia el S-SE gradan a facies más finas (Giacosa et al., 2001; Bechis, 2004; Ramos et al., 2015) (Figura 3.20). Los espesores de esta secuencia varían entre los 100 y los 300 m (Giacosa et al., 2001). Las facies de ignimbritas, generalmente dacíticas-riodacíticas, se hallan como rellenos de paleovalles.

En cuanto a la edad de las rocas, tanto el registro fósil (Pascual y Odreman Rivas, 1971) como las dataciones radimétricas K-Ar disponibles (Rabassa, 1975; Cazau et al., 1989; Mazzoni y Benvenuto, 1990) sugieren que las mismas se habrían emplazado durante el Mioceno Medio-Tardío. Recientemente, Ramos et al. (2015) han presentado una edad máxima de sedimentación de ~11,3 Ma para el tope de esta unidad, obtenida a partir del análisis de circones detríticos (U-Pb LAICPMS) presentes en las areniscas volcánicas que afloran en la margen del río Cushamen (Figura 3.23E), y que se halla en el rango de las edades obtenidas previamente.

La Formación Collón-Curá se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Huitrera y otras unidades más antiguas, incluyendo el basamento, tanto al NE como al SE del área de estudio (Giacosa et al., 2001; Lizuaín y Viera, 2010); respecto de la Formación Ñirihuau infrayacente, en ciertas localidades el pasaje es transicional y se reconoce únicamente por el incremento de la participación de componentes y/o rocas piroclásticas en la Formación Collón-Curá (Cazau et al., 1989; Ramos et al., 2011), mientras que en otros sitios, el contacto es mediante discordancia angular (cerro David, González Bonorino y González Bonorino, 1978).

3.5. Rocas plio-cuaternarias

A partir del período Plioceno, tanto en la zona extraandina (Massaferró et al., 2006; Pécsay et al., 2007) como en la zona andina (mayormente a lo largo de la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui, en territorio chileno, aunque también en el límite argentino chileno; Rabassa et al., 1986; Lara et al., 2001, y referencias allí citadas) se han reconocido importantes volúmenes de volcanismo predominantemente andesítico-basáltico. Esta actividad continúa hasta el presente, ya que la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui concentra actualmente gran parte de la actividad magmática del arco volcánico a estas latitudes (Lara et al., 2001). En el área de estudio, particularmente, estas unidades volcánicas han sido descritas por Giacosa et al. (2001) como Formación Campana y Formación Tronador, y se ha planteado asimismo la posibilidad de que las mismas sean correlacionables.

En lo que respecta a los depósitos sedimentarios plio-cuaternarios, si bien los mismos no constituyen el objeto de estudio del presente trabajo, cabe destacar: i) el predominio de los depósitos de origen glaciario (Figura 3.24B-D), que habrían sido depositados al menos a partir de los últimos 4 Ma (Rabassa y Evenson, 1996), y que luego continuaron formándose junto a las sucesivas glaciaciones que tuvieron lugar en este sector de los Andes Patagónicos Septentrionales (para un análisis detallado, véase Ruiz, 2013); ii) la existencia de depósitos fluviales subordinados, asociados a los ríos de mayor envergadura (por ejemplo, el río Manso Inferior, el río Foyel y el río Azul; Figura 3.24A), pero igualmente restringidos en su distribución espacial; iii) la existencia de depósitos de remoción en masa arealmente restringidos y poco importantes.



Figura 3.23. Las formaciones Ñirihuau y Collón Curá que forman parte del relleno de la cuenca de Ñirihuau. A) Pelitas de la Formación Río Foyel a un costado de la ruta 40, al sur de la localidad de El Foyel; B) areniscas de la Formación Troncoso en el arroyo Palenque (en las que se reconocieron discordancias progresivas asociadas a fallas normales; Bechis et al., 2014); C) vista al E-SE de las areniscas y tobas retrabajadas de la base de la Formación Collón-Curá; D) detalle de las discordancias progresivas asociadas a corrimientos (reconocidas por Ramos et al., 2011); E) areniscas y tobas retrabajadas de la Formación Collón-Curá al oeste de la localidad de Cushamen, en la margen sur del río homónimo.

La intensa actividad glaciaria que tuvo lugar en el área determinó el desarrollo de depósitos glaciales, glaciafluviales y glacialacustres, que se extienden tanto en la zona andina como en la zona extraandina (González Díaz y Malagnino, 1984; Giacosa et al., 2001). Las distintas reconstrucciones de la actividad de los glaciares indican dos dominios principales de englazamiento o actividad intensa: en la región del lago Nahuel Huapi y en la extensa área que incluye el valle de El Bolsón (extendiéndose hasta el lago Puelo) y el valle de El Maitén (Caldenius, 1932; Flint y Fidalgo, 1963; González Díaz y Malagnino, 1984). A partir del

análisis de los depósitos y geoformas que se reconocen en la zona del lago Nahuel Huapi, Flint y Fidalgo (1963) identificaron y caracterizaron tres unidades glaciarias (Drift Pichileufú, Drift El Cóndor y Drift Nahuel Huapi), según un orden decreciente de edad y extensión areal. Depósitos estratificados, mayormente correspondientes a planicies glacifluviales, y también no estratificados han sido reconocidos por González Bonorino (1944) y por Diez y Zubia (1981). Depósitos glaciales y glacifluviales mucho más recientes pueden hallarse en los alrededores de los pequeños glaciares de montaña aún presentes (glaciares Hielo Azul y Ventisquero, por ejemplo) y confinados a las terrazas de algunos ríos cordilleranos, como el río Manso que limita el cerro Bastión por el sur.

Tanto los depósitos fluviales como los de remoción en masa son limitados en el área, particularmente en la zona montañosa más occidental, ya que más al este es posible encontrar ciertos depósitos fluviales de importancia (río Chubut en el valle de El Maitén, arroyos Ñorquinco y Fita Miche, entre otros) y algunos sectores restringidos en que los depósitos de remoción en masa son localmente importantes (sector sur del escorial de Chenqueniyeu).



Figura 3.24. Distintos depósitos cuaternarios que caracterizan el área de estudio. A) Depósitos aluviales (escasamente preservados) del río Azul; B) depósitos morénicos ubicados en el valle de El Bolsón; C) depósitos de remoción en masa (véanse los árboles caídos abajo a la derecha y una pequeña cicatriz ladera arriba) y lóbulos de soliflucción (arriba a la izquierda, en la zona sin vegetación) que se observan por lo general en las zonas más elevadas de los distintos cerros; D) depósitos glacialacustres/glacifluviales a un lado de la ruta provincial N°83, que bordea por el sur el río Manso Inferior y conduce al paso internacional Río Manso (recientemente interpretados como generados a partir de procesos de glactectonismo; Colavitto et al., 2015).

4. Estructura de los Andes Patagónicos Septentrionales

El objetivo del presente capítulo es presentar los resultados obtenidos del análisis directo e indirecto de las estructuras presentes en el denominado sector interno o dominio occidental de los Andes Patagónicos Septentrionales. Aunque la escasez de información acerca de la estructura en profundidad del sector interno (*hinterland*) de la faja plegada y corrida resulta el caso típico (DeCelles y Mitra, 1995), el análisis estructural de este sector andino se dificulta aún más debido a la escasez de datos de campo (superficiales).

Para cumplir con este objetivo, se presentará un panorama general de las características de la faja plegada y corrida, tanto en superficie como en profundidad. Se describirán en detalle las estructuras reconocidas en el segmento andino comprendido entre los 41°30' y los 42°30' S, con énfasis en la descripción pormenorizada de las distintas áreas que fueron recorridas a pie. Finalmente, se presenta un análisis integrado de las estructuras reconocidas en el sector interno junto con las características principales de la faja plegada y corrida a escala regional, con el objetivo final de aprehender los mecanismos de su formación en el tiempo y en el espacio (análisis que se presentará en el siguiente capítulo).

4.1. La faja plegada y corrida de Ñirihuau en superficie

Bechis y Cristallini (2006) propusieron denominar faja plegada y corrida de Ñirihuau “*al sector argentino de la cordillera Patagónica Septentrional comprendido entre en los 41° y los 43°S*”. En este trabajo, creemos justificado extender la misma hasta los 43°30' S aproximadamente, en concordancia con el reconocimiento de afloramientos de la Formación Ñorquinco, equivalente a la Formación Ñirihuau (Cazau et al., 1989) que se encuentran en el límite argentino-chileno, rellenando mayormente los valles de los arroyos Huemul, Atravesado y Blanco, entre los cerros Greda Este y Ventisquero Sur (Haller et al., 2010). En efecto, la morfología de la faja plegada y corrida de Ñirihuau se encuentra en gran medida controlada por la geometría de la cuenca sobre la cual se sobreimpuso la deformación (Macedo y Marshak, 1999) y de la cual toma su nombre. Esto se observa con claridad en las figuras 4.1 y 4.2, en las que se ha representado la traza de las estructuras -corrimientos y retrocorrimientos, reconocidos e inferidos- en superficie y la geometría de la cuenca de Ñirihuau en profundidad. La siguiente sección aborda en mayor detalle los datos directos e indirectos que permiten inferir la geometría del sustrato de la cuenca.

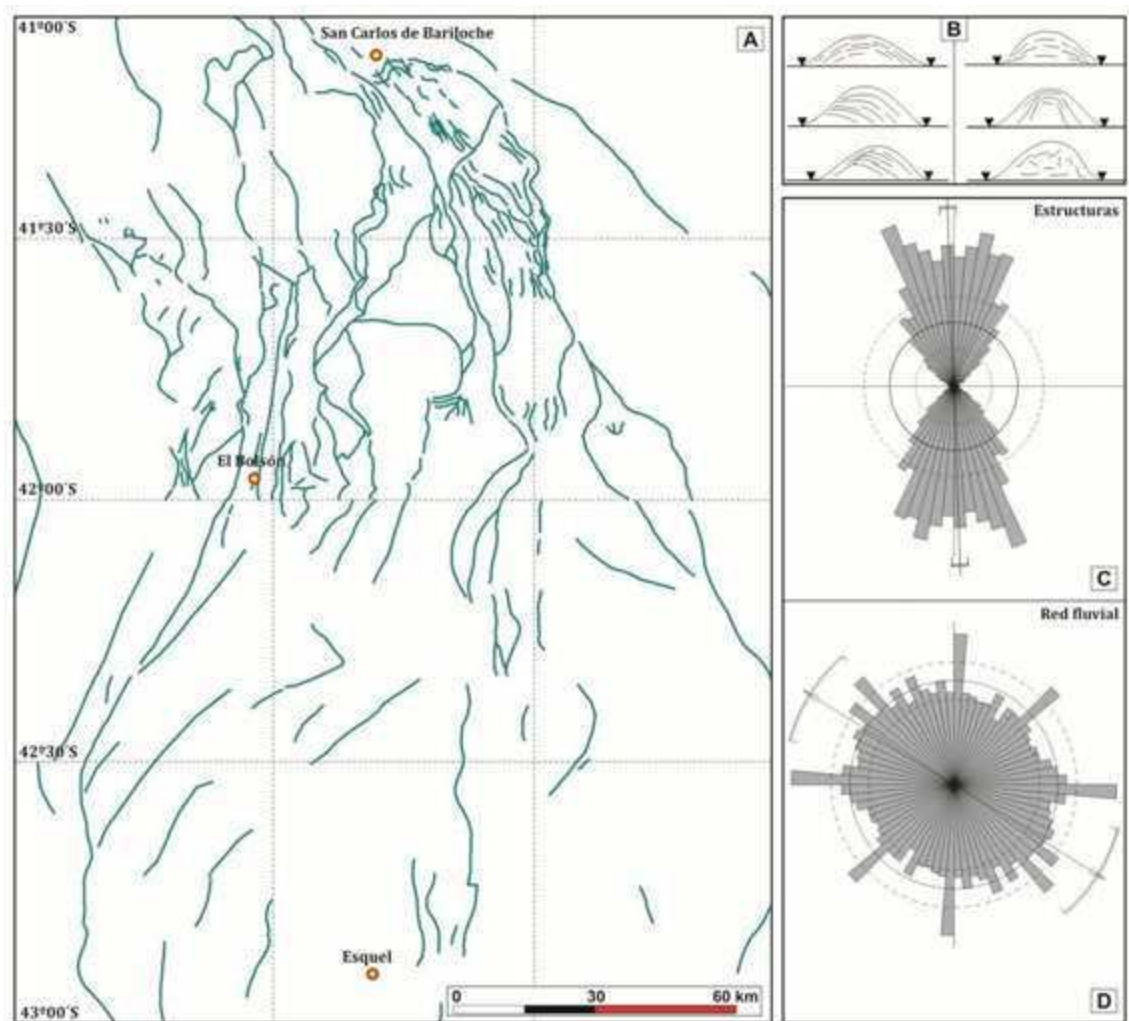


Figura 4.1. Características de la faja plegada y corrida de Ñirihuau en superficie. A) Traza de las estructuras y lineamientos estructurales principales (datos compilados de Giacosa y Heredia, 2004; Lizuain y Viera, 2010; y datos propios de esta tesis); B) distintos arreglos o patrones estructurales identificados por Macedo y Marshak (1999) al analizar numerosas fajas plegadas y corridas del mundo; C) diagrama de rosetas de las estructuras identificadas entre los 41° y los 42°30'S; D) diagrama de rosetas de los cursos fluviales existentes entre los 41° y los 42°30'S.

La traza de las estructuras permite al menos dos apreciaciones adicionales: i) el conocimiento de las estructuras del sector sur, entre los 42° y los 43°30'S, es muy limitado (se observa a partir de la disminución en la densidad de estructuras mapeadas); ii) a lo largo de la traza de las estructuras, se observan además controles adicionales ligados a la morfología del sustrato pre-deformacional (control de basamento), lo cual se verá en mayor detalle en las secciones 4.2 y 4.5. Por ejemplo, los extremos (*endpoints*, siguiendo la terminología empleada por Macedo y Marshak, 1999) norte y sur de la faja plegada y corrida presentan un patrón estructural diferente, con una clara convergencia de las estructuras al norte, mientras que al sur se observan estructuras que convergen en el sector interno, junto a otras que divergen en el sector externo. Así, pues, el patrón general de estructuras de la faja plegada y corrida no copia estrictamente los tipos predeterminados que surgen del modelado análogo y, tal como se

observa también en el caso de otras fajas plegadas y corridas a lo largo del mundo (Macedo y Marshak, 1999, figura 6), es preciso interpretar estos patrones que difieren de los modelos.

En el sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, Bechis y Cristallini (2006) habían señalado ya la existencia de inflexiones marcadas en el rumbo de las estructuras y/o de los lineamientos estructurales, condicionada por la traza de ciertos ríos o arroyos principales. Estos autores interpretaron a partir del control por parte de una zona de debilidad del basamento de rumbo NO, que se corresponde a su vez con zonas de cizalla compresiva paleozoicas, como la zona de Carhué estudiada por Giacosa et al. (2001) y Giacosa y Heredia (2004). En dicho sector, Bechis y Cristallini (2006) reconocieron también lineamientos oblicuos de rumbo ENE y NE, que determinaron la amplitud de los pliegues o la profundidad de despegue de los corrimientos, y que representan el control por parte del sustrato estructural de la cuenca.

El análisis sistemático de las estructuras y/o de los lineamientos estructurales entre los 41° y los 42°30'S, realizado mediante el uso del software ArcGis10, permite definir un rumbo norte predominante de las estructuras (Figura 4.1C). En cuanto al análisis de la red fluvial, si bien presenta algunas direcciones principales identificables, ubicadas a 45° una de otra, en los rumbos norte, noreste, oeste y sureste, cabe señalar el hecho de que los distintos cursos fluviales se han desarrollado también en todas las demás direcciones de manera más o menos uniforme (Figura 4.1D). Un análisis más detallado de los cursos fluviales, estableciendo un orden jerárquico de los distintos cursos, permitiría una mejor evaluación del posible control estructural de la red de drenaje.

4.2. Información de subsuelo

4.2.1. Datos gravimétricos

La base de datos gravimétricos usada en este trabajo consiste de datos obtenidos en el terreno y de datos satelitales (*GOCE*), los cuales han sido reprocesados y cedidos gentilmente por el Instituto Geofísico y Sismológico Ing. F.S. Volponi (IGSV). La combinación de los datos satelitales y terrestres ha sido hecha sobre una grilla regular de datos de 0,05°, utilizando el modelo de campo gravimétrico global (*Earth Gravitational Model*) EGM08 (Pavlis et al., 2012). Las anomalías de Bouguer fueron calculadas usando el software *Tesseroids* a partir del modelo de elevación digital ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009), considerando una densidad media para las rocas de 2,67 g/cm³ (Hinze, 2003) y empleando una altura de 3.000 m para la corrección topográfica. La anomalía de Bouguer calculada fue luego filtrada, a partir de la atenuación de las anomalías de corta longitud de onda, siguiendo el método de prolongación analítica (Pacino e Introcaso, 1987). Se optó, en este caso, por utilizar la prolongación a 40 km para filtrar el campo residual, el cual fue finalmente procesado mediante la técnica de *Tilt* (Verduzco et al. 2004), que permite resaltar gradientes altos que reflejan importantes variaciones laterales de

densidad, asociadas con la “topografía” del basamento (Figura 4.2A). Recientemente, se han publicado mapas gravimétricos que abarcan el área de estudio y que, en forma complementaria, permiten inferir la configuración en profundidad del basamento (Orts et al., 2015, figura 6). Este tipo de mapas permite además inferir la geometría de los depocentros miocenos que conforman la cuenca de Ñirihuau (Figura 4.2A-B).

4.2.2. Datos obtenidos a partir de líneas sísmicas y perfiles de pozo

Entre los años 1980 y 1985, Pluspetrol S.A. y ESSO Argentina llevaron adelante un programa de exploración petrolera que cubrió mayormente la parte central y sur de la cuenca de Ñirihuau (Ramos, 1981; Mancini y Serna, 1985), cuyos resultados fueron integrados e interpretados por Cazau et al. (1989, 2005) en su análisis acerca de la evolución de la cuenca. Estos datos permitieron complementar los distintos estudios de superficie llevados a cabo hasta ese momento (véanse los trabajos de Spalletti, 1981, 1983, y las referencias allí citadas). Una serie de líneas sísmicas, ajustadas por datos de pozo (Ñorquenco X-1, Horqueta X-1 y Pichico X-1; véase Cazau et al., 1989), han sido recientemente publicadas, interpretadas e integradas en secciones estructurales (Giacosa y Heredia, 2004; Bechis y Cristallini, 2006; Orts et al., 2012, 2015; Ramos et al., 2015). Estas líneas sísmicas se restringen al sector oriental de la faja plegada y corrida y al área de antepaís contigua. Por ejemplo, la línea sísmica interpretada por Bechis y Cristallini (2006) atraviesa el sector sur del sinclinal de David y el corrimiento Pantanoso, ubicados considerablemente al este de la falla Ventana-Catedral, que Giacosa y Heredia (2004) interpretaron como el límite entre los dominios occidental y oriental de la faja plegada y corrida.

En lo que respecta específicamente a los datos de pozo, éstos han permitido definir con claridad los depocentros que conforman la cuenca de Ñirihuau a través del modelado del sistema petrolero (Cazau et al., 2005), lo cual complementa el mapa isopáquico de la Formación Ñirihuau presentado por Spalletti (1983) en base al análisis de numerosas columnas estratigráficas (Figura 4.2; véanse también los trabajos recientes de Orts et al., 2015 y Ramos et al., 2015).

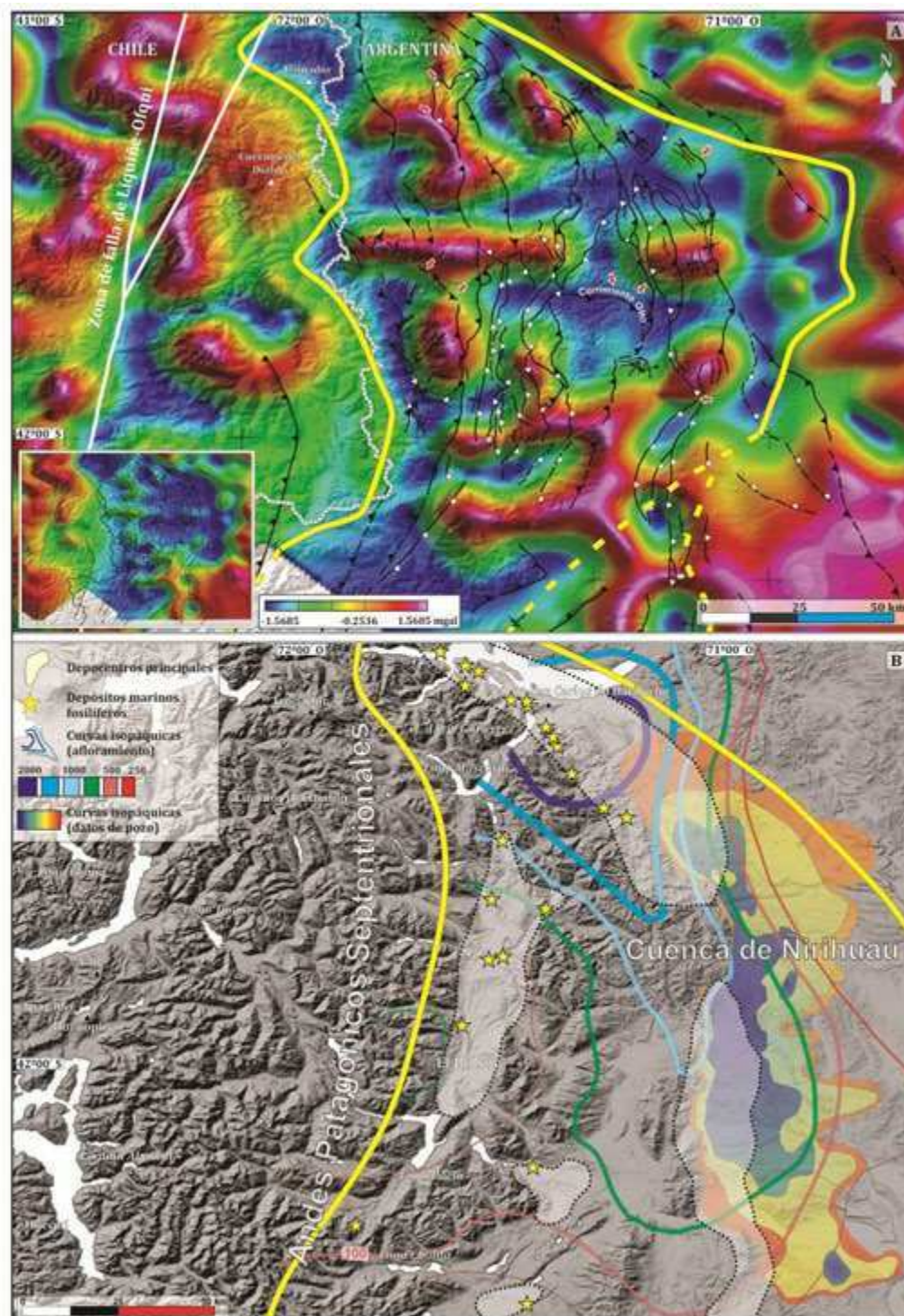


Figura 4.2. Información de subsuelo y de superficie de la faja plegada y corrida de Ñirihuau y de la cuenca homónima asociada. A) Mapa de anomalías gravimétricas residuales (*Tilt*) construido a partir del cálculo de anomalías de Bouguer filtradas por prolongación analítica (ascendente) a 40 km de altura; se muestra además, en el recuadro pequeño, el mapa de anomalías residuales correspondiente a la misma área (un mapa de anomalías análogo fue presentado por Ramos et al., 2015). Estos mapas de anomalías gravimétricas han sido calculados y gentilmente cedidos por el Dr. Mario Giménez (Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi, San Juan, Argentina). B) Mapa topográfico del área que ocupa la faja plegada y corrida a la que se superpusieron los principales depocentros en superficie (Bechis et al., 2014), los límites de la cuenca según el análisis de las anomalías gravimétricas y las curvas isopáquicas del relleno de la cuenca, obtenidas a partir de datos de superficie y de pozo (Spalletti, 1983; Cazau et al., 2005).

4.2.3. Descripción general del sustrato de la cuenca de Ñirihuau y su relación con algunos de los principales rasgos en superficie

Ante la ausencia de datos sísmicos, los datos gravimétricos han demostrado ser útiles al momento de interpretar la estructura profunda de distintos sectores montañosos y a distintas escalas de trabajo, desde el análisis regional a escala cortical/continental hasta el análisis de cuencas o sectores andinos arealmente restringidos (Introcaso et al., 1992, 2004; Gimenez et al., 2000, 2011; Ebbing et al., 2001; Zanolli et al., 2006; Folguera et al., 2007; García Morabito et al., 2011, entre muchos otros).

El mapa gravimétrico que se presenta en este trabajo (Figura 4.2) permite observar la buena correlación que existe entre las estructuras mapeadas y la morfología del sustrato de la cuenca, interpretada a partir de la distribución de anomalías negativas (en azul). Distintos mapas residuales, que complementan el mapa de anomalías aquí presentado (Figura 4.2; véase también Ramos et al., 2015, figura 6), permiten observar la forma convexa hacia al antepaís de la cuenca, con una máxima extensión a los 41°30'S aproximadamente, y cierres progresivos hacia el norte y hacia el sur, que coinciden con los sectores de convergencia de las estructuras en superficie. Esto resulta mucho más marcado al norte, como se analizó en la sección 4.2 (Figura 4.2A). La potencia de los depocentros y su distribución en el espacio presentan también una buena correlación respecto de la geometría del subsuelo inferida (Figura 4.2B).

El mapa de anomalías *Tilt* aquí presentado permite además la identificación de una serie de rasgos -anomalías locales- que demuestran la “irregularidad” que presenta el sustrato de la cuenca. De hecho, algunos de estos rasgos, como la anomalía positiva E-O que se observa a los 41°30'S, permiten establecer una clara relación entre estas anomalías de basamento y la segmentación en las estructuras que otros autores habían previamente identificado al norte de la cuenca (Giacosa et al., 2005; Bechis y Cristallini, 2006). Por ejemplo, esta anomalía positiva no sólo coincide con la inflexión general que adquieren las estructuras hacia el norte, variando entre los rumbos N y NO, sino que al sur puede observarse con claridad la existencia de un pequeño “depocentro” o anomalía negativa, a la que se ajusta la traza del corrimiento Otto identificado por Giacosa y Heredia (2004). En el siguiente capítulo se discutirá también la anomalía N-S que se observa en el extremo occidental de la cuenca, limitada al este por el corrimiento Hielo Azul, y que coincide con la traza del límite argentino-chileno.

4.3. Antecedentes en el estudio de las estructuras andinas entre los 41° y los 42°30'S

Los estudios estructurales del sector andino que involucra la faja plegada de Ñirihuau, junto con aquellos que abordan aspectos relacionados con la evolución tectosedimentaria, son posteriores a la década del '80. Se trata de estudios realizados mayormente a escala regional (Ramos, 1981; Ramos y Cortés, 1984; Diraison et al., 1998; Giacosa y Heredia, 1999, 2004;

Orts et al., 2012, 2015), y, por lo general, se han enfocado en el estudio del sector externo de la faja plegada y corrida (Cazau et al., 1989, 2005; Spalletti y Dalla Salda, 1996; Bechis y Cristallini, 2006; Bechis et al., 2014; Ramos et al., 2011, 2015). Como excepción, cabría mencionar el trabajo pionero de González Bonorino (1944), quien describió una serie de estructuras (por ejemplo, en el Cordón del Piltriquitrón) mucho tiempo antes de que las fajas plegadas y corridas fueran reconocidas en la literatura geológica local.

Entre los trabajos antes mencionados, únicamente los trabajos de Ramos y Cortés (1984), Giacosa y Heredia (2004), Tobal et al. (2012), Orts et al. (2012) y Bechis et al. (2014) han identificado, y eventualmente caracterizado, estructuras al oeste del eje en que se dispone el valle de El Bolsón. Diez y Zubia (1981), quienes habían efectuado el mapeo de la zona montañosa occidental, se limitaron a señalar lineamientos estructurales que coinciden con los principales valles fluviales actuales. En este contexto, los corrimientos Hielo Azul y Bolsón-Tronador son las únicas dos estructuras principales reconocidas previamente en el área, ambas de rumbo norte. Estas estructuras fueron caracterizadas por Giacosa y Heredia (2004), aunque ya Ramos y Cortés (1984) habían descrito la última de estas fallas. Giacosa y Heredia (2004) ampliaron la descripción del corrimiento López, que constituye una ramificación del corrimiento Bolsón-Tronador, y fue previamente descrito por González Bonorino (1973). Esta falla de rumbo norte se desarrolla al norte del río Manso Inferior e inmediatamente al norte del cerro Catedral presenta una abrupta inflexión que le imprime un rumbo NO. Por último, puede observarse en la Hoja Geológica 4172-IV (“San Carlos de Bariloche”) la existencia de algunos corrimientos secundarios que afectan la zona comprendida entre los cerros Perito Moreno y Bastión (Giacosa et al., 2001).

Al este, el ya mencionado reconocimiento del sistema de retrocorrimientos Serrucho-Piltriquitrón, que integra estructuras anteriormente descritas por González Bonorino (1944), permite la definición de la zona triangular sobre la cual se labró el valle de El Bolsón (Giacosa y Heredia, 2004). Este sistema de retrocorrimientos se continúa al sur a través del retrocorrimiento Tres Picos (Petersen y González Bonorino, 1947; Orts et al., 2012). También al sur, se ha indicado la continuidad del corrimiento Bolsón-Tronador (Lizuaín y Viera, 2010) y del corrimiento Pico Solo ubicado inmediatamente al oeste (Orts et al., 2012).

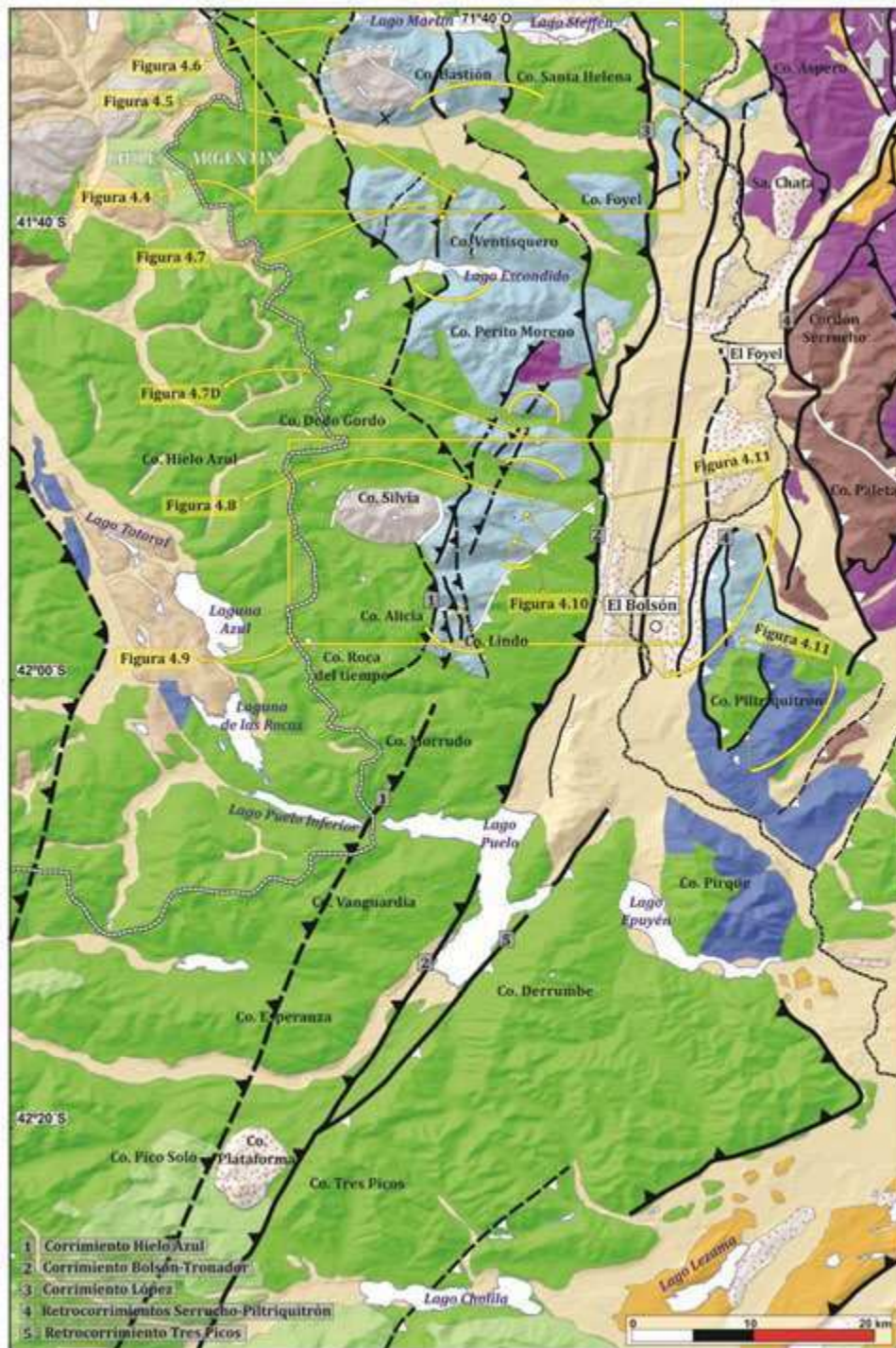


Figura 4.3. Mapa estructural del sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 41°30' y los 42°30' S (basado en Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001; Lizuáin y Viera, 2010; y datos propios). Se indican también la ubicación de las fotos y figuras que forman parte de este capítulo. Las referencias corresponden a las de la figura 3.1.

A una escala más local, Tobal et al. (2012) proporcionaron información respecto de una serie de estructuras previamente no identificadas -fallas con vergencias opuestas y pliegues asociados-, con desarrollo al menos entre los 41°50' y los 42°S. Otras estructuras andinas fueron también descritas recientemente por Tobal et al. (2015), aunque por sus características

singulares y por la particular importancia que las mismas poseen en el esquema evolutivo de los Andes, serán descritas en detalle en el siguiente capítulo (secciones 5.2 y 5.3).

4.4. Los distintos sectores montañosos entre los 41°30' y los 42°30'S

A continuación se describen en detalle las características morfoestructurales de los distintos sectores montañosos que abarcan el área de estudio. A las dificultades que impone la fisiografía del área y que emanan de las complejidades estratigráficas ya reseñadas, se agrega la nula o grosera estratificación que presentan las rocas volcánicas mesozoicas, y los variables -en edad, composición y características- plutones espacial y/o temporalmente relacionados a las mismas. La importante actividad de los glaciares que tuvo lugar a partir de finales del Plioceno, y que continuó durante el Pleistoceno y el Holoceno, no sólo determinó una intensa erosión del paisaje sino también una gran cantidad de depósitos glaciares que en muchos casos sepultaron por completo las estructuras. Tal es el cuadro de situación que condicionó históricamente a los estudios estructurales previos (Greco, 1975; Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001) y que no puede dejar de mencionarse aquí.

Por estos motivos, el estudio del relieve del área adquiere también una importancia significativa. A escala local, y en términos cualitativos, muchas de las estructuras se revelan, en primer término, a partir del análisis de imágenes satelitales, en coincidencia con características singulares del paisaje: quiebres abruptos en la topografía, inflexiones en el curso de un río, etc. No todas las estructuras que serán señaladas en este trabajo han podido ser reconocidas en el terreno, y en una gran cantidad de ocasiones ha resultado imposible identificar los planos de falla (véase la Figura 4.3). Dificultades similares presenta la correcta determinación de la actitud de las capas, no sólo por su naturaleza ígneas *per se* sino también por la intensa alteración que presentan las rocas en muchas localidades. Como se verá más abajo, en muchos casos la observación panorámica a distancia de las rocas ha permitido interpretaciones estructurales que, apoyadas luego por datos complementarios, resultan fiables.

Finalmente, el análisis del paisaje a escala regional, en términos cuantitativos, ha aportado una serie de datos relevantes e ideas clave que complementan el análisis estructural, como se verá en este capítulo (sección 4.5) y en el próximo (sección 5.3.3).

4.4.1. Área del Cerro Bastión

Forman parte del área del cerro Bastión el cerro homónimo, el cerro Santa Helena que limita la cadena montañosa al este, y el cerro Aguirre, ubicado al NO, muy próximo al límite argentino-chileno. Una importante inflexión en el rumbo E-O que la cadena montañosa y los valles que la limitan al norte y al sur presentan al este de los ~71°45'S determina que los mismos adquieren un rumbo NNO al oeste, lo que configura la morfología en L del sector montañoso (Figura 4.4). El río Manso Inferior, que fluye hacia el oeste vira allí hacia el NO; una

inflexión similar se observa en la traza del lago Martín en relación a la disposición E-O del lago Steffen, ambos limitando el cordón montañoso al norte.

Hacia el este, este cordón montañoso se ha estructurado a partir de una falla vergente al E, cuya traza -de rumbo norte- resulta la continuación al norte del corrimiento Bolsón-Tronador que limita el valle de El Bolsón por el oeste (Giacosa et al., 2001; Giacosa y Heredia, 2004). Se ha interpretado que esta falla se ubica en mitad de la ladera oriental del cerro Santa Helena, aunque la densa cobertura boscosa oblitera su exposición; su traza se reconoce en coincidencia con un quiebre topográfico desarrollado entre los 800 y los 900 m s.n.m, que a su vez habría constituido la altura máxima del glaciar principal que fluyó por el valle del río Manso (Ruiz, 2013). Este corrimiento sobrepone los granitoides cordilleranos por sobre las rocas sedimentarias de la Formación Ñirihuau. En lo que respecta a las rocas intrusivas, en esta zona se han identificado las rocas plutónicas más antiguas del Batolito Patagónico Cordillerano, que corresponden al Bajociano, pero que se extienden incluso hasta el Tithoniano (Halpern et al., 1975; Castro et al., 2011).

En relación al corrimiento en cuestión, cabe además mencionar que el mismo determina una brusca inflexión del curso del río Manso Inferior, que nace en el lago Steffen, fluye con sentido hacia el sur y vira, en coincidencia con la traza aproximada de la falla, hacia la dirección E-O. Aunque no se recorrió esta zona a pie, la interpretación de imágenes satelitales pareciera indicar que el contacto sería más fácilmente identificable al norte, cerca del lago Steffen, y no al sur, como indicaron Giacosa et al. (2001). En efecto, en el mapa realizado en este trabajo se ha interpretado que los depósitos sedimentarios de la Formación Ñirihuau se encuentran representados únicamente en la ladera norte del cerro Santa Helena, a ambos márgenes del lago Steffen, apoyados allí en discordancia angular sobre los granitoides cordillerano (Figura 4.4). Estas rocas habían sido anteriormente asignadas a la Formación Millaqueo (léase la Formación Piltriquitrón; sección 3.2.2) por Diez y Zubia (1981).

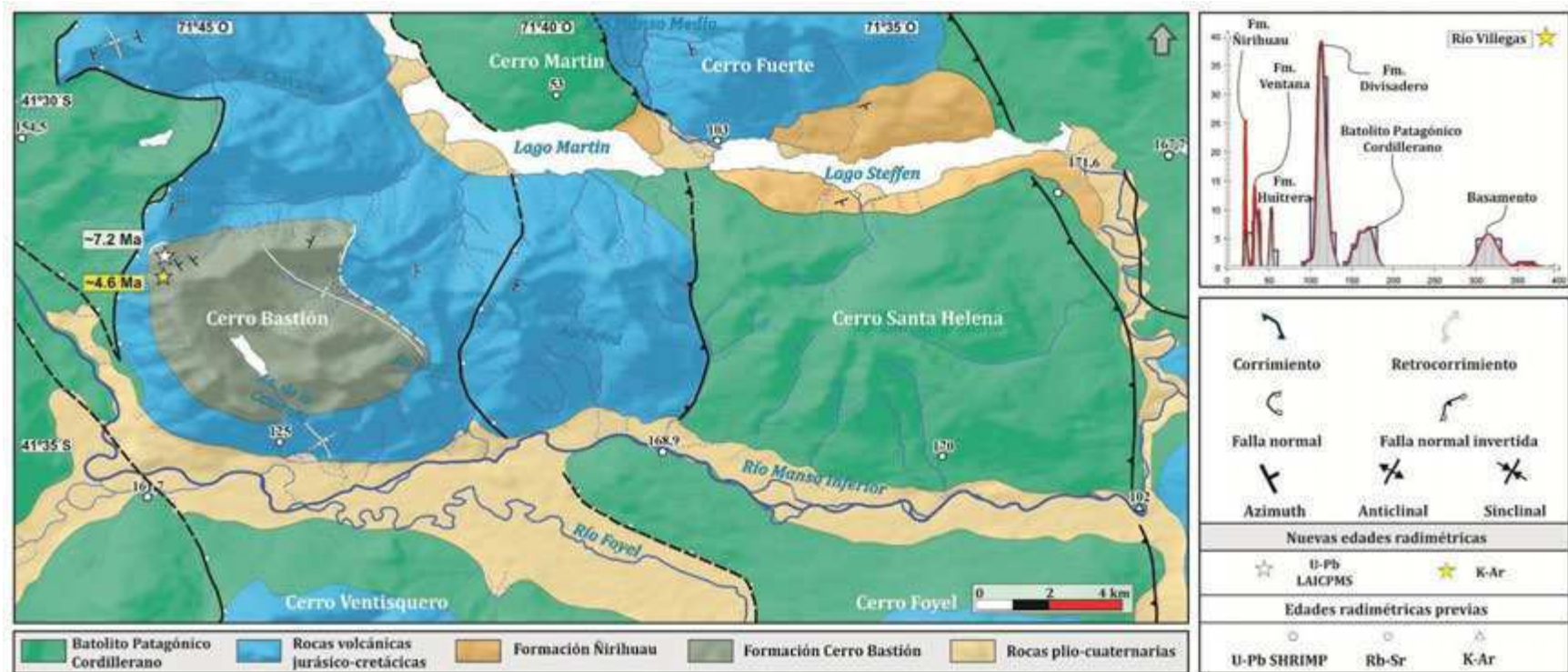


Figura 4.4. Mapa geológico del área del cerro Bastión, ubicada en el sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales, entre los 41°29' y los 41°38'S (modificado de Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001). Se observan los distintos corrimientos y retrocorrimientos de rumbo norte que caracterizan -en términos generales- a la faja plegada y corrida de Ñirihuau, con algunas inflexiones o estructuras de segundo orden de rumbo NO. Los valles fluviales se desarrollan típicamente en sentido E-O, como el del río Manso Inferior, que es el valle glaciario más importante entre los 41° y los 42°S. En el cerro Bastión, las rocas miocenas (las estrellas indican las edades obtenidas en este trabajo) de la Formación Cerro Bastión se apoyan discordantemente sobre las rocas volcánicas jurásico-cretácicas, y en el sector N y NE, las mismas se disponen en contacto tectónico (fallas normales que serán descritas en el siguiente capítulo) respecto de las mismas rocas. A la derecha, se representa el patrón de circones detríticos de una arenisca de la Formación Ñirihuau recolectada al este, en la localidad de Río Villegas (Bechis et al., 2014); se distingue el aporte de las distintas unidades que afloran en el área, entre las que cabe destacar el importante aporte de componentes pertenecientes al Grupo Divisadero, lo cual podría estar indicando la edad de las rocas volcánicas que afloran en el cerro Bastión.

Hacia el oeste, Giacosa et al. (2001) identificaron un segundo corrimiento que sobrepone rocas volcánicas jurásico-cretácicas por sobre los granitoides cordilleranos (Figura 4.5B). Éste coincide con el denominado paso Tandil, una quebrada continua que atraviesa el cordón montañoso desde el sur (por donde el arroyo Peled confluye con el río Manso Inferior), y que al norte coincide con el extremo oriental del lago Martín. Sobre la ladera sur del bloque occidental, se observa el contacto discordante entre las rocas volcánicas y las plutónicas, lo que indica también que el corrimiento repite las rocas plutónicas (Figura 4.5B), aún cuando esto resulta de difícil reconocimiento en el terreno. Esta estructura fue interpretada por Giacosa et al. (2001) como una ramificación del corrimiento que los autores infieren coincidente con la traza del río Foyel y que repetiría los granitoides en la estribación que separa los valles de los ríos Foyel y Manso Inferior. Al norte, la estructura se continúa por el valle del río Manso Medio y sobrepone los granitoides cordilleranos, que afloran en el cerro Martín, por sobre las rocas volcánicas que afloran en el cerro Fuerte, repitiendo también las rocas volcánicas aún más al norte, en el cerro Colorado.

En lo que respecta a las rocas volcánicas que afloran en el área del cerro Bastión, el análisis del patrón de circones detríticos obtenido en una arenisca de la Formación Ñirihuau en la localidad de Río Villegas (Figura 4.4; Bechis et al., 2014) permite inferir que se trata de rocas pertenecientes al Grupo Divisadero (~113 Ma es el pico de circones más importante que se observa en el gráfico). Aunque la ausencia de circones cuyas edades correspondan a la Formación Huemul (véase la sección 3.2.3.1) no permite asignar una edad a las rocas volcánicas que afloran en la base del cerro Bastión, la interpretación aquí realizada constituye una primera hipótesis de trabajo, útil en lo que respecta a algunas interpretaciones estructurales (véase más abajo).

Hacia el oeste se identificó un retrocorrimiento, que constituye la continuación al norte del corrimiento inferido por Giacosa et al. (2001), aunque en este trabajo se interpreta que esta estructura posee una vergencia opuesta a la señalada por los autores. Este retrocorrimiento, además, no montaría rocas volcánicas mesozoicas por sobre las rocas de la Formación Ventana (léase Formación Cerro Bastión; sección 3.4.2) como señalaron Giacosa et al. (2001), sino que repite la secuencia volcánica, tal como se pudo observar en la ladera norte del cerro Bastión (Figura 4.4A). En esta “zona triangular”, la imagen satelital permite observar cambios en la tonalidad de las rocas volcánicas mesozoicas, que podrían haber inducido la interpretación mencionada, pero que probablemente correspondan a zonas de alteración localizadas como las identificadas en el cerro Ventisquero y en el cerro Pulgarcito (véanse más abajo, secciones 4.4.2 y 4.4.3).

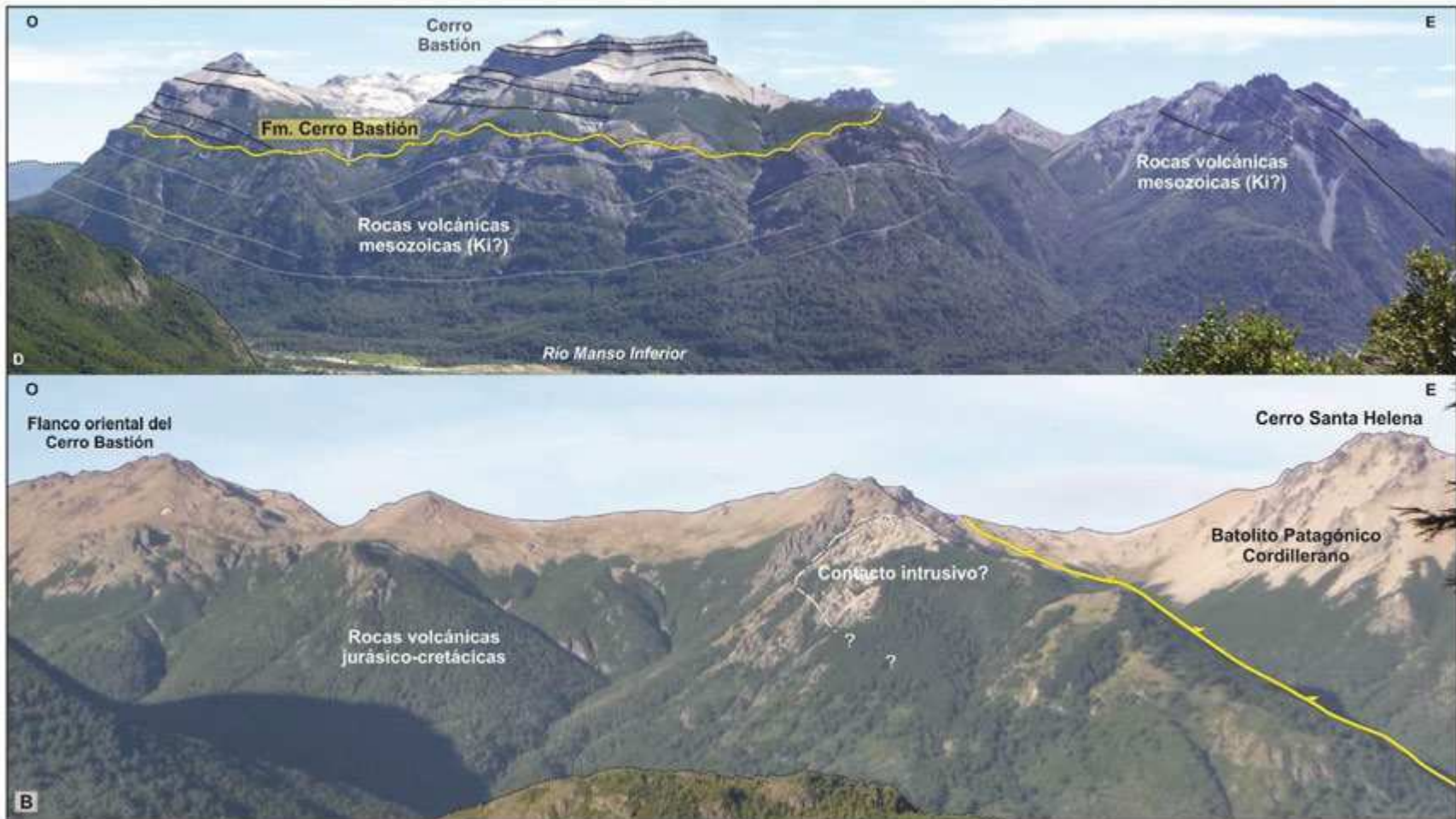


Figura 4.5. Fotos del área de los cerros Bastión y Santa Helena. A) Panorámica (E-SE) de las rocas volcánicas miocenas de la Formación Cerro Bastión y de la falla normal que controló el emplazamiento de las mismas (se analizará esta relación en mayor detalle en el capítulo 5); B) vista hacia el norte del retrocorrimiento que sobrepone las rocas plutónicas jurásicas del Batolito Patagónico Cordillerano (Castro et al., 2011) por sobre las rocas volcánicas que tentativamente se adjudican al Grupo Divisadero. Se observa también un posible contacto intrusivo entre ambas unidades, lo que caracteriza a otras localidades en las que los contactos intrusivos parecen haber resultado zonas de debilidad que condicionaron el desarrollo de las fallas durante el avance de la deformación en el Mioceno.

Al oeste, el cerro Bastión posee en planta una forma subcircular a cuadrangular, segmentada por una serie de filos montañosos de rumbo N, NO y E-O, separados por los arroyos de la Cascada/laguna de la Cascada y Azul, que descienden por estrechos y abruptos valles glaciares y que forman cataratas en la ladera sur del cerro. Debido a que esta ladera es sumamente abrupta y, por ende, resulta prácticamente intrasitable, el ascenso al cerro Bastión se realiza a través de un sendero ubicado unos 10 km al NO (Figura 4.4). En esta ladera, además, es posible observar las rocas volcánicas de tonalidades claras de la Formación Cerro Bastión apoyadas en discordancia angular sobre las rocas volcánicas jurásico-cretácicas, de tonalidades más oscuras (Figura 3.18B), tal como observaron anteriormente Diez y Zubia (1981) y Giacosa et al. (2001; foto 2). Esta discordancia se observa también en la ladera norte del cerro Bastión (Figura 3.18A). No obstante, en el extremo oriental del filo norte, se ha interpretado la existencia de una falla normal a partir del contacto lateral entre ambas unidades volcánicas. Los rasgos más salientes de este depocentro volcánico, su relación con las fallas normales identificadas y otras características del área serán tratados en el próximo capítulo.

Las rocas volcánicas mesozoicas y los granitoides cordilleranos que limitan el depocentro volcánico mioceno por el oeste se hallan, a su vez, en contacto tanto en discordancia como en relación tectónica. La relación discordante caracteriza la ladera noroccidental del cordón montañoso y se explica por la existencia de un retrocorrimiento de rumbo NO que exhuma las rocas del Batolito Patagónico Cordillerano. Esta estructura se continúa al noroeste y adquiere, ya en territorio chileno, un rumbo prácticamente N, siguiendo el curso del río Leones.

Por otra parte, a los 1.700 m s.n.m aproximadamente, en la misma ladera, se han identificado una serie de fallas escalonadas, subverticales, que separan ambas unidades. La actitud de las rocas volcánicas mesozoicas por encima del contacto -define un leve plegamiento de corta longitud de onda- y contra el plano aparente de falla permite interpretar a éstas como fallas normales invertidas (Figura 4.6). En otros sectores andinos ubicados al sur, se han identificado estructuras extensionales análogas (Folguera y Iannizzotto, 2004; Echaurren et al., 2014). Esto plantea algunos interrogantes que requerirán estudios a futuro: i) teniendo en cuenta las características del plegamiento y el hecho de que estas rocas se encuentran cubiertas en discordancia angular por las rocas volcánicas miocenas, una hipótesis viable implicaría la existencia de un evento de deformación previo al evento mioceno; ii) si se considera la posibilidad de que dichas estructuras hayan controlado el emplazamiento de rocas de la Formación Huemul, que fueron luego exhumadas y erosionadas, dicho evento habría ocurrido durante este evento de exhumación -a la par que las rocas volcánicas cretácicas se emplazaban- o aún después del mismo.

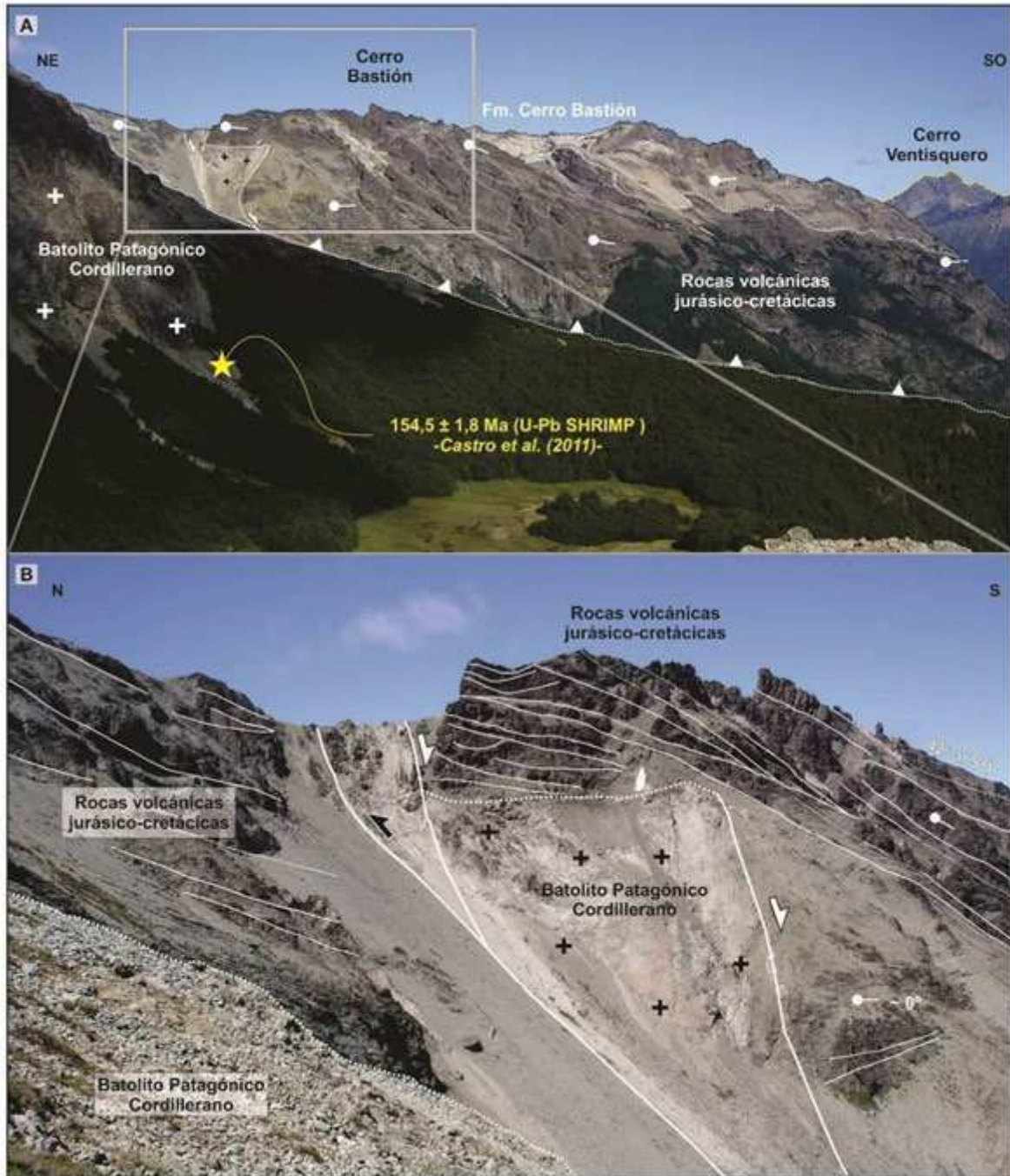


Figura 4.6. Rocas plutónicas y volcánicas que afloran en el cerro Bastión. A) Vista al SE en la que se observa a la Formación Cerro Bastión apoyada en discordancia angular sobre las rocas volcánicas presumiblemente asignadas al Grupo Divisadero. Estas últimas inclinan 42 al SO y habrían sido emplazadas sobre pequeñas estructuras tipo graben y deformadas con anterioridad al pulso compresivo mioceno, lo que generó el plegamiento de las mismas y el desarrollo de fallas de atajo (B).

Finalmente, hacia el noroeste se han reconocido una serie de retrocorrimientos menores, de rumbo variable NNE-, E-O y N, que sobreponen las rocas volcánicas mesozoicas por sobre los

granitoides cordilleranos. Algunas fallas por atajo forman además retrocorrimientos de segundo orden que transportan pasivamente las estructuras invertidas (Figura 4.6).

4.4.2. Área del cerro Ventisquero

El cerro Ventisquero conforma un cordón montañoso de rumbo ONO que se extiende entre los $71^{\circ}34'$ y los $71^{\circ}47'O$. Se encuentra limitado al norte por el valle del río Foyel, en el sector oriental, y por el valle del río Manso Inferior, en el sector occidental; al sur, se encuentra separado del cerro Perito Moreno por el río Escondido y por el lago homónimo del que nace el río (Figura 4.3). En cuanto a su morfología, el cordón montañoso consta de una serie de filos de rumbo N-S a NNE-SSO separados por quebradas empinadas y estrechas; en el extremo oeste, separado por una quebrada mucho mayor, que ocupa el arroyo del Tuco, se eleva el denominado Filo de los Huemules, que hacia el sur se continúa -en sentido SO- en los cerros Kili-Kili, Erizo y Pirámide hasta alcanzar el límite argentino-chileno (Figura 4.3).

En el extremo oriental del área, coincidiendo con la intersección del río Foyel y arroyo Pedregoso, Giacosa et al. (2001) identificaron la traza del corrimiento Bolsón-Tronador. En la intersección de ambos cursos fluviales, este corrimiento sobrepone los granitoides cordilleranos por sobre la Formación Ñirihuau, aunque el contacto no se observa pues se haya cubierto por los depósitos glaciares que rellenan el valle de El Bolsón. Esta falla transportó pasivamente depósitos proximales de la Formación Ñirihuau que se disponen como afloramientos restringidos en el extremo oriental de los cerros Ventisquero y Perito Moreno (Giacosa et al., 2001; Bechis et al., 2014).

Giacosa et al. (2001) interpretaron, además, la existencia de una lámina de corrimiento que se desprende de este corrimiento al sur y que sería la que estructuró el extremo oriental del cordón montañoso en cuestión; hacia el norte, la estructura modificaría bruscamente su rumbo, acompañando la traza del río Foyel, tal como se describió en la sección anterior. Esta falla con inclinación al oeste monta rocas volcánicas mesozoicas por sobre los granitoides cordilleranos y sobre las sedimentitas miocenas que se apoyan en discordancia. Estas rocas volcánicas cubren casi por completo la superficie del cerro Ventisquero aunque hasta el momento no existen dataciones radimétricas que permitan precisar la edad de las mismas.

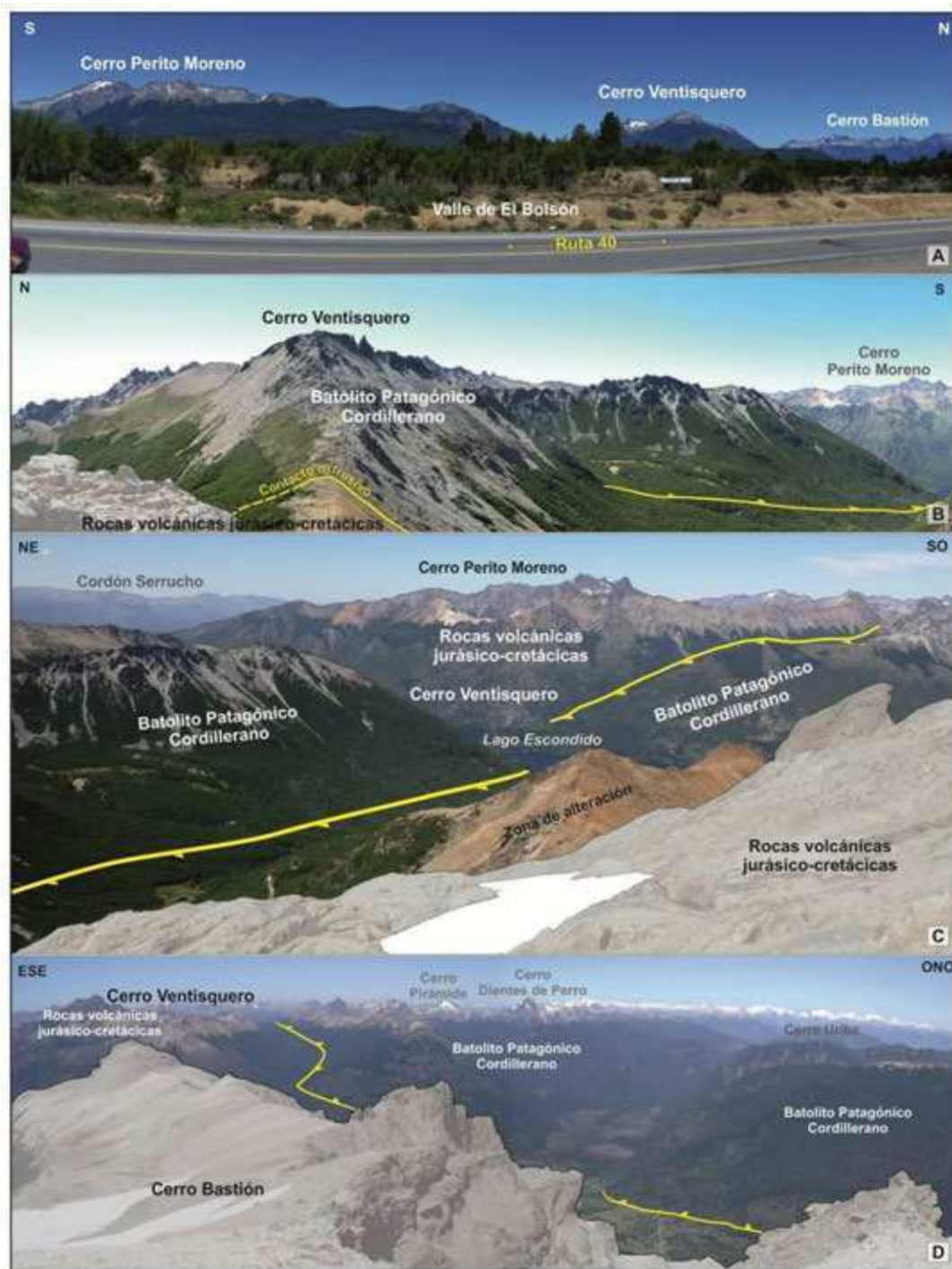


Figura 4.7. Estructuras identificadas en el cerro Ventisquero. A) Vista hacia el oeste, desde la ruta nacional 40, de los cerros Perito Moreno, Ventisquero y Bastión (de izquierda a derecha); B) vista hacia el este del contacto intrusivo que separa al menos dos cuerpos plutónicos del Batolito Patagónico Cordillerano (sección 3.2.3.2; figuras 3.14 y 3.15) respecto de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas, el cual actuó a su vez como una zona de debilidad en la que se desarrolló el retrocorrimiento que se continúa también al sur, en el cerro Escondido (C); D) vista hacia el sur del corrimiento más occidental del cerro Ventisquero, que sobrepone granitoides del Batolito Patagónico Cordillerano por sobre las rocas volcánicas jurásico-cretácicas.

Hacia el oeste, éstas se hallan afectadas por al menos dos retrocorrimientos que repiten la secuencia volcánica, según se interpretó a partir de imágenes satelitales, y por un corrimiento reconocido en el terreno. Esta última estructura coincide con la quebrada en la que Diez y Zubia (1981) y Giacosa et al. (2001) reconocieron la existencia de rocas plutónicas del Batolito Patagónico Cordillerano. En verdad, se trata de al menos dos cuerpos intrusivos (sección 3.2.3.2; pág. 59), cuyos afloramientos atraviesan el cerro Ventisquero, continuándose al sur en el cerro Escondido (Figura 4.7B-C). El recorrido a pie del área permitió identificar la existencia de un corrimiento que coincide con la traza del contacto intrusivo entre ambas unidades -e incluso entre los distintos cuerpos plutónicos- (Paredón de los Huemules; Figura 3.15G), lo cual sugiere que dicho contacto debió actuar como una zona de debilidad al momento de desarrollarse la deformación. Así, esta falla no sólo determinó el desarrollo de la quebrada que atraviesa el cerro y la estructuración del cerro Escondido al sur, sino que también se encuentra asociada a una zona de intensa alteración de las volcanitas mesozoicas (Figura 4.7C). Las tres estructuras identificadas parecen adquirir un rumbo NE hacia el sur por lo cual podrían ser interpretadas como láminas que en profundidad enraízan con el corrimiento Hielo Azul (véase la sección 4.4.5). Finalmente, aún más al oeste, Giacosa et al. (2001) identificaron un corrimiento principal, que sobrepone los granitoides cordilleranos por sobre las rocas volcánicas mesozoicas, que coincide con la quebrada del arroyo del Tuco (Figura 4.7D).

4.4.3. Área del cerro Perito Moreno

El área que aquí denominamos cerro Perito Moreno incluye el cerro homónimo, a cuya base es posible llegar mediante un camino de ripio, pero también a los cerros Venzano (al O) y Pulgarcito (al N), y una serie de filos de rumbo N y NE que se ubican en el extremo occidental del área montañosa, cuyo sector occidental resulta de muy difícil acceso. En conjunto, los mismos definen en planta una forma aproximadamente trapezoidal. Se ha recorrió además el denominado “plateau”, extensa planicie que constituye el filo sur del cerro, al norte del arroyo Encanto Blanco, y parte de los afloramientos que caracterizan el filo montañoso más oriental; el sendero hacia el “plateau”, que funciona en temporada de invierno como una pista de esquí, se inicia desde el refugio Perito Moreno. Por otra parte, la ladera norte del cerro Pulgarcito se observó desde el cerro Ventisquero.

Giacosa et al. (2001) identificaron al este la traza del corrimiento Bolsón-Tronador, a unos 900 m s.n.m. y propusieron la existencia de un corrimiento que se desprende de dicha estructura aproximadamente 1 km al SE del refugio Perito Moreno. Esta estructura repite a las rocas volcánicas mesozoicas e inmediatamente al norte monta a estas rocas por encima de las rocas de la Formación Ñirihuau.

En el amplio valle glaciario de rumbo E-O que segmenta la ladera oriental del cerro Perito Moreno, Diez y Zubia (1981) y Giacosa et al. (2001) reconocieron la existencia de granitoides cordilleranos que intruyen a la secuencia volcánica. Éstos ocupan buena parte del valle -que aguas arriba se subdivide en dos valles- e incluso es posible reconocer afloramientos de rocas plutónicas en la ladera SE del cerro, en el sendero de ascenso al “plateau”. Sin embargo, como se mencionó en el capítulo anterior (sección 3.2.2), en este estudio se ha establecido la edad precisa de dicho cuerpo plutónico ($184,4 \pm 2,4$ Ma), que en verdad corresponde al Batolito Patagónico Subcordillerano. Dado el contacto intrusivo observado en el terreno, cabe la posibilidad de que las rocas que afloran en la planicie mencionada (Figura 4.7B) formen parte de la Formación Piltriquitrón o, alternativamente, que estas rocas volcánicas del Jurásico Inferior hayan sido intruidas, exhumadas y erosionadas, y finalmente cubiertas en discordancia por rocas volcánicas más jóvenes (Formación Huemul o Grupo Divisadero). Una vez más, la ausencia total de edades radiométricas fiables limita las interpretaciones que es posible realizar.

Por otro lado, cabe mencionar que ya Giacosa et al. (2001) habían identificado un corrimiento que controla el frente abrupto que se eleva al oeste y que limita al plutón por el oeste. Al igual que en los ejemplos anteriores (cerros Bastión y Ventisquero), resulta evidente que el contacto intrusivo habría actuado como una zona de debilidad o de desarrollo preferencial de las estructuras compresivas que se generaron durante el Mioceno. Este corrimiento sobrepone rocas volcánicas jurásico-cretácicas, que inclinan al oeste, por sobre las rocas volcánicas de la Formación Piltriquitrón, o las unidades mesozoicas más jóvenes, que inclinan al este (Figura 4.8B). Esta estructura que delimita claramente dos bloques o dominios estructurales caracterizados por la actitud opuesta de las capas que los conforman, resulta una configuración que se repite al sur, según se pudo constatar, en el cerro Dedo Gordo (Figura 4.8) y en el Cordón del Hielo Azul.

Hacia el oeste, aunque no se pudo acceder a pie a la zona, las imágenes satelitales permiten interpretar la existencia de un corrimiento que coincide con filos más elevados de los cerros Venzano y Pulgarcito, aunque su continuidad al sur resulta difícil de establecer. Un tercer corrimiento, que continúa la traza del descrito al norte, sobrepone las rocas plutónicas del Batolito Patagónico Cordillerano por sobre las rocas volcánicas mesozoicas (Giacosa et al., 2001)

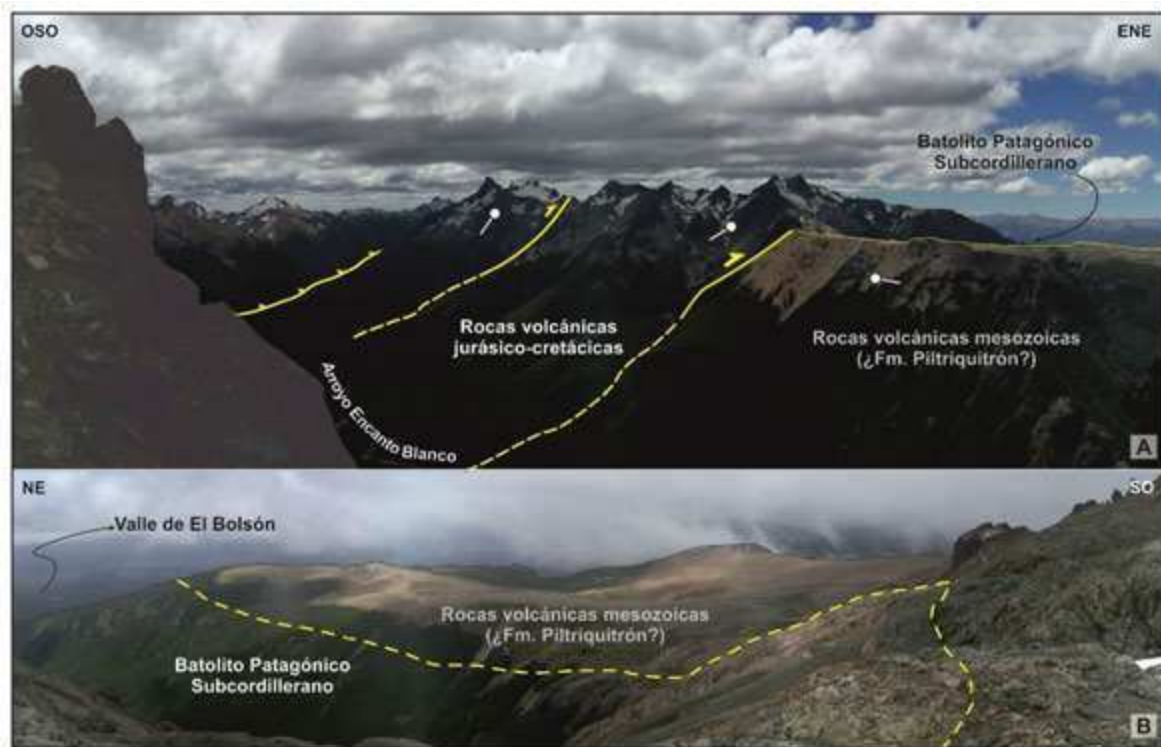


Figura 4.8. Estructuras identificadas en el cerro Perito Moreno. A) al menos tres corrimientos estructuran el cerro Perito Moreno, siendo el que se halla más al este el que limita la extensión de las rocas plutónicas del Batolito Patagónico Subcordillerano y de las rocas volcánicas que tentativamente podrían ser asignadas a la Formación Piltriquitrón; B) observación del contacto entre las rocas plutónicas y volcánicas arriba mencionadas, en el valle E-O que segmenta la ladera oriental del cerro Perito Moreno.

4.4.4. Área del cerro Dedo Gordo

El cerro Dedo Gordo constituye un limitado sector montañoso en comparación con los bloques descritos hasta aquí. Lo limitan el valle del arroyo Encanto Blanco por el norte y el valle del río Azul por el sur. Al igual que al norte, el cerro se eleva a partir del corrimiento principal Bolsón-Tronador (Giacosa et al., 2001). Hacia el oeste, a unos 400 m por encima de la cota en que se ubica el refugio Dedo Gordo, se ha identificado un segundo corrimiento que coincide con una quebrada, que se puede atravesar por un filo E-O estrecho pero de tránsito sencillo, que culmina en un peñasco montañoso que da nombre al cerro (Figura 4.9).

Respecto del bloque oriental, cabe mencionar que no se reconocieron en el terreno rocas sedimentarias mesozoicas (Formación Piltriquitrón), tal como fuera señalado por Diez y Zubia (1981), sino que existen una serie de afloramientos reducidos de rocas volcánicas intensamente alteradas (véase sección 3.2.3.1, cortes petrográficos DE8.1 y DE13.1; Apéndice A), que en el terreno presentan el aspecto de calizas. En este sector, además, fue posible reconocer una serie de pliegues de muy corta longitud de onda, superficiales, asociados al corrimiento mencionado. Este tipo de plegamiento que afecta a las rocas volcánicas sólo ha podido ser identificado en algunos de

los sitios recorridos, como en el cerro Lindo al sur (sección 4.4.5) y en el Cordón Occidental del Piltriquitrón al sureste (4.4.6).

Hacia el oeste, se interpreta la existencia de dos corrimientos, uno de los cuales resulta de la continuidad de la estructura descrita al norte en el cerro Perito Moreno, que repiten la secuencia volcánica, aunque esta zona no pudo ser recorrida debido a la inaccesibilidad del terreno. En lo que respecta a la edad de las rocas volcánicas, las tres edades K-Ar disponibles -120, 124 y 140 Ma-, con un pobre control respecto de su ubicación (González Díaz, 1982), no permiten precisar si éstas corresponderían a la Formación Huemul o al Grupo Divisadero.

4.4.5. Área del Cordón del Hielo Azul

El área del Cordón del Hielo Azul incluye dos cordones montañosos separados por el valle del río Raquel. Al norte, los cerros Hielo Azul y Silvia se encuentran delimitados al norte por el valle del río Azul. Al sur, los cerros Lindo, Alicia, Entrelagos y Peñascoso se encuentran delimitados al sur por el valle del río Blanco del Motoco-Motoco Superior.

El cerro Hielo Azul presenta una morfología cuadrangular en planta y se bifurca, por encima de los 1.400 m s.n.m., en dos filos montañosos (Hielo Azul y Barda Negra) de rumbo E-O a partir de la existencia de un valle glaciario sobre el que aún persiste el pequeño glaciar del Hielo Azul en sus cabeceras. Ambos filos se interrumpen por un importante quiebre topográfico, al oeste del cual se desarrolla el cerro Silvia, de morfología subcircular.

Al sur, los cerros Lindo y Alicia presentan una morfología análoga a la del cerro Hielo Azul, con la presencia de un valle glaciario en cuyo fondo se desarrollaron los lagos Tricolor y Lindo. Un importante quiebre topográfico delimita a los cerros Lindo y Alicia. En contraposición con lo que se observa al norte, la morfología de los cerros Entrelagos y Peñascoso, ubicados al oeste, es completamente disímil en comparación al cerro Silvia; se trata mayormente de un filo montañoso de rumbo NO que alcanza el límite internacional.



Figura 4.9. Vista al norte del corrimiento que repite rocas volcánicas jurásico-cretácicas, cuya traza se continúa hacia el norte (véase la figura 4.7D). Además, se han interpretado otros corrimientos de segundo orden hacia el oeste, que coinciden con abruptos quiebres topográficos (el promontorio rocoso que da nombre a este cerro se corresponde con uno de éstos). La interpretación a lo lejos de la grosera estratificación de las rocas volcánicas, de difícil identificación en los afloramientos, permite interpretar un patrón que caracteriza al sector montañoso desarrollado inmediatamente al oeste del valle de El Bolsón: rocas volcánicas jurásico-cretácicas que inclinan al este, sobre las que se repite -varias veces- esta misma unidad, con la presencia de secuencias que inclinan al oeste.

Lo que aquí será denominado sector oriental del Cordón del Hielo Azul, que va aproximadamente desde los 71°34' hasta los 71°40'O, se caracteriza por la existencia de una faja de rocas volcánicas jurásico-cretácicas deformadas a nivel superficial con deformación de piel fina, limitada al este y al oeste por dos fallas inversas de vergencia opuesta que sobreponen a los granitoides cordilleranos (Figura 4.10; Tobal et al., 2012). Al sur, en el cerro Lindo, la más oriental de estas fallas se localiza por encima de la línea de bosque (a unos 1.700 m s.n.m.) y constituye un retrocorrimiento que sobrepone a las rocas plutónicas por encima de rocas volcánicas mesozoicas plegadas (Figura 4.11A). La traza de esta estructura adquiere hacia el norte un rumbo NE; se la identificó en la ladera norte del cerro Lindo (Figura 4.11B), pero a mitad de ladera del cerro Hielo Azul se pierde por debajo en la vegetación⁹.

En el sector sur, en particular en la planicie que antecede a la cumbre del cerro Lindo, Tobal et al. (2012) identificaron una serie de pliegues de corta longitud de onda desarrollados en las rocas volcánicas mesozoicas, a su vez afectadas por dos corrimientos de segundo orden que se encuentran al oeste. Estas estructuras -corrimientos y pliegues asociados- abarcan un perfil de unos 750 m, en los que se reconocen los diferentes dominios de inclinación que presenta la secuencia volcánica y que definen la existencia de dos anticlinales y un sinclinal (Figura 4.11C). La pequeña longitud de onda de las estructuras fue interpretada por Tobal et al. (2012) a partir de un nivel de despegue de las estructuras relativamente superficial. Además, es posible observar en la imagen satelital una morfología característica de pliegues concéntricos, como aquéllos producidos por flexión de los estratos en el bloque de techo y relacionados con rampas de falla o bien por cambios en la inclinación de los planos de falla (Giacosa y Heredia, 2004; véase también la siguiente sección).

Los dos corrimientos mencionados afectan mayormente a rocas piroclásticas y conforman láminas con capas que inclinan 55° al oeste. Hacia el oeste, la sección volcánica resulta truncada por un corrimiento de primer orden que monta hacia el este los granitoides cordilleranos, y que define la abrupta hondonada que divide los cerros Lindo y Alicia (Tobal et al., 2012, figura 6). Se trata del corrimiento Hielo Azul, previamente identificado por Giacosa y Heredia (2004).

⁹ Aunque el bosque oblitera este contacto, cabe mencionar que al recorrer el sendero que conduce al refugio Laguna Natación, en el cerro Hielo Azul, es posible identificar la cota aproximada en la que tiene lugar el contacto entre ambas unidades: a unos 1.100 m s.n.m., donde finaliza la pendiente más abrupta de la subida y comienza el sendero a través del bosque.

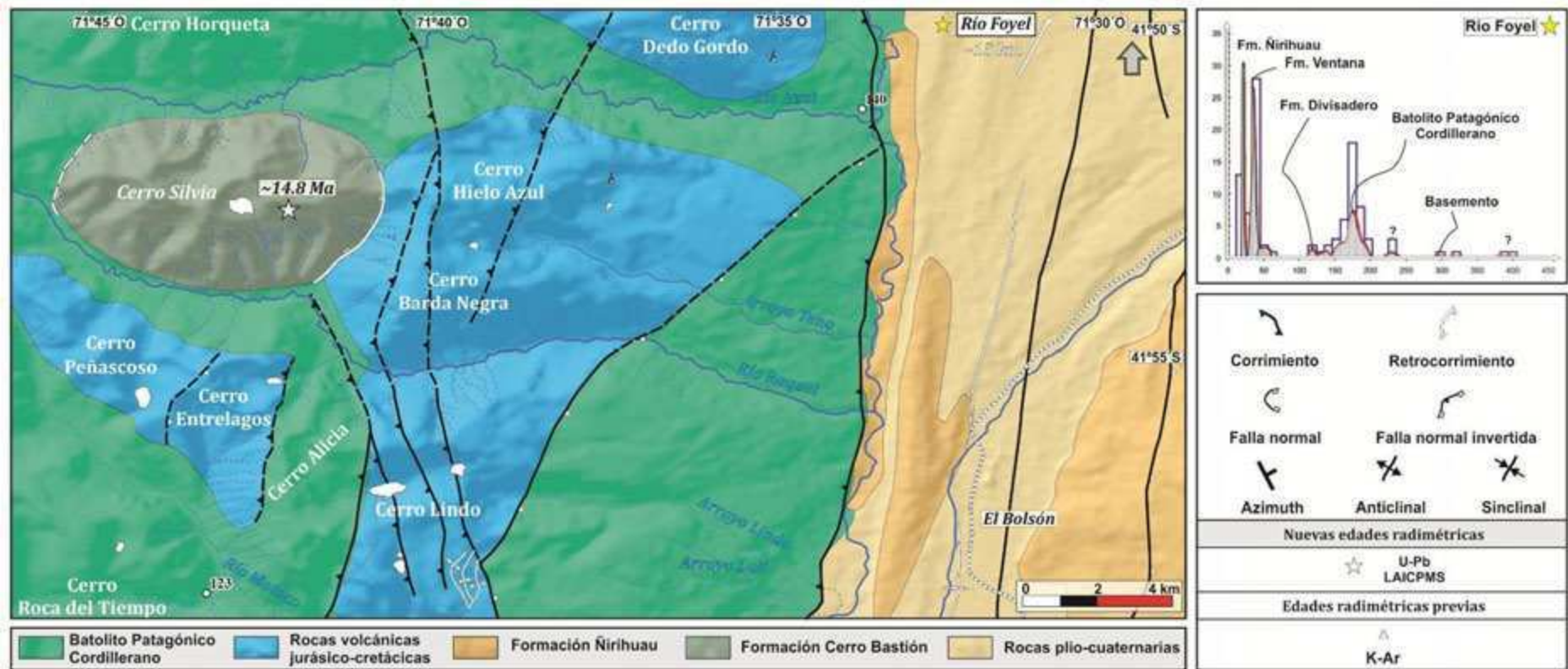


Figura 4.10. Mapa geológico del área del cerro Silvia, ubicada en el sector interno de los Andes Patagónicos Septentrionales, entre los 41°50' y los 42°00'S (modificado de Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001; Tobal et al., 2012; Bechis et al., 2014). Se observan los distintos corrimientos y retrocorrimientos N-S que caracterizan a la faja plegada y corrida de Ñirihuau y que afectan tanto a las rocas mesozoicas (rocas volcánicas jurásico-cretácicas y cuerpos plutónicos del Batolito Patagónico Cordillerano) del sector montañoso occidental como a las rocas miocenas (Formación Ñirihuau) que rellenan el valle de El Bolsón al este. Algunas de éstas consituyen fallas profundas que involucran el basamento en la deformación mientras que otras son superficiales y forman pequeños sectores con deformación de piel fina.

En el cerro Hielo Azul, por el contrario, no ha sido posible identificar un estilo de plegamiento análogo. En la recorrida a pie del área, se identificó un corrimiento de segundo orden que repite la secuencia de rocas volcánicas hacia el este y que determina el abrupto quiebre topográfico que limita inmediatamente al oeste al refugio Natación y la laguna homónima. Las rocas volcánicas se disponen subverticalmente contra la falla, lo que se puede observar únicamente en un pequeño afloramiento en el extremo norte de la subida que conduce a la cumbre del Hielo Azul; hacia el oeste, disminuye la inclinación de las capas, que inclinarían unos 30° hacia el oeste, según se interpretó a partir de imágenes satelitales. Esta secuencia se encontraría afectada por al menos dos corrimientos que definen quiebres topográficos menos pronunciados. Entre ambos corrimientos, las rocas presentan un complejo arreglo estructural, afectadas además por un pequeño cuerpo plutónico subsuperficial y numerosos diques asociados en el área que corresponde a la cabecera del glaciar del Hielo Azul (véase la figura 3.10E-F).

El bloque occidental del Cordón del Hielo Azul se desarrolla al oeste del corrimiento de primer orden que monta los granitoides cordilleranos por sobre las rocas volcánicas mesozoicas, presenta considerables diferencias al norte y al sur del área. Al norte, el cerro Silvia se encuentra conformado por rocas volcánicas miocenas delimitadas al este por una falla normal que constituiría un caso de inversión negativa. Ésta será descrita en detalle en el siguiente capítulo, en forma similar a las del cerro Bastión.

Al sur, en cambio, estas rocas no se encuentran representadas. La observación de las imágenes satelitales -el área que ocupan los cerros Peñascoso y Entrelagos resulta prácticamente inaccesible- permite interpretar la existencia de rocas volcánicas jurásico-cretácicas afectadas por un corrimiento que monta las mismas por encima de los granitoides cordilleranos y que define la cumbre del cerro Entrelagos, y un retrocorrimiento que define la cumbre del cerro Peñascoso.

4.4.6. Área del Cordón del Piltriquitrón

El Cordón del Piltriquitrón presenta, en planta, una forma elipsoidal extendida en sentido N-S aproximadamente entre los 41°55' y los 42°05'S. Consta principalmente de dos filos montañosos de igual rumbo: el Cordón del Piltriquitrón Occidental y el Oriental, conectados en la parte media del sector montañoso. En conjunto, este cordón montañoso se estructuró a partir de una serie de retrocorrimientos de primer orden que al norte se continúan en el Cordón del Serrucho (González Bonorino, 1944; Giacosa y Heredia, 2004). En el cordón occidental, es posible identificar dos retrocorrimientos principales. El más occidental repite las rocas sedimentarias miocenas que afloran en la ladera occidental del cerro, mientras que el que se encuentra inmediatamente al este sobrepone rocas volcánicas jurásico-cretácicas por encima de las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Piltriquitrón (Figura 4.12A). Este último se puede reconocer al norte, en el filo conocido como cerro Huemules, a partir de una

discordancia angular entre las unidades. Tanto a este sector norte como al sector montañoso que se desarrolla al sur, se accede con facilidad a través de senderos que parten del refugio Piltriquitrón (ubicado a unos 1.500 m s.n.m.).

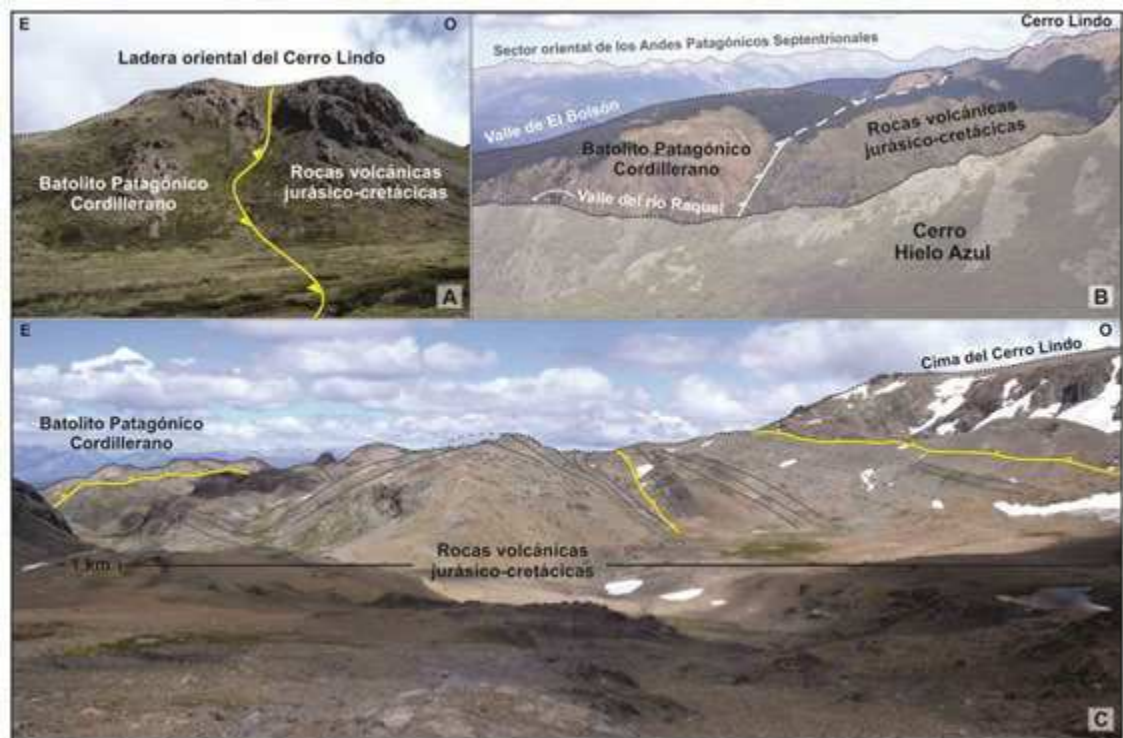


Figura 4.11. Estructuras identificadas en el área de los cerros Hielo Azul, Lindo y Alicia. A) Retrocorrimiento que sobrepone a las rocas plutónicas del Batolito Patagónico Cordillerano por encima de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas del cerro Lindo; B) continuación al norte de esa misma estructura (vista desde el cerro Hielo Azul); C) deformación superficial de piel fina de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas que afloran en el cerro Lindo.

En el sector del cerro Huemules, la medición de la actitud de las capas muestra un primer dominio de rocas de la Formación Piltriquitrón de rumbo NE y suaves inclinaciones menores a 25° y un segundo dominio -cerca del corrimiento oriental- de rumbo aproximado N e inclinaciones entre 40° y 50° . Esta falla transporta rocas de rumbo N que inclinan entre 15° y 20° al E. El análisis local y detallado de las capas define, como se mencionó anteriormente, una serie de pliegues de muy corta longitud de onda (antiformas de rumbo NE), producidos por flexión de los estratos en el bloque del techo de la falla.

En el extremo sur del cordón occidental afloran las rocas plutónicas del Batolito Patagónico Cordillerano, que intruyen tanto a la Formación Piltriquitrón como a las rocas volcánicas mesozoicas. El contacto intrusivo se observa claramente en el sector sur de la ladera occidental (Figura 4.12A; véase también Lizuaín y Viera, 2010, figura 6) y determina una zona de intensa alteración de las rocas volcánicas mesozoicas que afloran inmediatamente al SE del refugio, unos 400 m por encima de la cota topográfica en que se ubica éste. Estas rocas intrusivas determinaron además el desarrollo de dos pequeños filos montañosos subcirculares que se extienden hacia el este del cordón occidental. Además, durante la recorrida a pie del área al NE

del refugio, se pudo observar la existencia de un pequeño cuerpo plutónico -previamente no identificado- que intruye a las rocas volcánicas. Lizuáin (1980) presentó dos edades K-Ar de 130 y 90 Ma para una tonalita y una diorita respectivamente, aunque sin precisar la ubicación de las mismas.

Hacia el este, una tercera lámina emplazada como un retrocorrimento repite las rocas volcánicas al norte y además sobrepone rocas de basamento por encima de éstas, mientras que al sur sobrepone las rocas volcánicas por encima de las plutónicas (Giacosa et al., 2001). El Cordón del Piltriquitrón Oriental, por otra parte, conforma una lámina retrocorrida que exhuma rocas de la Formación Piltriquitrón y rocas de basamento (Figura 4.12B); hacia el norte, esta estructura además repite las rocas de basamento, en lo que constituye el denominado morro de Sheffield (véase la figura 3.2D).

4.5. Análisis integrado de la faja plegada y corrida de Ñirihuau

Se han descrito ya las características que la faja plegada y corrida de Ñirihuau en superficie así como la relación que las estructuras presentan con la morfología del sustrato de la cuenca genéticamente vinculada (secciones 4.1 y 4.2). A continuación, se analizan, en forma integrada, las distintas estructuras que se generaron durante el avance de la deformación miocena y que dieron lugar a la faja plegada y corrida de Ñirihuau. Se describirán las características principales de estas estructuras, las variaciones que existen de este a oeste y que permiten definir los dominios estructurales previamente identificados (Ramos y Cortés, 1984; Giacosa y Heredia, 2004) y finalmente la relación que se observa entre deformación, exhumación y topografía. En el próximo capítulo se intentará, además, establecer un análisis preliminar -a la luz de los datos disponibles hasta el momento- de la distribución de las estructuras en el tiempo y en el espacio.

Se han construido dos perfiles estructurales a los 41°30'S y a los 42°S en base a los trabajos de Ramos y Cortés (1984), Giacosa y Heredia (2004), Bechis et al. (2014), Orts et al. (2012, 2015) y Ramos et al. (2015), junto con las estructuras descritas en el análisis estructural precedente, muchas de ellas no identificadas previamente (Figura 4.13). Ambas transectas se caracterizan por la existencia de un nivel de despegue principal, que inclina al oeste y que adquiere niveles superficiales en el antepaís. Recientemente, Orts et al. (2015) estimaron en 5 km la profundidad del nivel más superficial en el que enraízan las estructuras que afectan el dominio oriental de la faja plegada y corrida. En lo que respecta a la profundidad del nivel de despegue en el sector interno, se ha estimado -pues no existen aún datos que permitan establecerlo con precisión- que alcanzaría una profundidad máxima de 15 km (Giacosa y Heredia, 2004).

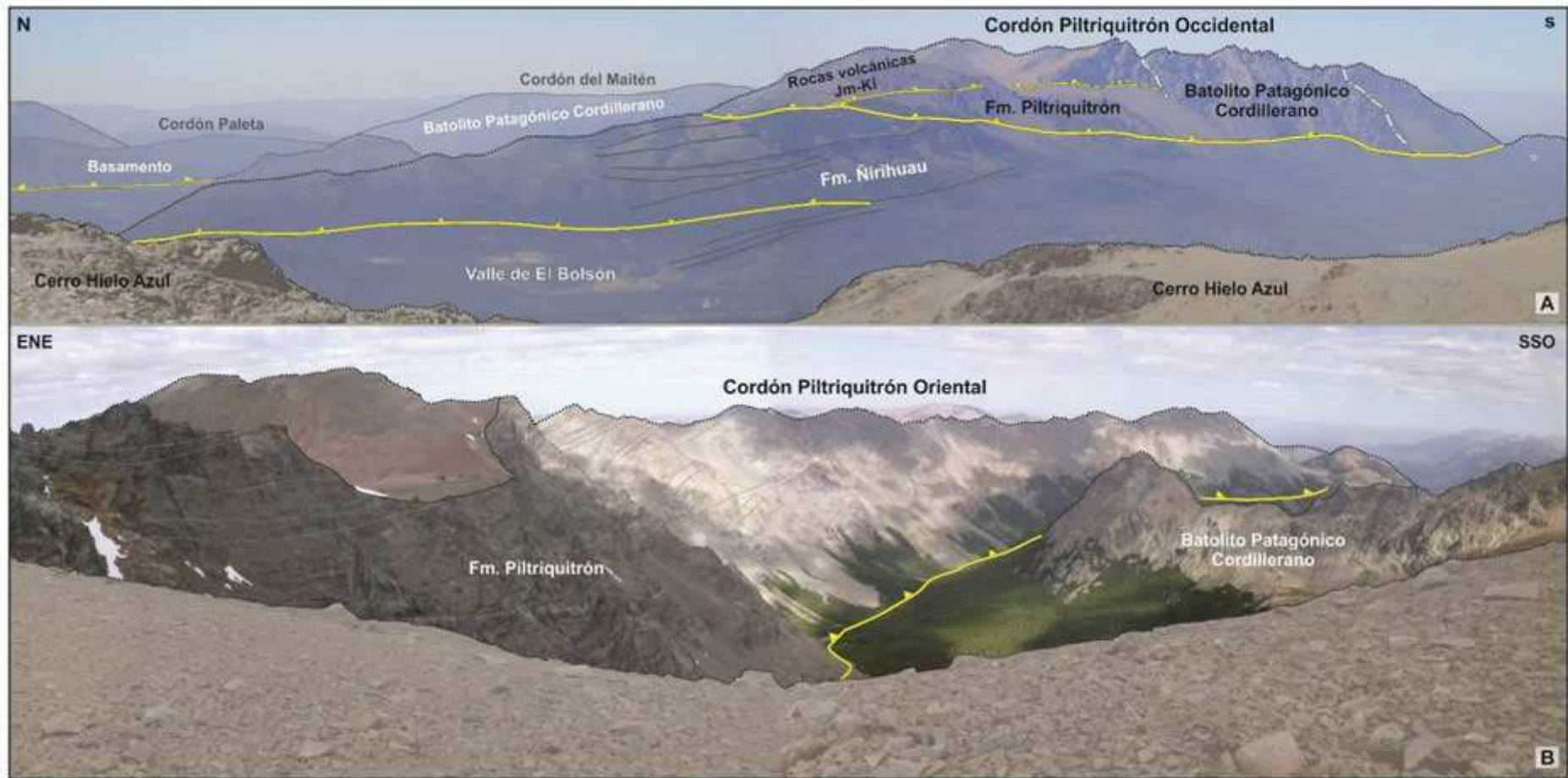


Figura 4.12. Estructuras identificas en el Cordón del Piltriquitrón. A) Vista hacia el SE del valle de El Bolsón y del Cordón Piltriquitrón Occidental; se distinguen tres retrocorrimientos que forman parte del sistema de retrocorrimientos Serrucho-Piltriquitrón (Giacosa y Heredia, 2004), que repiten la secuencia sedimentaria de la Formación Ñirihuau y que, al oeste, sobrepone rocas volcánicas asignadas a la Formación Huemul por sobre las rocas volcánicas de la Formación Piltriquitrón; B) al este, las rocas volcánicas de la Formación Piltriquitrón se encuentran en contacto tectónico con las rocas volcánicas de la Formación Huemul, intruidas por plutones del Batolito Patagónico Cordillerano (Lizuaín, 1980).

La faja plegada y corrida de Ñirihuau constituye una faja híbrida de deformación, en la que fallas de basamento dominantes en el sector interno transfieren el acortamiento a una cobertura superficial, formada en este caso por rocas volcánicas y sedimentarias neógenas, que se extiende a través del sector externo (véase, por ejemplo, Giambiagi et al., 2008; y referencias allí citadas). Resultan así definidos un dominio occidental en el que predomina la deformación de piel gruesa y un dominio oriental que presenta deformación de piel fina. El nivel de despegue principal (*decollement*) adquiere hacia el oeste una inclinación mayor, aunque en las transectas no se lo representó así, en parte por una cuestión estética y en parte por la falta de información de subsuelo en la zona. Esto se puede inferir a partir de los estudios realizados en otras áreas en las que se reconoció la existencia de zonas de transferencia con dominios estructurales contrapuestos como los que caracterizan a esta faja plegada y corrida (Zapata y Allmendinger, 1996; Zapata y Folguera, 2004; Giambiagi et al., 2008; Turienzo, 2010; entre muchos otros).

El límite occidental de la faja plegada y corrida de Ñirihuau resulta difícil de establecer y posiblemente lo más adecuado sea plantear la existencia de un sector transicional respecto a la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui. Esta última resultó una zona de deformación activa a partir del Mioceno Medio a Superior (controlando el último pulso de emplazamiento del Batolito Patagónico; Thomson, 2002; Adriasola et al., 2006) y controló la deformación y el magmatismo de arco a partir de tiempos plio-pleistocenos. Si, por otra parte, se establece el límite occidental de la cuenca de Ñirihuau a partir de la distribución de sus depósitos o se procede a inferir el mismo a partir del mapa de anomalías gravimétricas (Figura 4.2), la deformación resulta restringida a la vertiente oriental (argentina) de los Andes. No obstante, al menos un corrimiento ha sido identificado en territorio chileno (Crignola et al., 2000; figuras 2.3 y 4.2) y es de esperar que otras estructuras, localizadas en territorio chileno, puedan ser reconocidas en el futuro, aún cuando muchas de éstas se hallen, en efecto, cubiertas por las rocas volcánicas modernas u obliteradas por efecto de la deformación transpresiva que la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui impuso en el área.

La deformación en el sector interno de la faja plegada y corrida se desarrolló a partir de fallas de alto ángulo, que involucran al basamento en la deformación y presentan escaso plegamiento asociado. En efecto, y tal como se expuso en este trabajo, las fallas transportan láminas de rocas ígneas mesozoicas que se comportan como bloques rígidos. Típicamente, estas fallas absorben una proporción muy baja del total de acortamiento calculado (que varía aproximadamente entre 8% y 15%), tal como lo demuestran las secciones balanceadas a escala local (Bechis et al., 2014) y a escala regional (Orts et al., 2012, 2015).

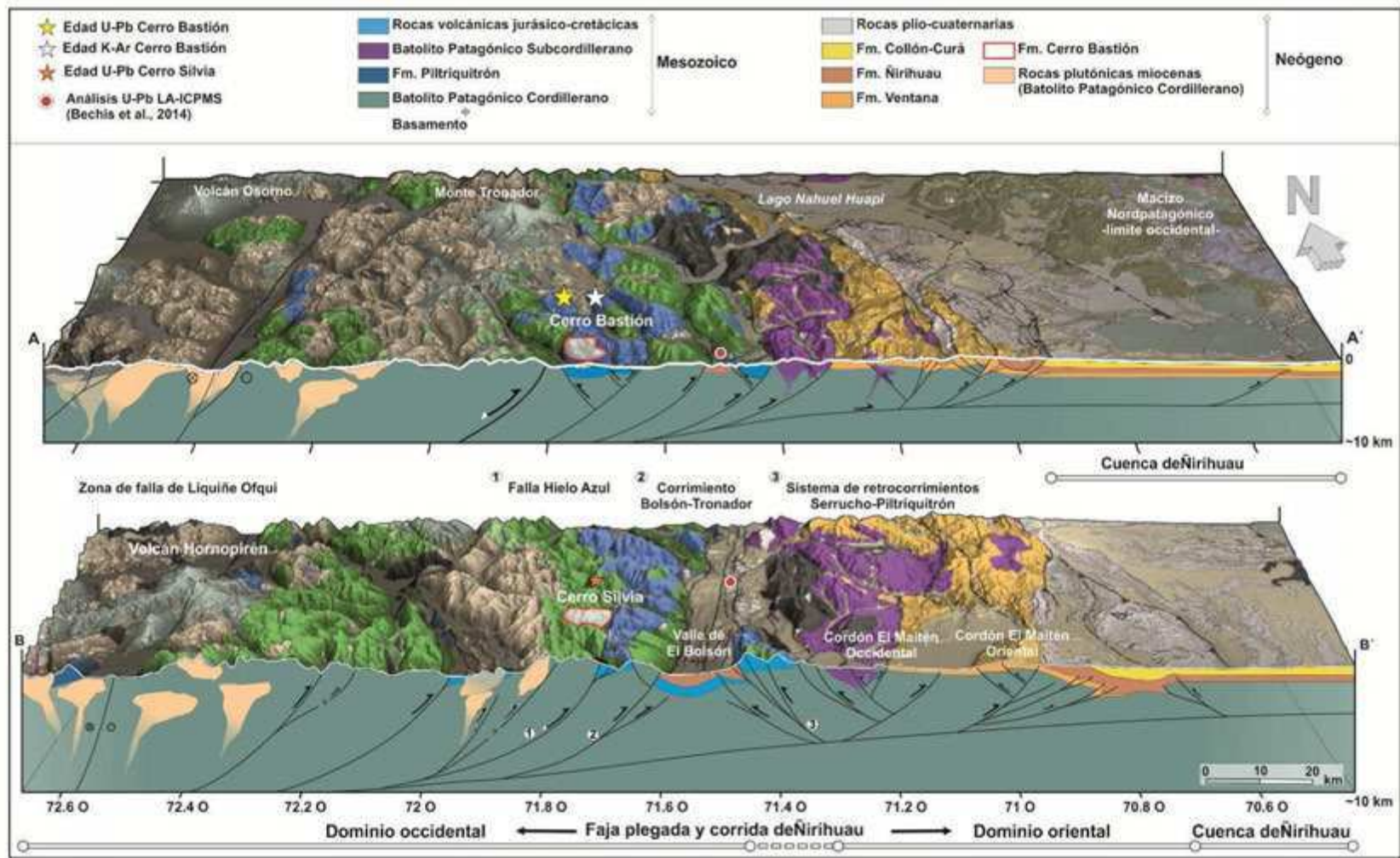


Figura 4.13. Bloques diagrama 3D que muestran los perfiles estructurales del área de estudio a los 41°30'S (A) y a los 42°S (B). Datos compilados de Giacosa y Heredia (2004), Orts et al. (2012, 2015), y datos propios de esta tesis.

En algunos casos, se identificaron también pliegues subordinados, producidos por flexión de los estratos en el techo de la falla y contra la misma (Giacosa y Heredia, 2004). A este tipo de pliegues se los identificó principalmente en aquellas áreas en las que se desarrollaron sistemas de retrocorrimientos importantes, como por ejemplo a la latitud del cerro Lindo-Cordón del Piltriquitrón. No obstante, cabe también suponer la existencia de otros pliegues que pudieran no haber sido aún reconocidos a raíz de la dificultad de establecer correctamente la actitud de las capas volcánicas o de la inaccesibilidad del área.

Estas fallas transfieren acortamiento mayormente a través de rampas frontales de rumbo N. No obstante, se interpreta aquí la existencia de rampas laterales que explican algunos corrimientos y pliegues asociados de rumbo NO que afectan a las rocas volcánicas jurásico-cretácicas, como se observa en el área del río Manso Inferior y del cerro Bastión.

En lo que respecta a los sistemas de retrocorrimientos, se ha postulado que los mismos se originaron a partir de la inversión de fallas normales antitéticas generadas durante el desarrollo de la cuenca extensional mesozoica (Giacosa y Heredia, 2004). En este trabajo se han identificado numerosos retrocorrimientos que no responderían a este esquema interpretativo. Además, se ha identificado también la existencia de rocas plutónicas del Batolito Patagónico Subcordillerano que son exhumadas en el sector interno de la faja y que coexisten con las rocas volcánicas jurásico-cretácicas, lo cual permite introducir matices en la interpretación que Giacosa y Heredia (2004) dieron respecto a la clara delimitación de ambas unidades en el terreno.

En el sector externo de la faja plegada y corrida, la información sísmica disponible ha permitido interpretaciones mucho más detalladas respecto de la geometría de las estructuras (Giacosa y Heredia, 2004; Bechis y Cristallini, 2006; Orts et al., 2012, 2015; Ramos et al., 2015). Se han identificado allí numerosos corrimientos (Otto, Pantanoso y Río Chico) de rumbo N, además del sistema de retrocorrimientos que estructuró el Cordón del Maitén Oriental (Giacosa y Heredia, 2004), muchos de éstos asociados a importantes pliegues que afectan a las rocas volcánicas de la Formación Ventana y a las rocas sedimentarias de la Formación Ñirihuau.

Al norte, por ejemplo, en coincidencia con una de las transectas aquí representadas (A-A'; Figura 4.13), Bechis (2004) ubicó, a partir del análisis de datos de subsuelo y de superficie, el nivel de despegue del corrimiento Pantanoso en la sección inferior de la Formación Ñirihuau. El sinclinal David, un importante pliegue de aproximadamente 50 km de extensión, que expone en su núcleo rocas de las formaciones Ñirihuau y Collón-Curá, se encuentra asociado con la rampa frontal del corrimiento Pantanoso (Bechis, 2004; Giacosa y Heredia, 2004). Por debajo de algunas antiformas que afectan a las rocas de la Formación Ventana se ha identificado también la existencia de cuñas de basamento que involucran a la unidad volcánica en la deformación (Bechis, 2004; Orts et al., 2015). En el sustrato de la cuenca de Ñirihuau, se ha reconocido

también la existencia de fallas normales invertidas (Bechis, 2004; Orts et al., 2015), que, hacia el sector sur de la cuenca, desaparecen (Ramos et al., 2015). Finalmente, se han reconocido bloques que exhuman el basamento y las rocas volcánicas de la Formación Ventana y que se habrían generado a partir de estructuras de tipo *pop-up* (Giacosa y Heredia, 2004; Orts et al., 2015).

Al igual que en el sector interno, las fallas se caracterizan por el desarrollo de rampas frontales, aunque en el sector NE de la faja plegada y corrida, y también en otros sectores localizados del sector externo, como en el caso del corrimiento Otto (sección 4.2.3), se han reconocido numerosos ejemplos de rampas laterales que transfieren el desplazamiento a las estructuras plegadas que se observan en superficie, como también se observa en el anticlinal del cerro Carbón (Giacosa y Heredia, 2004). Estas rampas laterales se desarrollaron controladas por las estructuras previas del basamento, que actuaron como límite de cuenca o como zonas de transferencia.

Con el objetivo de cuantificar el acortamiento y poder evaluar su distribución a través de la faja plegada y corrida, se realizaron una serie de barridos topográficos (*topographic swaths*) a los 41°15', 41°33', 41°52' y 42°10'S (Figura 4.14A). Éstos se realizaron en sentido E-O y cubren una extensión de aproximadamente 170 km desde la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui hasta el antepaís. Dichos barridos permiten caracterizar la topografía de un área a partir de la obtención de una serie de parámetros sencillos, como el valor máximo, mínimo y promedio, a los que aquí se agregó también el cálculo del “volumen topográfico”, es decir la topografía por encima del nivel del mar. El empleo de esta metodología ha probado ser una forma sencilla y adecuada de caracterizar sistemas orogénicos originados en una variedad de ambientes tectónicos (Isacks, 1992; Masek et al., 1994; Bookhagen y Burbank, 2006; Berger y Spotila, 2008; Thomson et al., 2010; Ponza et al., 2010; entre otros). En el apéndice D, se describe la metodología empleada, incluyendo la elección del valor del “ancho” del barrido, el procedimiento para obtener el valor medio, el volumen topográfico y otros detalles adicionales.

Los resultados obtenidos al calcular los distintos volúmenes orogénicos indican un incremento de sur a norte (Figura 4.14B). Estos datos se correlacionan con los valores de acortamiento recientemente obtenidos a partir de la construcción de secciones balanceadas, que indican un incremento del 8,3 % a los 42°30'-42°45'S (transecta de rumbo SE) al 15,34% a los 41°30'S (Orts et al., 2015). Más aún, el cálculo preliminar del volumen topográfico correspondiente a otros sectores andinos ubicados a los ~40°30' y 39°50'S, obtenido a partir de barridos comparables, presentarían también una buena correlación con los valores de acortamiento calculados por otros autores (Ramos et al., 2015; Orts et al., 2015). El empleo de esta metodología en futuros estudios servirá para mostrar las limitaciones que el mismo presenta

en cuanto a la estimación o cuantificación del grado de acortamiento que un área pudo haber sufrido durante un evento de deformación¹⁰.

Adicionalmente, el análisis detallado de cada uno de los barridos topográficos permite reconocer notables diferencias en cuanto a la distribución de la topografía, tanto a través de las estructuras oeste-este como a lo largo del rumbo norte de las mismas (Figura 4.15). Entre los 41° y los 42°S aproximadamente, la máxima topografía se alcanza en posiciones cercanas al antepaís y luego decrece hacia el oeste. A su vez, los contrastes topográficos más abruptos entre los sectores interno y externo de la faja plegada y corrida se observan en el tramo “medio” (entre los 41°30' y los 41°50'S), donde el incremento promedio alcanza un 40 a 50%. Al sur de los 42°S, el incremento resulta gradual y la zona de máxima topografía se alcanza en posiciones muy internas de la faja plegada y corrida, lo que muestra una cierta correlación respecto de la información de subsuelo (anomalías negativas de basamento al oeste) y de las estructuras mapeadas en superficie. Ciertas anomalías locales y regionales que se observan a partir de los valores medios y mínimos, y que surgen de la comparación de los valores medios con líneas de tendencia aquí esbozadas, serán analizadas en mayor detalle en el siguiente capítulo.

Para finalizar, y en relación con las observaciones señaladas más arriba, nótese la buena correlación que existe entre la distribución de unidades pre-andinas del basamento ígneo-metamórfico y plutones del Batolito Patagónico Subcordillerano y las transectas que presentan valores máximos de volumen topográfico y acortamiento (Figura 4.15). En efecto, por un lado estas unidades prácticamente no se encuentran expuestas en superficie al sur de los 42°S, al menos en el ámbito de la faja plegada y corrida de Ñirihuau. Por otra parte, la máxima expresión en superficie se registra en aquellos sectores en que el contraste topográfico entre el sector interno y el externo es máximo. Por lo tanto, resulta coherente vincular la distribución de estas unidades con el mayor grado de acortamiento y exhumación que se infiere a partir del análisis topográfico.

¹⁰ Por ejemplo, este cálculo sencillo del volumen topográfico ignora la “contribución” de la topografía previa al evento de deformación. En el caso de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, si se considera el hecho de que el área resultó mayormente una zona tectónicamente inactiva durante, al menos, todo el Paleógeno, y si, además, se tiene en cuenta el hecho de que pudo haber existido una conexión pacífica inmediatamente antes del desarrollo de las estructuras compresivas (Bechis et al., 2014), esta componente topográfica pre-orogénica puede, en principio, despreciarse.

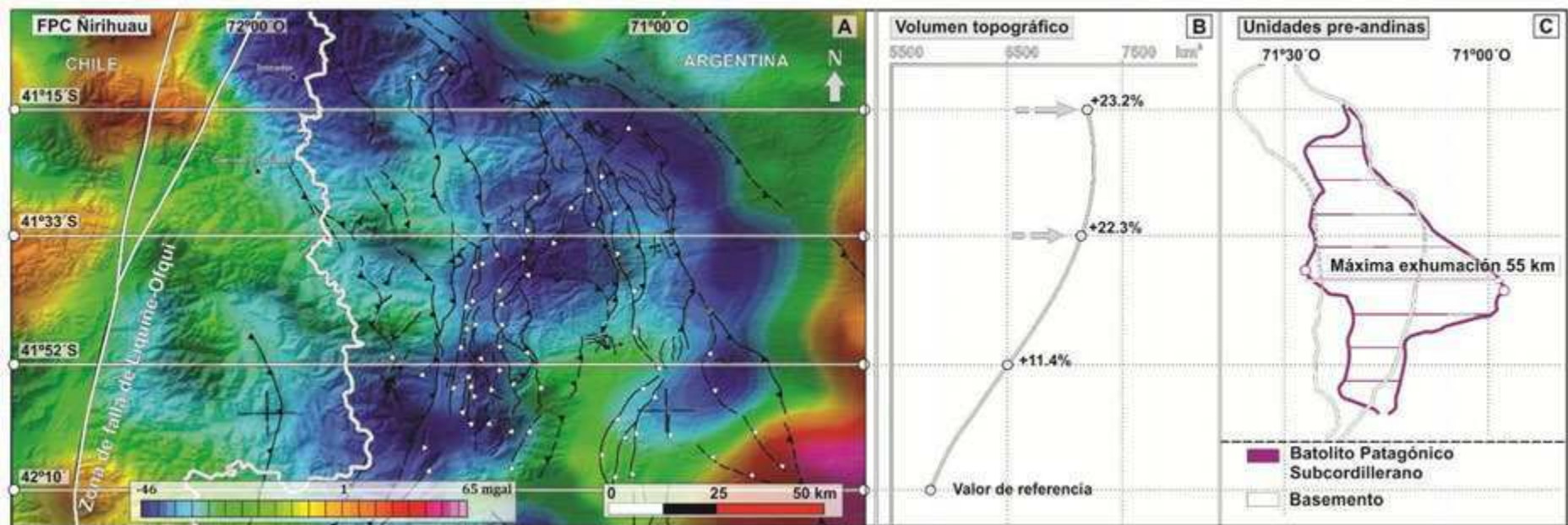


Figura 4.14. Estructura de la faja plegada y corrida de Ñirihuau en profundidad y en superficie. A) Mapa de anomalías residuales de Bouguer de la cuenca de Ñirihuau (calculado y gentilmente cedido por el Dr. Mario Giménez, Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi, San Juan, Argentina); B) volumen topográfico calculado para cada uno de los perfiles representados en A; C) distribución de las unidades pre-andinas en superficie (interpretadas como indicadores del grado de exhumación a lo largo de la faja plegada y corrida).

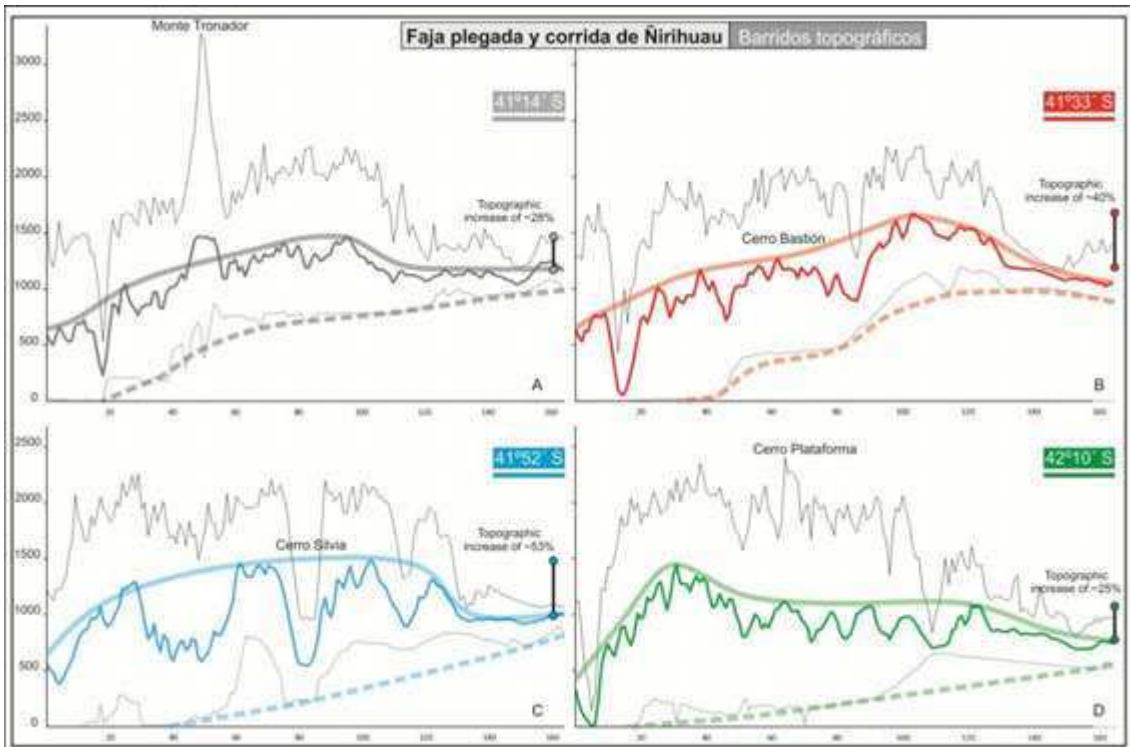


Figura 4.15. Barridos topográficos a lo largo de faja plegada y corrida de Ñirihuau. Se han representado los valores de máxima, mínima y media así como las líneas de tendencia de la variación de la topografía a lo largo de los perfiles. La línea vertical con puntos en sus extremos representa la variación porcentual de topografía entre el antepaís y el sector interno analizado en esta tesis.

5. Eventos de deformación andina en los Andes Patagónicos Septentrionales

5.1. Deformación mesozoica

Keidel (1920) reconoció, a principios del siglo pasado, un evento de deformación que afectó a las rocas sedimentarias y volcánicas del Jurásico Inferior que afloran en la Precordillera Patagónica y los Bernárdides (Ferello, 1969; Ramos, 1999). Ramos y Cortés (1984) interpretaron que este evento mesozoico sólo habría dado lugar al desarrollo de una faja plegada y corrida al norte, en el ámbito de la cuenca neuquina; según los mismos autores, a la latitud del presente estudio, los esfuerzos compresivos habrían tenido lugar al este, en el borde oriental del Macizo Nordpatagónico, a través de una “tectónica de basamento” (véase también Coira et al., 1975). Giacosa y Heredia (1999, 2004) ofrecieron una interpretación alternativa, al definir una etapa pre-orogénica, caracterizada por el desarrollo de un evento extensional, que habría ocurrido durante el Jurásico-Cretácico.

Otros trabajos más recientes han demostrado la existencia de distintos eventos de deformación ocurridos entre el Jurásico Inferior a Medio y el Cretácico Superior a Paleógeno, tanto al norte del área de estudio (Cobbold y Rosello, 2003; Zamora Valcarce et al., 2006) como al sur; se los ha reconocido en la zona andina (Folguera y Iannizzotto, 2004; Orts et al., 2012; Ghiglione et al., 2014), en zonas extraandinas adyacentes (Suárez y Márquez, 2007; Bilmes et al., 2013) e incluso extendiéndose hasta la actual zona de *offshore* de la cuenca del Golfo de San Jorge, en el Océano Atlántico (véase Gianni et al., 2015, y referencias allí citadas). En algunos casos, los autores han logrado reconocer más de un evento compresivo (Folguera y Iannizzotto, 2004; Suárez et al., 2010).

Recientemente, Gianni et al. (2015) relacionaron un evento de deformación compresiva, identificado en geometrías características de estratos de crecimiento en secciones cretácicas que afloran en la faja plegada y corrida de San Bernardo, a cambios en la configuración de placas ocurridos durante el Cretácico (Seton et al., 2012). Éstos, a su vez, determinaron importantes cambios en el régimen de convergencia a lo largo del margen de subducción del continente (Maloney et al., 2013). Gianni et al. (2015) reconocieron así que la colisión de una dorsal centrooceánica (Chasca-Catequil; Seton et al., 2012) aproximadamente a los 120 Ma, luego de lo cual sobrevino un período de rápida convergencia y velocidad absoluta del margen sudamericano (Maloney et al., 2013), se asocia a un evento de construcción orogénica que afectó a un amplio sector de la Patagonia, argumento que los autores usaron para explicar la

anormal migración de la deformación hacia el antepaís¹¹, dando lugar al desarrollo de una cuenca de antepaís fragmentada (Bilmes et al., 2013).

En este contexto, *a priori* resulta lógico suponer que el sector andino que abarca este estudio no fue estructurado únicamente durante el Mioceno, aun cuando no se hayan presentado hasta el momento evidencias concluyentes respecto de los eventos tectónicos ocurridos durante el Jurásico-Cretácico. En efecto, a unos 200 km en dirección SE, Bilmes et al. (2013) compararon la deformación identificada en la cuenca de Gastre con la inversión de estructuras que tuvo lugar en la cuenca de Cañadón Asfalto, y postularon que la deformación pre-Maastrichtiana debió haber constituido un evento importante. En el área de estudio, Bechis et al. (2014) señalaron la existencia de una fuerte discordancia que separa las rocas volcánicas jurásico-cretácicas de las brechas lávicas pre-miocenas de la Formación Río Villegas (Asensio et al., 2005) que se apoyan por encima. En este mismo trabajo, se menciona la existencia de ingresiones marinas durante el Maastrichtiano-Daniano tanto en la Patagonia argentina (Windhausen, 1926; Malumián y Nández, 2011) como en territorio chileno (Biró-Bagóczy, 1982; Radic et al., 2009), las cuales no se registran en el área que abarca el presente estudio. Ambas observaciones sugerirían así, según los autores, la existencia de un posible evento orogénico ocurrido durante el Mesozoico. Orts et al. (2012) y Echaurren et al. (2014) han identificado recientemente, en zonas ubicadas inmediatamente al sur, discordancias entre la Formación Lago La Plata, equivalente a la Formación Huemul, y el Grupo Divisadero. Finalmente, Tobal et al. (2012) identificaron en el área de los cerros Lindo y Alicia la existencia de un importante corrimiento fuera de secuencia (falla Hielo Azul) que interpretaron como pre-oligoceno; esta interpretación, no obstante, deberá ser reevaluada debido a la reasignación al Mioceno Medio de las rocas volcánicas que sobreyacen a las rocas jurásico-cretácicas.

Las evidencias de un posible evento de inversión de estructuras extensionales que determinó el plegamiento de las rocas volcánicas que afloran en el cerro Bastión (sección 4.4.1; Figura 4.6), tentativamente asignadas al Grupo Divisadero, constituye así un elemento nuevo de análisis que deberá ser complementado a partir de futuros estudios. Asimismo, se ha podido identificar recientemente, a partir de imágenes satelitales, la existencia de posibles discordancias progresivas en rocas volcánicas jurásico-cretácicas que afloran en el cerro Peñascoso, al oeste del cerro Lindo (véase la sección 4.4.5, Figura 4.10), aunque no existen todavía evidencias de campo que permitan confirmar esta interpretación.

Para finalizar, cabe recalcar la importancia que podría adquirir el estudio de las rocas a partir del análisis de trazas de fisión, aún con las limitaciones que el método tiene en lo que respecta a

¹¹ Como se señaló más arriba, la deformación alcanza incluso la zona de *offshore* de la cuenca del Golfo de San Jorge (Gianni et al., 2015, y referencias allí citadas), extendiéndose así a más de 300 km respecto del eje andino.

la interpretación de procesos de exhumación. Una serie de trabajos realizados a estas latitudes - y también más al sur- en territorio chileno han determinado la existencia de indicios sutiles acerca de un evento de exhumación rápida de plutones cretácicos (Thomson et al., 2001; Adriasola et al., 2006). Dado el cíclico control en la deformación que se observa por parte del basamento, los depocentros extensionales mesozoicos y los depocentros neógenos (Ramos y Cortés, 1984; Giacosa y Heredia, 1999, 2004; Bechis y Cristallini, 2006; García-Sansegundo et al., 2009; Bilmes et al., 2013; este trabajo), resulta lógico suponer que la deformación ocurrida durante el Jurásico-Cretácico haya estado concentrada también al este de la actual Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui; si esta hipótesis resulta ser válida, el análisis de trazas de fisión de las rocas que afloran en la vertiente oriental de los Andes revelaría seguramente estos eventos ocurridos durante el Mesozoico, cuya identificación ha sido hasta el momento esquiva.

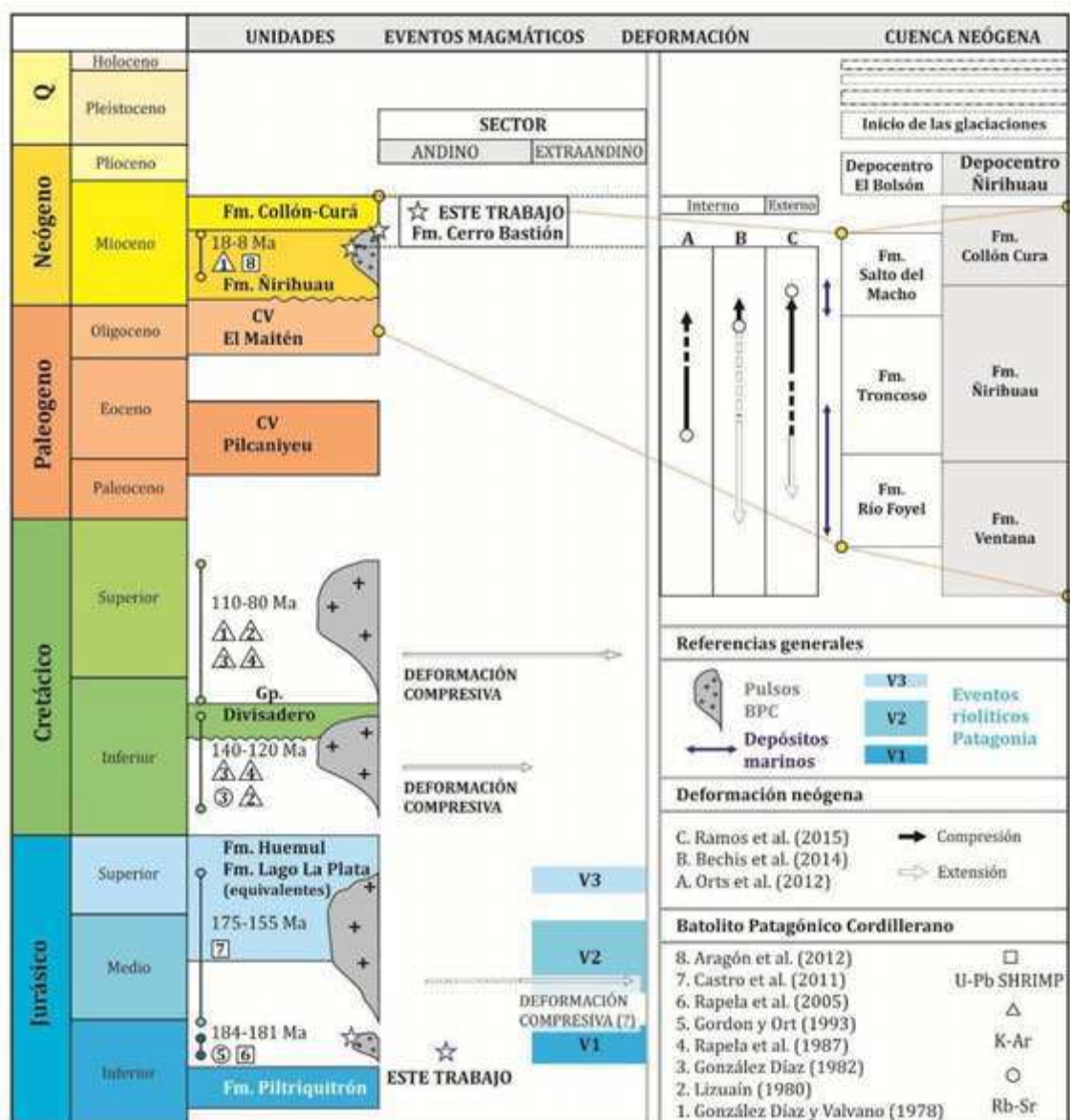


Figura 5.1. Cuadro tectonoestratigráfico que resume la información más relevante de la faja plegada y corrida de Ñirihuau con anterioridad a este trabajo. Los distintos pulsos de emplazamiento de rocas plutónicas del Batolito Patagónico Cordillerano corresponden específicamente al sector interno de la faja plegada y corrida

de Ñirihuau, entre los 40° y los 43°S. Se han representado también los principales eventos de magmatismo riolítico identificados en la Patagonia, asociados con la ruptura de Gondwana (Pankhurst et al., 2000). El análisis de la deformación y la evolución de la cuenca de Ñirihuau corresponden específicamente al segmento comprendido entre los 41 y los 42°30'S.

5.2. Mioceno: construcción de la faja plegada y corrida de Ñirihuau

Tanto los trabajos de Ramos y Cortés (1984) como los de Giacosa y Heredia (1999, 2004) reconocieron un evento compresivo ocurrido durante el Mioceno, que dio lugar al desarrollo de la faja plegada y corrida de Ñirihuau. Ambos trabajos coincidieron en establecer el inicio de la deformación entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior, aunque Giacosa y Heredia (2004) plantearon también la posibilidad de un evento compresivo desarrollado con anterioridad a la etapa extensional que caracterizó a las rocas del Cinturón Volcánico de El Maitén (Rapela et al., 1988; Mancini y Serna, 1989; Bechis y Cristallini, 2006; entre otros). A partir de las recientes publicaciones de edades radiométricas de las rocas de la Formación Ñirihuau (Bechis et al., 2014; Orts et al., 2015; Ramos et al., 2015), la existencia de un evento compresivo ocurrido durante el Paleógeno (¿Eoceno?) debiera ser, por el momento, descartada para este sector andino.

Los límites estrictos del intervalo temporal en el que se habría desarrollado este evento compresivo neógeno continúan sujetos a un intenso debate. En lo que respecta al inicio de la deformación compresiva, Orts et al. (2012) indicaron que el inicio de la misma habría tenido lugar a los ~18 Ma (Figura 5.1), según se desprende del análisis de las secuencias sinorogénicas que afloran en el cerro Plataforma ubicado aproximadamente a los 42°20'S. Esta etapa inicial de la deformación compresiva se caracteriza por un cambio en el patrón de las distintas poblaciones de circones detríticos, que indican hacia el tope de la Formación Ñirihuau un descenso en el aporte del basamento y un incremento sustancial de circones cretácicos del Grupo Divisadero¹² (Figura 5.2, A1-A2), provenientes sin dudas de la estructuración de los cordones montañosos aledaños. La existencia de rocas volcánicas de ~15 Ma (Lizuaín, 1983) por encima de las rocas deformadas permitió a los autores acotar el intervalo en que tuvo lugar la compresión en el área (Orts et al., 2012). Más al sur, en el ámbito de la provincia de Santa Cruz, Blisniuk et al. (2005) estimaron, en base a estudios isotópicos de rocas miocenas, en $1,3 \pm 0,2$ km el alzamiento de los Andes ocurrido a los ~16,5 Ma. A 200 km al este del cerro Plataforma, Bilmes et al. (2013) restringieron la deformación compresiva que estructuró la cuenca de Gastre al intervalo 16,1-14,8 Ma, poniendo de relieve la existencia de una migración de la deformación desde el sector interno de la faja plegada y corrida de Ñirihuau hacia el

¹² Eventualmente, no puede descartarse que el aporte de circones provenga de los cuerpos plutónicos cretácicos, aunque el pico en ~112 Ma es característico del rango que abarcan las rocas del Grupo Divisadero (Pankhurst et al., 2003).

antepaís, que determinó finalmente la fragmentación del área extraandina (Giacosa et al., 2010; Gianni et al., 2015; y referencias allí citadas).

Por otra parte, Bechis et al. (2014), a partir del análisis estructural y de los patrones de circones detríticos obtenidos de las unidades que rellenan la subcuenca de El Bolsón (Figura 5.2, B1-B2-B3), concluyeron que la deformación compresiva habría comenzado en la transición entre las formaciones Troncoso y Salto del Macho (Figura 5.1). Por un lado, los autores interpretaron una serie de discordancias progresivas de la Formación Troncoso, datada en $16,5 \pm 0,5$ Ma, como parte de sistemas de fallas extensionales; por otra parte, consideraron que la discordancia angular que separa a la Formación Salto del Macho (que se apoya por encima) y la clara correlación de esta unidad con la Formación Collón-Curá, que en el antepaís muestra evidencias de deformación compresiva, permiten establecer un evento compresivo que habría así comenzado diacrónicamente -algo tardíamente- respecto de lo señalado por Orts et al. (2012).

Con respecto a esta discrepancia en la cronología de avance de la deformación a través de la faja plegada y corrida, cabe agregar algunos elementos de análisis y consideraciones adicionales que pueden contribuir al entendimiento de los procesos involucrados. En primer lugar, durante los últimos años se han publicado numerosos estudios de diferentes sectores andinos que presentan patrones complejos de evolución estructural (véase, por ejemplo, Strecker et al., 2007, 2009; Giambiagi et al., 2009; Hain et al., 2011; Parra et al., 2012; Pearson et al., 2013), de modo que las diferentes interpretaciones esgrimidas hasta el momento (Orts et al., 2012; Bechis et al., 2014) podrían implicar simplemente un desfase espacial y temporal de avance de las estructuras en un sector y otro de la faja plegada y corrida.

En segundo lugar, resulta valiosa la comparación de los patrones de circones detríticos de las rocas que afloran en la localidad de Río Villegas en el extremo norte de la subcuenca de El Bolsón (Figura 5.2; B2) y, al sur, en la localidad tipo de la Formación Río Foyel (Figura 5.2; B3) (Bechis et al., 2014). En efecto, las rocas de la Formación Río Foyel muestran un aporte importante de las unidades del Jurásico Inferior, que afloran tanto al sureste (Cordón del Piltriquitrón; sección 4.4.6) como al oeste (cerro Perito Moreno; sección 4.4.3), y en menor medida de rocas que podrían formar parte del Batolito Patagónico Cordillerano o de la Formación Huemul, pero no se observa un aporte por parte del basamento. Las rocas de la Formación Troncoso (Río Villegas), por otra parte, muestran un aporte significativo del basamento, que aflora al este (Cordón del Serrucho), y de los cuerpos plutónicos jurásicos (Castro et al., 2011) y de las rocas del Grupo Divisadero que presumiblemente afloran al oeste. Resulta así difícil conciliar el patrón de aporte de las areniscas de la Formación Troncoso con un escenario en el que aún persistiría un régimen extensional predominante, lo cual resulta aún más claro si se observa la distribución de edades de las areniscas de la Formación Río Foyel. Más

aún, Bechis et al. (2014) usaron un argumento idéntico -clastos polimícticos que involucran a los granitoides cordilleranos y a las rocas del basamento- para sugerir un alzamiento durante la depositación de la Formación Salto del Macho.

En tercer lugar, en la figura 5.3 se presentan numerosas evidencias de deformación sinorogénica de carácter compresivo que afectó a las rocas piroclásticas y volcanoclásticas que afloran en el cerro Plataforma. Se trata de numerosas fallas inversas de pequeña y mediana escala que se encuentran sepultadas por estratos sin deformar del tope de la Formación Ñorquinco (Formación Ñirihuau). Por encima de estas capas, se encuentran los cuerpos subvolcánicos, diques y filones capa de la Andesita Cerro Plataforma, emplazados en el tope de la Formación Ñorquinco, cuya edad mínima sería de ~ 15 Ma (Lizuaín y Viera, 2010). Estas observaciones parecieran coincidir con la interpretación de Orts et al. (2012) acerca de la existencia de un evento compresivo coetáneo con la depositación de esta unidad. No obstante, la edad exacta de las rocas no ha sido determinada; si bien la posición stratigráfica de las rocas deformadas y la edad mínima de la Andesita Cerro Plataforma sugieren un inicio de la deformación compresiva que sería, al menos, cercano al propuesto por Orts et al. (2012), los datos no son aún concluyentes al respecto.

La finalización de la deformación compresiva en la faja plegada y corrida de Ñirihuau, por otra parte, habría tenido lugar en el Mioceno Superior, según Ramos y Cortés (1984). Giacosa y Heredia (2004) sugirieron, en base a la interpretación del corrimiento ciego Río Chico que afecta a las rocas de la Formación Collón-Curá, que la deformación compresiva habría alcanzado el límite Mioceno-Plioceno (véase el perfil A-A' en la figura 4.13). Recientemente, Ramos et al. (2015) analizaron las rocas sinorogénicas de la Formación Ñirihuau, que al este del Cordón del Maitén, sobre el río Cushamen, desarrollaron estratos de crecimiento asociados a estructuras compresivas. Los autores analizaron la distribución de circones detríticos de dos rocas del tope de la Formación Ñirihuau y una de la base de la Formación Collón-Curá (Figura 5.2, C1, C2 y C3). De los datos se desprende que ya a partir de los 13,5 Ma las capas de la Formación Ñirihuau se ven involucradas en la deformación y que el alzamiento del Cordón del Maitén tuvo lugar entre los 12,9 y los 11,3 Ma. No obstante estos datos, el límite superior de la deformación compresiva no puede ser determinado con mayor precisión.

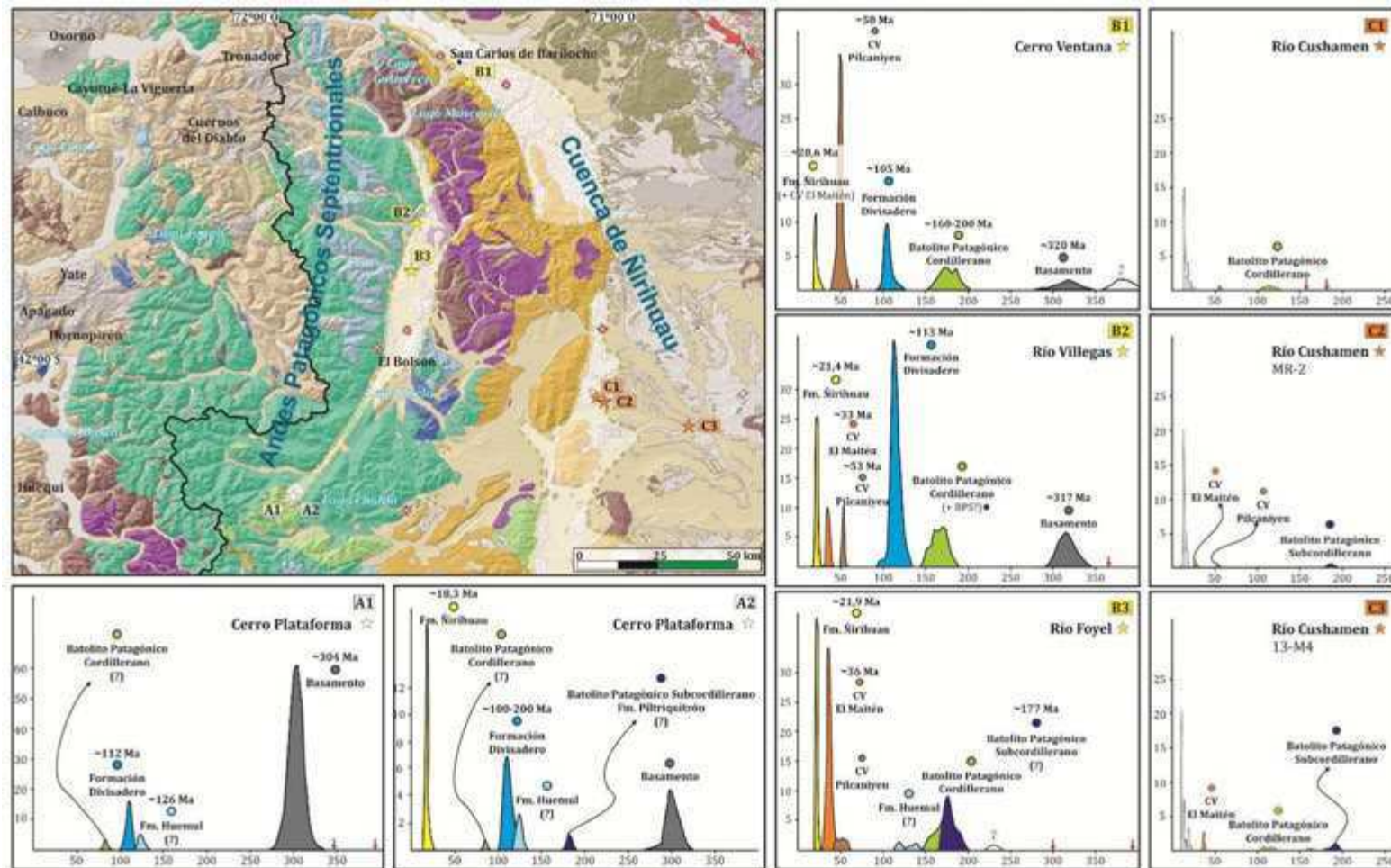


Figura 5.2. Integración de los análisis de circones detríticos de distintos depocentros y unidades que forman la cuenca de Ñirihua publicados hasta el momento. Estos datos permiten identificar variaciones en las áreas de aporte que sugieren procesos de estructuración y permiten así establecer un análisis preliminar respecto de cómo habría evolucionado la faja plegada y corrida de Ñirihua en el tiempo y el espacio. A1 y A2: Orts et al. (2012); B1, B2 y B3: Bechis et al. (2014); C1, C2 y C3: Ramos et al. (2015).

5.3. Mioceno medio a superior: extensión en el sector interno

A lo largo de los Andes Patagónicos Septentrionales, específicamente entre los 41° y los 43°S, tres sucesiones volcánicas localizadas en el sector más interno de la faja plegada y corrida de Ñirihuau fueron previamente atribuidas al Cinturón Volcánico de El Maitén. Se trata de las rocas que afloran en los cerros Bastión (~41°33'S) y Silvia (~41°52'S) y en el Cordón del Ingeniero (~42°30' a 42°32'S) (Sepúlveda y Viera, 1980; Diez y Zubia, 1981; Giacosa et al., 2001; Lizuáin y Viera, 2010; Tobal et al., 2012). Como se ha ya demostrado en el capítulo 3 (sección 3.4.2) del presente trabajo, las rocas volcánicas de los cerros Bastión y Silvia fueron emplazadas diacrónicamente entre el Mioceno Medio (~14,8 Ma) y el Plioceno Inferior (7,2 a 4,6 Ma). A priori, la Formación Cerro Bastión, unidad que aquí ha sido redefinida siguiendo la propuesta de Diez y Zubia (1981), resulta correlacionable con la Andesita Cerro Plataforma de Lizuáin y Viera (2010). En lo que respecta a las rocas volcánicas que afloran en el Cordón del Ingeniero, ubicado al NO del lago Menéndez, no se cuenta con edades radiométricas que permitan establecer si las mismas, en efecto, forman parte del Cinturón Volcánico de El Maitén o si podrían también formar parte de la Formación Cerro Bastión.

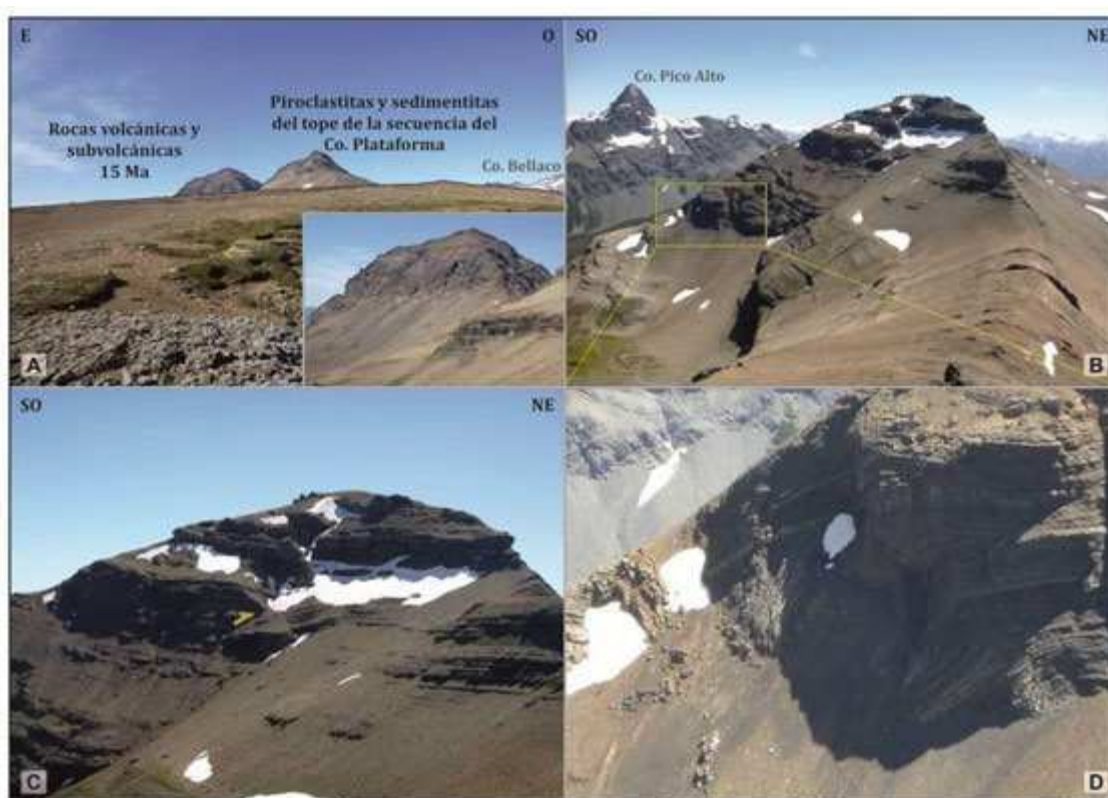


Figura 5.3. Rocas volcánicas miocenas (Lizuáin, 1979) que afloran en el cerro Plataforma, que por su edad y su ubicación en el sector interno de la faja plegada y corrida de Ñirihuau podrían ser correlacionables con las de la Formación Cerro Bastión (A-B), aunque presentarían diferencias significativas en cuanto al contexto tectónico en que se habrían emplazado. Las rocas infrayacentes se hallan fuertemente deformadas a partir de estructuras compresivas y han sido sepultadas por encima por rocas de la misma unidad que no presentan deformación.

Hacia el norte, entre los 38° y los 39°S, la Formación Mitrauquén incluye rocas volcánicas coetáneas que afloran también en el sector interno de los Andes (Suárez y Emparán, 1997). Aunque estas rocas fueron emplazadas durante un evento de deformación compresivo (Melnick et al., 2006), se disponen paraconcordantemente sobre las rocas de la Formación Cura Mallín, unidad parcialmente correlacionable con la Formación Ñirihuau (Oligoceno Superior a Mioceno Inferior; Burns et al., 2006) y son cubiertas, mediante una discordancia angular, por las rocas plio-pleistocenas de la Formación Cola de Zorro (Vergara y Muñoz, 1982; Suárez y Emparán, 1997; Lara et al., 2001).

Como se verá en las siguientes secciones, distintos datos permiten reconocer diferencias significativas entre las distintas unidades potencialmente correlacionables y las rocas de la Formación Cerro Bastión analizadas a continuación.

5.3.1. Características estructurales de los depocentros volcánicos

En el área del cerro Silvia, una importante falla separa a estas rocas respecto de las rocas jurásico-cretácicas que afloran en la cumbre del cerro Hielo Azul. Se trata de una falla normal contra la cual las capas volcánicas se tornan más potentes en forma individual, incrementando el espesor de la sección. Esta geometría cuneiforme fue ya interpretada por Tobal et al. (2012) como una evidencia clara acerca del carácter sinextensional de estas rocas (Figura 5.4). La recorrida del área permitió únicamente cubrir el sector oriental del cerro Silvia, en la que los estratos definen esta cuña del bloque colgante.

A partir del sector medio del depocentro, que coincide con la depresión que ocupa el lago del Club Andino, la interpretación a partir de imágenes satelitales sugiere que las capas volcánicas modifican su inclinación hacia el oeste, dando lugar a la estructura antiformal que caracteriza al cerro Silvia. Mientras que el límite oriental del depocentro coincide con un desnivel topográfico de al menos 400 m, el límite occidental resulta más difícil de definir. A unos 6 km al oeste, se observa una quebrada de rumbo N que coincide con un contraste litológico claramente identificable. No ha sido posible establecer si las rocas que afloran en el sector montañoso ubicado al oeste forman parte de la Formación Cerro Bastión o si se trata de rocas jurásico-cretácicas. En una primera aproximación, y hasta tanto se cuente con datos de campo más precisos, se considera a las mismas como parte de las rocas jurásico-cretácicas. No obstante, el límite occidental del depocentro puede ser tentativamente establecido en el filo que une los cerros Raquel y Cigarro, que constituye el límite internacional (véase la figura 4.3 y, más abajo, la sección 5.3.2).

Al norte, las rocas de la Formación Cerro Bastión que afloran en el cerro homónimo permiten establecer algunas diferencias en lo que respecta a la arquitectura de las mismas y del depocentro en el que se habrían emplazado las mismas. En efecto, las mismas se apoyan en discordancia sobre las rocas jurásico-cretácicas (figuras 3.18A-B y 4.5A), tal como se observa

en la ladera S-SO, pero se ha podido reconocer también la existencia de una falla normal en su sector más oriental, lo que se observa tanto desde el ONO como desde el S (Figura 5.5). A diferencia de lo que ocurre al sur, esta falla no se caracteriza en el terreno por un abrupto quiebre topográfico como sí se observa al este del cerro Silvia. Además, el arreglo interno de la secuencia volcánica no presenta una geometría cuneiforme claramente identificable, tal como se observa al sur, aunque sí se observan numerosos truncamientos en las capas que, a una escala de observación mayor, parecen indicar la existencia de al menos una discordancia principal entre dos eventos que rellenaron este depocentro.

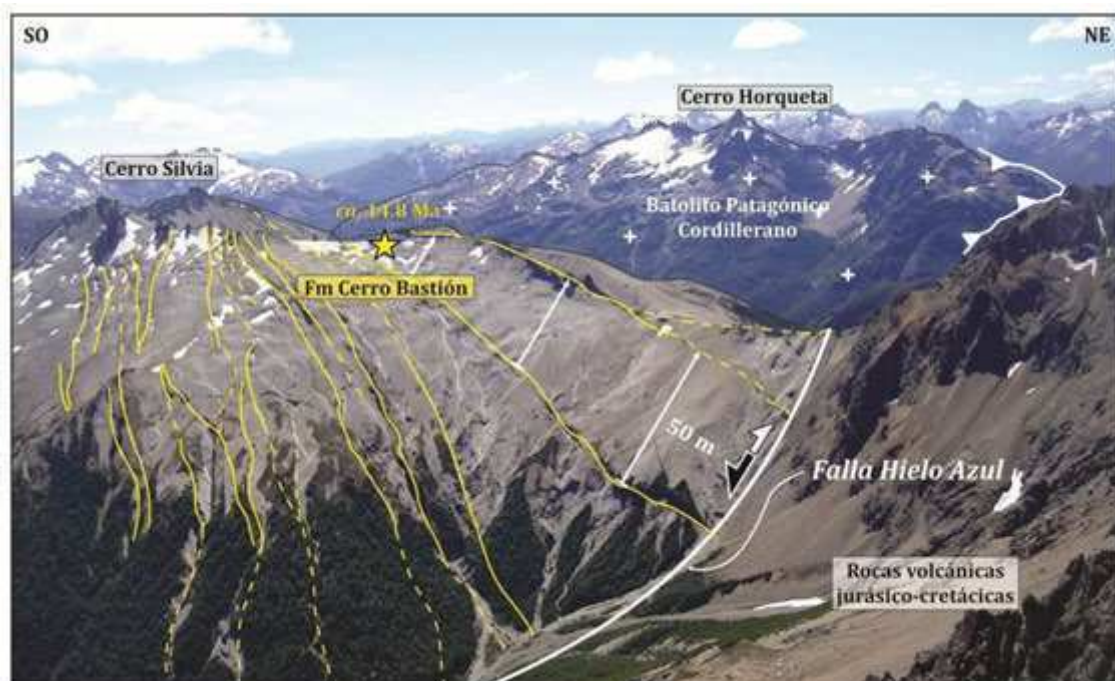


Figura 5.4. Vista al NO de la falla Hielo Azul (Giacosa et al., 2001), que controló el emplazamiento de las rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión (Mioceno Medio) en el cerro Silvia. Esta secuencia de rocas volcánicas y piroclásticas se ensanchan hacia el este, contra la falla, y forman así una geometría cuneiforme que revela el carácter sinextensional de estas rocas. Las rocas de la Formación Cerro Bastión que conforman el bloque colgante de la falla se encuentran unos 300 m por debajo de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas que constituyen el bloque yacente.

Hacia el oeste, las rocas volcánicas miocenas se encuentran en contacto lateral con las rocas volcánicas jurásico-cretácicas, lo cual se interpretó como un contacto mediante falla normal, que tampoco se traduce en un desnivel topográfico significativo. Cabe recordar que estas rocas fueron además reconocidas aflorando a unos 12 km al oeste, mediante la observación de las secuencias a la distancia, y también a partir del análisis de imágenes satelitales (Figura 3.18D). Esto sugiere que en verdad el límite occidental de este depocentro no estaría ubicado en el cerro Bastión sino que podría tratarse de un depocentro mucho más amplio, tal como lo sugiere también el análisis topográfico (véase más abajo la sección 5.3.3).

Un análisis preliminar de la arquitectura de los depocentros volcánicos identificados en este trabajo permite entonces establecer al menos dos hipótesis preliminares. En primer lugar, la

ubicación de las fallas y los rasgos estructurales observados sugieren una morfología distinta en cada caso y posiblemente un desarrollo de estos depocentros a partir de mecanismos que podrían presentar diferencias significativas (por ejemplo, en lo que respecta a los pulsos de actividad). Esto deberá ser evaluado con más profundidad en el futuro a partir de estudios estructurales complementarios, teniendo en cuenta, especialmente, la distribución y las características de las rocas volcánicas emplazadas. En segundo lugar, las fallas que controlaron el desarrollo de los depocentros son de rumbo predominante N, y en particular el límite oriental de cada uno de estos depocentros volcánicos se corresponde con la traza del corrimiento Hielo Azul (Giacosa et al., 2001), lo que sugiere una reactivación de estructuras previas de la faja plegada y corrida a través de procesos de inversión negativa.

Resulta importante aquí retomar lo expresado en el capítulo 4 (sección 4.2.3) acerca de la existencia de una clara anomalía gravimétrica negativa de rumbo N desarrollada al oeste del corrimiento Hielo Azul. En efecto, en el caso del cerro Silvia, existe una excelente correlación entre la anomalía negativa y la geometría inferida de este depocentro volcánico. En lo que respecta al cerro Bastión, esta anomalía se halla corrida ligeramente al oeste respecto de las rocas volcánicas que constituyen el cerro Bastión, en correlación con la traza de las estructuras en superficie. No obstante, dada la geometría que se infirió para este depocentro volcánico, que se extendería hacia el oeste y no estaría únicamente restringida al cerro Bastión, la correlación es buena. Más aún, el mapa de anomalías gravimétricas muestra que a estas latitudes existe una marcada anomalía positiva de rumbo E-O, que no sólo segmentó la deformación hacia el antepaís (sección 4.1) sino que podría haber condicionado el desarrollo de las estructuras extensionales a medida que las mismas se desarrollaban durante el Mioceno Superior.

La anomalía gravimétrica negativa a la que se hace referencia se extiende más allá de los límites de ambos depocentros, generalmente siguiendo la traza del corrimiento Hielo Azul. Al norte, esta anomalía gravimétrica negativa coincide perfectamente con la ubicación del edificio volcánico del Monte Tronador; las rocas volcánicas de este centro volcánico presentan, no obstante, son más jóvenes respecto de las rocas de la Formación Cerro Bastión y además presentan características geoquímicas distintas (véase la siguiente sección 5.3.2). En cualquier caso, las correlaciones mencionadas entre los datos de gravedad y la geometría de los depocentros y la distribución de las fallas principales que controlaron su desarrollo, refuerzan la interpretación acerca de un proceso de inversión negativa que tuvo lugar con expresión superficial en forma localizada.

5.3.2. Características geoquímicas de las rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión

Se analizaron los elementos mayoritarios y traza de cuatro muestras de rocas de la Formación Cerro Bastión obtenidas en los cerros Silvia y Bastión. Aunque no se trata de muestras perfectamente frescas (los valores de LOI oscilan entre un 0,8 y un 4,6%), los

elementos mayoritarios normalizados (libres de volátiles) indican una composición andesítica, que en el caso de una de las muestras del cerro Silvia llega a ser dacítica (Figura 5.6A). Todas las muestras analizadas caen en el campo de las rocas subalcalinas, aunque las rocas del cerro Bastión tienen valores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) mayores. Estos valores muestran una mejor correlación con las rocas de arco que con las rocas de retroarco, que suelen presentar composiciones con una mayor tendencia alcalina.

La base de datos usada para las comparaciones incluye a los volcanes Osorno (López-Escobar et al., 1992; Tagiri et al., 1993), Calbuco (López-Escobar et al., 1995; Sellés y Moreno, 2011), Yate, Hualaihue, Hornopirén, Huequi y Michinmahuida (López-Escobar et al., 1993; Watt, 2010; Watt et al., 2011). En lo que respecta a las rocas de retroarco, se graficaron los datos de Monte Tronador (Mella et al., 2005) y de otras secuencias volcánicas desarrolladas al norte ($\sim 38^\circ\text{-}39^\circ\text{S}$; Muñoz y Stern, 1988, 1989). Además, se incorporaron en los distintos gráficos los datos correspondientes a las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Mitrauquén (Muñoz, 1988), que presentan características que permiten la correlación con las rocas de la Formación Cerro Bastión (véase más arriba, introducción del presente capítulo; Figura 5.6).

El análisis de los elementos traza revela que las muestras analizadas poseen una baja concentración de elementos incompatibles (Nb, Zr, Th, REE), patrón similar al que presentan las rocas volcánicas de arco, mientras que las rocas de retroarco y las rocas de la Formación Mitrauquén presentan una concentración mayor de estos elementos (Figura 5.6C-D-E). Las muestras analizadas además comparten la signatura de las rocas magmáticas de arco en lo que respecta a las relaciones bajas de Nb/La y altas de Ba/La, con la excepción de una de las muestras (SIL-007), que presenta un valor anómalo de Ba (Figura 5.6F-G).

La concentración de tierras raras (REE) de las muestras se encuentra dentro del rango de concentraciones que caracteriza a las rocas del arco volcánico actual a igual rango de contenido de sílice ($55\% < \text{SiO}_2 < 70\%$), mientras que las rocas de retroarco presentan, en términos generales, concentraciones más elevadas (Figura 5.6C). Los valores de la relación La/Yb de las muestras obtenidas en el cerro Silvia coinciden con los valores de las rocas de arco mientras que las rocas obtenidas en el cerro Bastión presentan valores más elevados (Figura 5.6B). En el caso de la Formación Mitrauquén, las concentraciones de tierras raras son incluso superiores a las que caracterizan a las rocas de retroarco y presentan además marcadas anomalías de Eu (que no se observan en las muestras analizadas aquí) y valores de La/Yb también superiores a los de las muestras de los cerros Silvia y Bastión (Figura 5.6B-C).

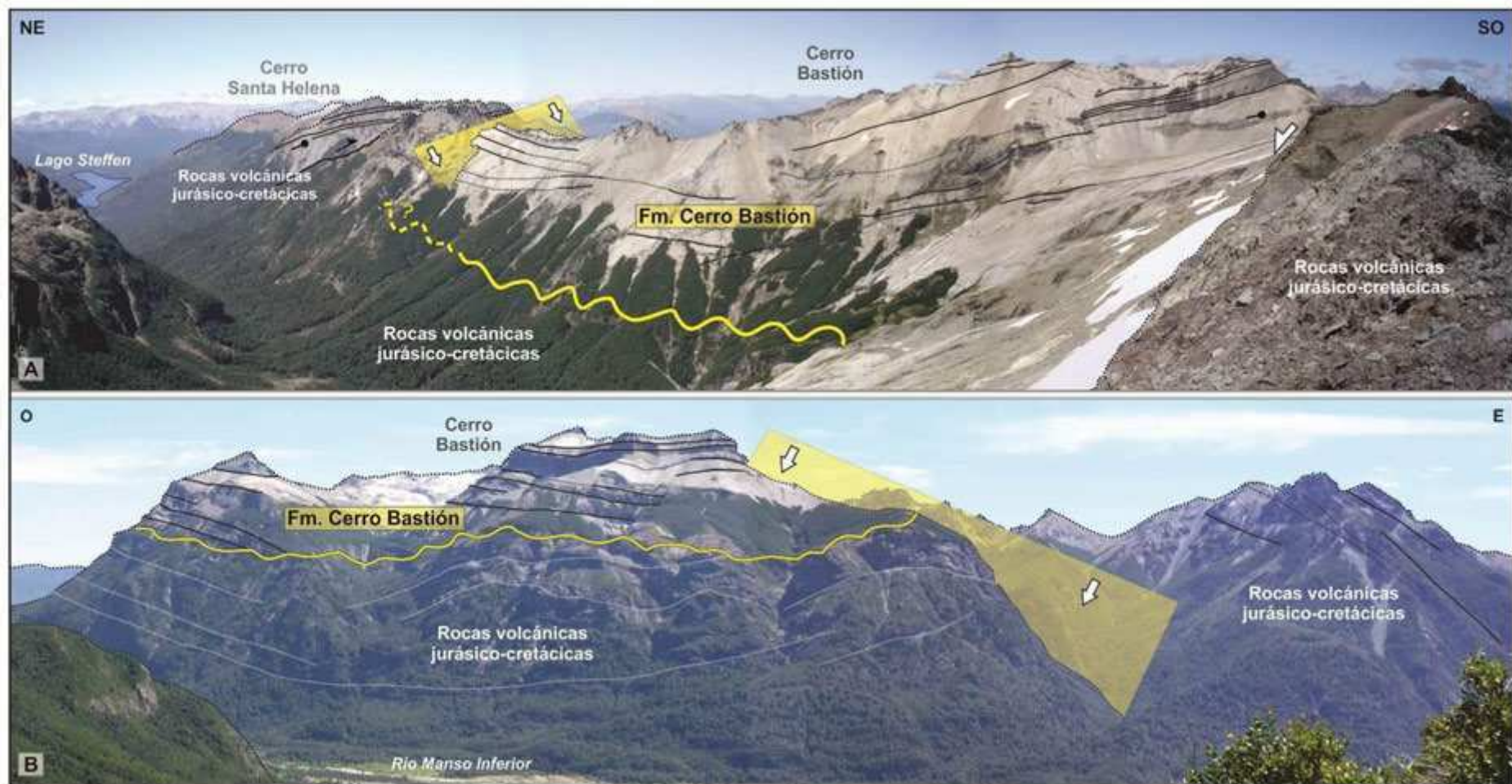


Figura 5.5. Vista al SE (A) y al N (B) de las fallas normales que controlaron el emplazamiento de las rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión (Mioceno Medio) en el cerro Bastión. A diferencia de lo que se observa en el cerro Silvia, las fallas normales no determinan quiebres topográficos abruptos y, aunque la disposición de las capas contra la falla oriental sugiere un carácter sinextensional para las mismas, los mecanismos de formación de este depocentro podrían haber sido distintos al del cerro Silvia (véanse las secciones 5.3.1 y 5.3.3).

Por lo tanto, a modo de resumen, puede señalarse que las rocas analizadas, que corresponden a los depocentros volcánicos ubicados en el sector interno de la faja plegada y corrida, presentan características geoquímicas que las tornan indistinguibles de las rocas volcánicas del arco actual, a pesar de que existe una clara separación espacial entre ambas secuencias volcánicas. Con todo, cabe resaltar que estas conclusiones son aún preliminares ya que en este estudio se contó con un número limitado de muestras. A futuro, sería imprescindible se precisarán análisis geoquímicos adicionales a los fines de validar o rectificar las conclusiones aquí esbozadas.

5.3.3. Análisis topográfico del sector interno de la faja plegada y corrida

En la sección 4.5 del capítulo anterior se presentaron las características principales de la metodología empleada para el análisis topográfico del área y se analizaron una serie de barridos topográficos de rumbo E-O construidos con el objetivo de caracterizar la faja plegada y corrida de Ñirihuau (Figura 4.15). En adición a lo allí expuesto, se presentan a continuación los resultados de una serie de análisis topográficos complementarios (Figura 5.7). En primer lugar, se han representado las curvas envolventes que indican la tendencia de los valores de altitud promedio para cada una de las transectas (Figura 5.7B). Las mismas permiten distinguir con claridad la existencia de una zona topográficamente deprimida, que corresponde al sector interno de la faja plegada y corrida y se restringe al segmento entre los 41°30' y los 41°50'S aproximadamente. Esta zona coincide con el segmento andino en que se han desarrollado los depocentros volcánicos que fueron rellenados con las rocas de la Formación Cerro Bastión. Aun cuando se aprecian diferencias en cuanto a la forma de estas curvas, como por ejemplo la “segmentación” en la topografía que se observa a la latitud del cerro Silvia¹³, ambas coinciden en cuanto a la existencia de una zona topográficamente deprimida, que no se reconoce en los segmentos adyacentes. Además, otro rasgo llamativo es la existencia de una zona sobreelevada hacia el antepaís, patrón que también resulta distinto al que representan las transectas adyacentes (se volverá sobre este tema en la próxima sección).

¹³ Esta “segmentación” que se observa al oeste del cerro Silvia se produce en el perfil debido a la existencia del amplio valle del río Puelo, que se desarrolla en sentido NNO y constituye una anomalía topográfica que hacia el norte pierde expresión.

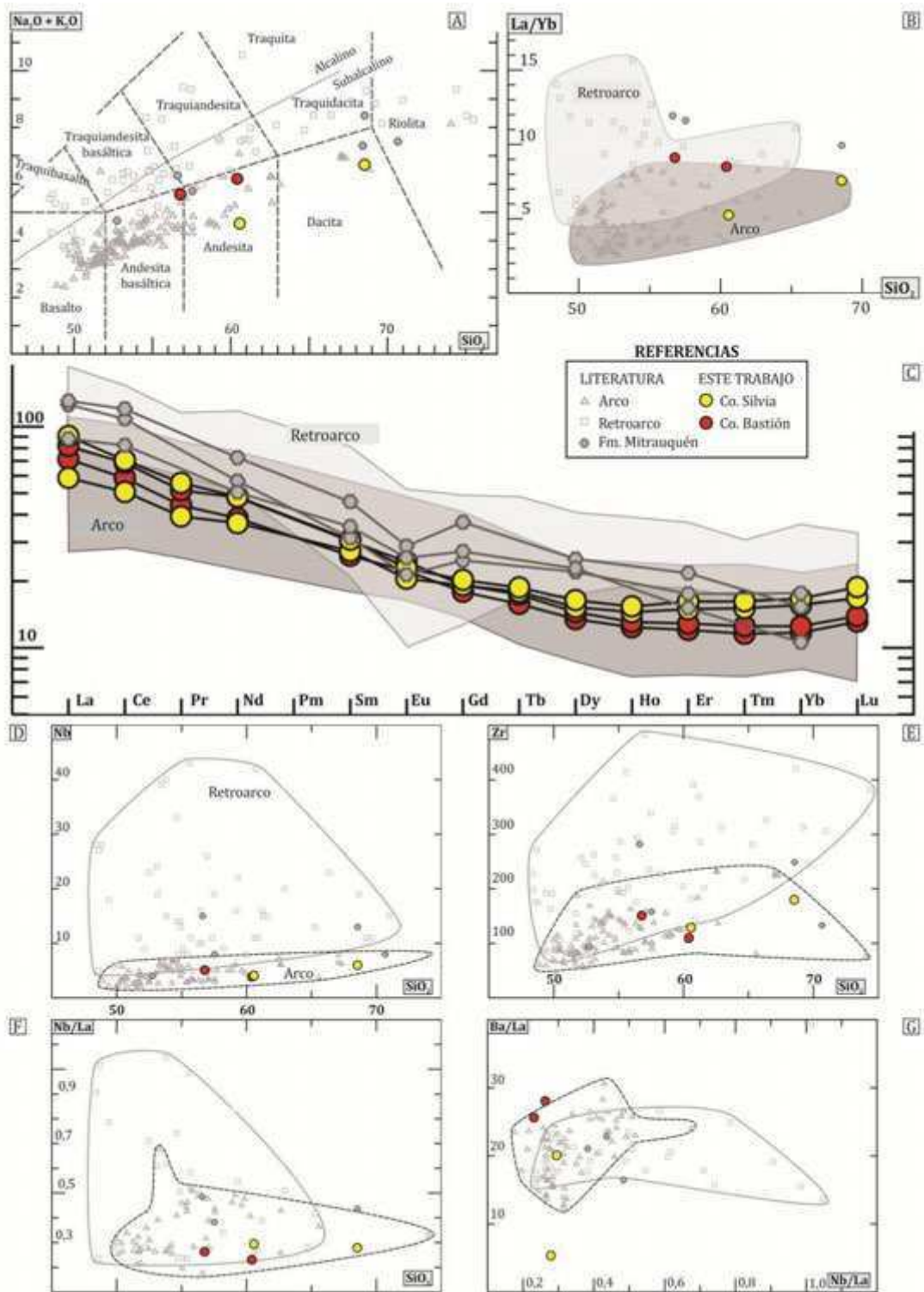


Figura 5.6. Características geoquímicas de las rocas volcánicas de la Formación Cerro Bastión en comparación con los datos publicados de las rocas de arco y retroarco plio-cuaternarias, y con las rocas coetáneas de la Formación Mitrauquén que afloran entre los 38° y los 39° S). A) Diagrama de clasificación TAS (Total alkalis vs. sílica) (Le Bas et al., 1986); B) diagrama de La/Yb vs. SiO₂; C) patrón de tierras raras (REE) normalizado al condrito; D-G) diagramas de Nb (D), Zr (E), Nb/La (F) y Ba/La (G) vs. contenido (wt%) de SiO₂.

Con el objetivo de complementar las observaciones antes señaladas, se analizó también el sector interno de la faja plegada y corrida a partir de la construcción de un barrido topográfico de rumbo N (Figura 5.7C). Se eligió así la traza de la falla Hielo Azul, interpretada como

121

aquella que controló la depositación de las rocas volcánicas miocenas, y se eligió un “ancho” de barrido de 10 km (véase el apéndice D). Al interpretar la curva envolvente de los valores medios, es posible observar un sector topográficamente deprimido, que comienza, desde el sur, aproximadamente a la latitud del cerro Silvia, y alcanza su nivel más bajo a la latitud del cerro Bastión. Por lo tanto, el análisis revela, una vez más, la existencia de esta anomalía topográfica negativa y sugiere también posibles diferencias entre los depocentros y/o en la estructura en profundidad de correspondiente a cada área.

Además de los estudios a escala regional, se confeccionaron dos barridos topográficos a escala local. Éstos atraviesan los depocentros volcánicos aquí considerados y se extienden unos 50 km en sentido E-O. Los mismos revelan la ubicación de las fallas normales de rumbo N que controlaron el emplazamiento de las rocas, lo cual resulta particularmente significativo en lo que respecta a los límites occidentales, que no pudieron ser identificados con precisión en el terreno (Figura 5.7D-E). Como se puede observar en las transectas, y como se mencionó anteriormente, el depocentro volcánico del cerro Silvia se extendería unos 10 km en sentido E-O, mientras que el depocentro del cerro Bastión abarcaría alrededor de 15 km. Las rocas volcánicas que rellenaron los mismos se distinguen en las transectas a partir de anomalías topográficas positivas que parecen reflejar estructuras antiformes, como la que se describió en el caso del cerro Silvia.

Para finalizar, resulta importante señalar que el análisis de los distintos barridos topográficos no permite identificar la existencia de ningún tipo de anomalía topográfica asociada a las rocas volcánicas del cerro Plataforma, en contraposición con lo señalado respecto de las rocas coetáneas de la Formación Cerro Bastión. Esto se corresponde con la ausencia de evidencias de extensión en el área del cerro Plataforma y refuerzan, a su vez, la hipótesis de que el proceso extensional se habría producido en forma localizada.

5.4. Evolución de la deformación durante el Neógeno

5.4.1. Magmatismo y deformación

Se han descrito y analizado todos los datos disponibles hasta el momento en lo que respecta a la deformación compresiva que tuvo lugar durante el Mioceno (sección 5.2) y se han presentado evidencias variadas que sugieren la existencia de un evento extensional árealmente restringido, representado por la emisión de importantes volúmenes de rocas volcánicas, que se desarrolló diacrónicamente durante el Mioceno Medio-Superior. Con el objetivo de integrar todos estos datos y las distintas interpretaciones hechas hasta aquí, es necesario incorporar un breve análisis del magmatismo desde el Mioceno en adelante.

Los estudios geocronológicos y termocronológicos realizados en territorio chileno (Pankhurst et al., 1999; Thomson et al., 2002; Adriasola et al., 2006) indican una incipiente actividad

magmática en la actual zona de falla de Liquiñe-Ofqui que tuvo lugar hacia finales del Mioceno Inferior. Hacia mediados del Mioceno Medio, esta actividad magmática se intensificó y se expandió: los cuerpos plutónicos migraron hacia el antepaís, al norte de 41°45'S hacia el norte. Esta migración es la que determinó la actual existencia de cuerpos plutónicos miocenos que afloran en el área de San Carlos de Bariloche y en otras áreas adyacentes, actividad que se extiende entre los 15 y los 8 Ma y que fue previamente reconocida por numerosos autores (González Díaz y Valvano, 1978; González Díaz, 1982; Rapela et al., 1987; Giacosa et al., 2001; Aragón et al., 2012). El mapa de anomalías magnéticas calculadas a partir del método de Señal Analítica sugiere también la existencia de este avance del magmatismo al norte (Figura 5.8), interpretación que, de ser cierta, revelaría un contraste (¿composicional?) importante entre los distintos cuerpos plutónicos que forman parte del Batolito Patagónico Cordillerano.

Teniendo en cuenta lo anterior y lo analizado en la sección 5.2, es posible establecer preliminarmente un orden temporal de eventos que determinaron el desarrollo de la faja plegada y corrida (Figura 5.9A-B). En primer lugar, el magmatismo en la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui y la deformación compresiva en el sector interno de la faja plegada y corrida habrían estado activos a partir de los ~20-18 Ma (Adriasola et al., 2006; Orts et al., 2012). En segundo lugar, a medida que la deformación se desarrollaba a través de la faja plegada y corrida (véase la sección 5.2; Bechis et al., 2014), el magmatismo en la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui se intensificaba y, al norte de los 41°45'S comenzaba a migrar hacia el este. En tercer lugar, aunque ya a mediados del Mioceno Medio la deformación compresiva se había extendido marcadamente al este (~16,1-14,8 Ma; Bilmes et al., 2013), la estructuración de la faja plegada y corrida aún continuaba activa (16,6-11,3 Ma; Bechis et al., 2014; Ramos et al., 2015). En cuarto lugar, mientras esta última etapa de deformación compresiva tenía lugar, y quizás aún antes, comenzaba a desarrollarse un evento extensional en el sector interno (~14,8 Ma). Este evento habría de migrar al norte, donde se concentró a los 7,2 Ma en el cerro Bastión. Durante esta etapa se produjo la intrusión de los cuerpos plutónicos miocenos que afloran en territorio argentino.

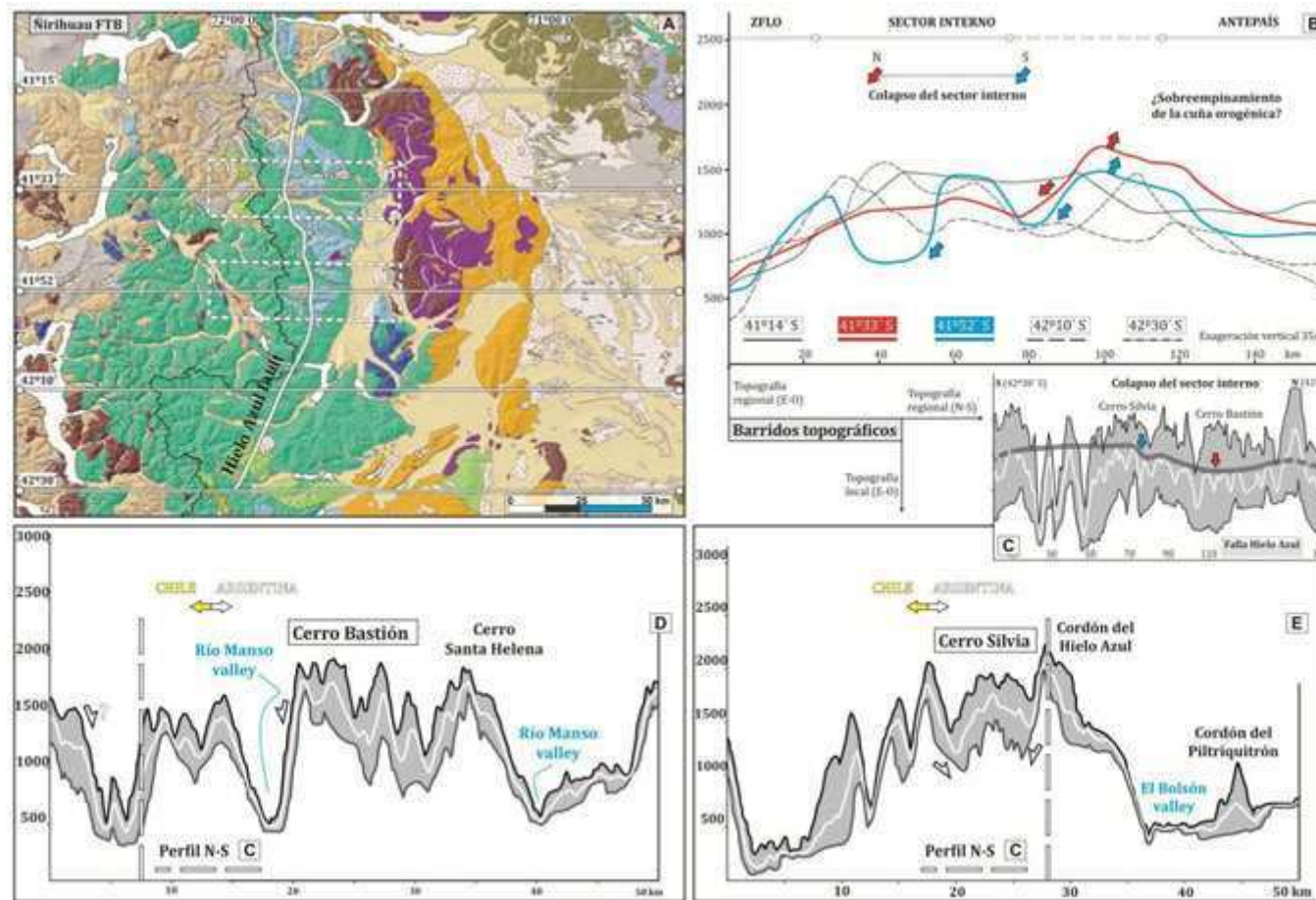


Figura 5.7. Análisis topográfico de la faja plegada y corrida de Niriuhau. A) En línea blanca se representa la traza de los barridos topográficos regionales, de 20 km de ancho, mientras que los recuadros en línea blanca punteada indican el área que cubren los dos barridos topográficos realizados a escala local, en los que se pueden distinguir con claridad algunas de las fallas normales y la extensión del depocentro volcánico en cada caso (cerros Bastión y Silvia; D-E). B) Línea de tendencia de los valores topográficos medios para cada uno de los barridos realizados a escala regional, en la que se ha interpretado la existencia de una depresión topográfica en el sector interno de la faja plegada y corrida que corresponde a los sectores que ocupan las secuencias volcánicas de la Formación Cerro Bastión. C) Barrido topográfico de rumbo N, realizado siguiendo la traza de la falla Hielo Azul, que controló el emplazamiento de las rocas de la Formación Cerro Bastión.

En este contexto, se observa una clara relación espacial y temporal entre el magmatismo y la deformación, no sólo compresiva, como se vio a partir del análisis topográfico (sección 4.5), sino también extensional. Numerosos autores han investigado previamente la relación existente entre la actividad magmática y la deformación compresiva en sistemas montañosos de todo el mundo (Kalakay et al., 2001; Galland et al., 2003; Tibaldi, 2008; Tibaldi et al., 2009; Gonzalez et al., 2009; véase, para un resumen, Tibaldi et al., 2010, y Ferré et al., 2012). González et al. (2009), por ejemplo, en un estudio realizado en los Andes al norte de Chile, presentaron evidencias de campo que apoyan la hipótesis acerca del emplazamiento de magma a través de fallas inversas, tal como habían propuesto antes Tibaldi et al. (2008) y como habían modelado Ferré et al. (2012). Kalakay et al. (2001), a su vez, revelaron algunos mecanismos de emplazamiento de los cuerpos intrusivos en las rampas frontales de los corrimientos que forman parte de la faja plegada y corrida de Sevier, en Estados Unidos.

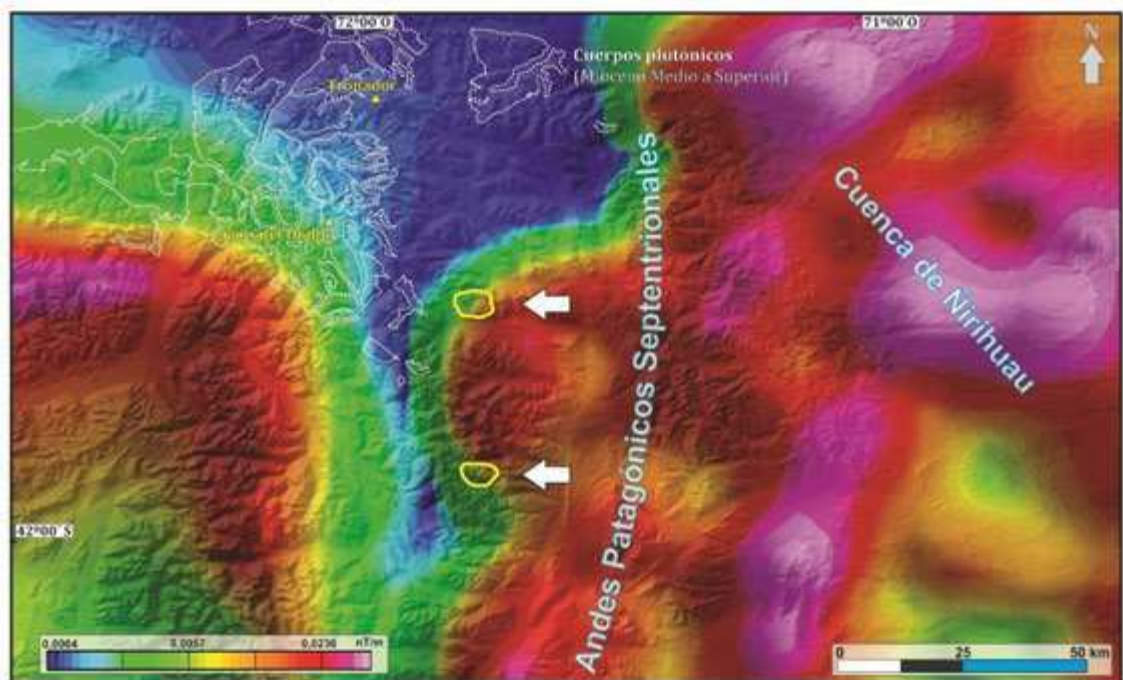


Figura 5.8. Mapa de amplitud de Señal Analítica del Campo Magnético Anómalo reducido al Polo (calculado y gentilmente cedido por el Dr. Mario Giménez, Instituto Geofísico Sismológico Ing. Volponi, San Juan, Argentina) entre los 41° y los 42°30'S, en el que se observa un sector con un gradiente magnético casi nulo (en azul) que se correlaciona con los afloramientos de los cuerpos plutónicos miocenos que avanzaron hacia el antepaís. Se indican con flechas blancas los depocentros volcánicos (en amarillo) de los cerros Silvia y Bastión.

Los estudios mencionados permiten plantear una hipótesis preliminar que propone que la migración del magmatismo al norte de los 41°45'S se vio favorecida por el mayor apilamiento tectónico que tuvo lugar en dicho segmento, registrado tanto a partir del análisis de acortamiento como de los volúmenes orogénicos calculados en este trabajo. De esta forma, el magmatismo habría migrado a través de estas fallas, permitiendo el emplazamiento final de los plutones en el sector interno de la faja plegada y corrida. Además, algunas de estas fallas fueron

las que eventualmente permitieron el ascenso del magma a la superficie una vez que se generaron las condiciones extensionales en el área, cuyas posibles causas se discuten más abajo.

Los datos con que se cuenta hasta el momento no son suficientes para dilucidar si la expansión del magmatismo se produjo en un primer momento, debilitando la corteza e induciendo la generación de un nivel de despegue principal de las estructuras y el progreso de la deformación, o si la relación fue inversa. A futuro, será particularmente importante contar con estudios de campo que permitan precisar la naturaleza pre-, sin- o post-tectónica de los cuerpos plutónicos (Ferré et al., 2012).

Por otra parte, resulta aún necesario seguir investigando los procesos geodinámicos que pudieron haber dado lugar a la migración del magmatismo. Orts et al. (2012, 2015) postularon la existencia de una migración del arco volcánico entre los 41° y los 42°30'S como consecuencia de una somerización de la placa de Nazca que se subducía por debajo del margen sudamericano durante el Mioceno. En este trabajo se plantea que los datos que permitirían establecer una migración del arco magmático de tal magnitud (dos rocas datadas por K-Ar en 15 y 13 Ma, cuyas características geoquímicas no se conocen; Lizuaín, 1983; Linares, 2007) no son aún lo suficientemente robustos. Además, y como se detalló en las anteriores secciones, existen elementos suficientes para considerar que el área entre los 41°S y los 41°45'S estuvo sujeta a condiciones singulares que determinaron una evolución diferente de este segmento con respecto a los otros sectores de la faja plegada y corrida.

5.4.2. Consideraciones acerca de la configuración de la cuña orogénica durante el Mioceno

Dos preguntas adicionales pueden hacerse: 1) ¿Cuáles podrían haber sido las causas que determinaron un mayor acortamiento al norte?; 2) ¿Por qué la actividad volcánica de carácter extensional se manifestó únicamente entre los 41°30' y los 41°45'S? Con respecto a la primera de ellas, se propone aquí que la cercanía del Macizo Nordpatagónico al norte de los 42°S (figuras 2.3 y 4.13A) pudo haber actuado como un obstáculo (“contrafuerte”; véase por ejemplo Silvestro y Zubiri, 2008) que condujo a un mayor apilamiento de las estructuras y, consecuentemente, a un acortamiento mayor.

Para responder la segunda de las preguntas, se ha considerado el enfoque de análisis de DeCelles y Mitra (1995), quienes demostraron que es posible evaluar cualitativamente el estado de la cuña orogénica (subcrítico, crítico o supercrítico) a lo largo de su evolución. En este sentido, el análisis topográfico revela diferencias conspicuas entre los distintos patrones de distribución de la topografía a lo largo de la faja plegada y corrida. Se propone aquí que estas variaciones podrían representar, en efecto, variaciones en el estado de la cuña orogénica a diferentes latitudes.

Sin embargo, cabe recordar que los procesos erosivos juegan un importante papel en la evolución de los sistemas montañosos, ya que la dinámica de estructuración, de sedimentación y

de erosión no sólo se hallan íntimamente relacionadas sino que actúan asimismo como controles aloéclicos en el crecimiento y evolución de la cuña orogénica (Berger y Spotila, 2008; Whipple, 2009). Por ejemplo, el rol de las glaciaciones en la evolución de las montañas, léase el efecto concreto que la erosión glaciaria tiene en el incremento y reducción del relieve orogénico, es aún materia de intenso debate (Egholm et al., 2009; Sternai et al., 2012; Thomson et al., 2010; Valla et al., 2011). El segmento andino aquí estudiado estuvo sometido a intensas glaciaciones que siguieron al pulso principal de construcción orogénica (Mercer y Sutter, 1982; Rabassa y Clapperton, 1990; Rabassa y Evenson, 1996; Ruiz, 2013) por lo que este factor, que aquí no ha sido considerado, deberá ser evaluado en estudios posteriores.

No obstante, el análisis estructural y topográfico conjunto ha permitido establecer una serie de correlaciones entre las unidades que afloran en el área y los procesos tectónicos que habrían tenido lugar, que permiten, al menos por el momento, interpretar a estos últimos como factores de primer orden en el control del desarrollo de la cuña orogénica. Así, los perfiles topográficos obtenidos a las latitudes de los cerros Silvia y Bastión presentan zonas inusualmente elevadas en el antepaís (Figura 5.7B), que además representan un incremento topográfico muy marcado al pasar desde el sector externo al interno (~40 a 53%; Figura 4.15). Estas características se interpretan aquí como un indicio de que la cuña podría haber alcanzado a estas latitudes una configuración supercrítica. Éste es uno de los mecanismos que explican el desarrollo de procesos extensionales durante la convergencia mencionados por Wells et al. (2012).

Con el objetivo de respaldar esta hipótesis, se han evaluado una serie de modelos análogos, numéricos y termomecánicos de cuñas orogénicas doble-vergentes publicados por distintos autores (Buck and Sokoutis, 1994; Wang and Davis, 1996; Willet, 1999; Rossetti et al., 2002; Figura 5.9C–D). Tres consideraciones merecen ser resaltadas antes de realizar el análisis definitivo. En primer lugar, según los modelos numéricos, el comportamiento plástico de *Coulomb* de la cuña orogénica conlleva necesariamente el desarrollo de dos ángulos distintos en la retrocuña -el sector más interno es el más empinado- que dependen del ángulo de fricción basal considerado (Figura 5.9C; véase Wang y Davis, 1996; Willet, 1999, y referencias allí citadas). En estas condiciones, el fenómeno de extensión en los niveles corticales superiores no puede producirse bajo ninguna configuración de la cuña. En segundo lugar, un perfil empinado de la retrocuña se ve favorecido ya sea por la existencia de un obstáculo en el antepaís o por un incremento en la velocidad de convergencia a escala continental (Figura 5.9D; Rossetti et al., 2002). En tercer lugar, si se considera un modelo de deformación lineal de tipo viscoso, se registra el desarrollo de la extensión en la zona axial de la cuña orogénica (Figura 5.9C; Willet, 1999).

5.4.3. Modelo evolutivo: integración de los datos, limitaciones e hipótesis alternativas

Según los datos analizados e interpretaciones elaboradas hasta aquí, se ha postulado que el extremo norte del Macizo Nordpatagónico podría haber actuado como un obstáculo que indujo el mayor acortamiento que se registra al norte de los 41°45'S. Además, se describió la expansión y la migración del magmatismo hacia el antepaís al norte de los 41°45'S durante el período en que tuvo lugar el evento volcánico extensional representado en los cerros Silvia y Bastión. Por lo tanto, resulta factible la hipótesis acerca de una cuña que, en el extremo norte de la faja plegada y corrida, habría adquirido una configuración de sobreempinamiento. A este proceso se habría adicionado un incremento significativo del flujo térmico en el área. Este fenómeno habría permitido el desarrollo de los procesos extensionales identificados en esta tesis, al inducir un comportamiento viscoso de la cuña, tal como el que los modelos numéricos indican que debe existir para que la extensión finalmente se desarrolle (Buck y Sokoutis, 1994).

Cabe aclarar, no obstante, que este tipo de interpretaciones se encuentran fuertemente limitadas por la típica imposibilidad de contar con datos robustos en el sector interno de una faja plegada y corrida, en especial en lo que respecta a la estructura en profundidad. Esto limita, a priori, el análisis cuantitativo, más riguroso, del proceso de evolución de la cuña orogénica en el tiempo. Además, cabe también recordar que los distintos modelos numéricos, análogos y termomecánicos aquí considerados se basan en simplificaciones respecto del comportamiento reológico de la corteza. Las distintas hipótesis aquí planteadas deberán, por lo tanto ser puestas a prueba a partir de otros estudios complementarios.

Para finalizar, cabe señalar que Orts et al. (2012) postularon un modelo alternativo que también permitiría explicar el desarrollo de la extensión en el sector interno de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, en este caso a partir del empinamiento de la placa oceánica (Wells et al., 2012), que explicaría el retroceso del magmatismo hacia la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui a partir del Plioceno. No obstante, y tal como se señaló más arriba, se considera que el caso aquí analizado constituye un fenómeno de extensión localizada y no un proceso orogénico a escala continental como el postulado por los autores. En este sentido, el caso presentado esta tesis constituye uno de los primeros ejemplos de este tipo de fenómenos extensionales localizados (véase el reciente trabajo de Long et al., 2015).

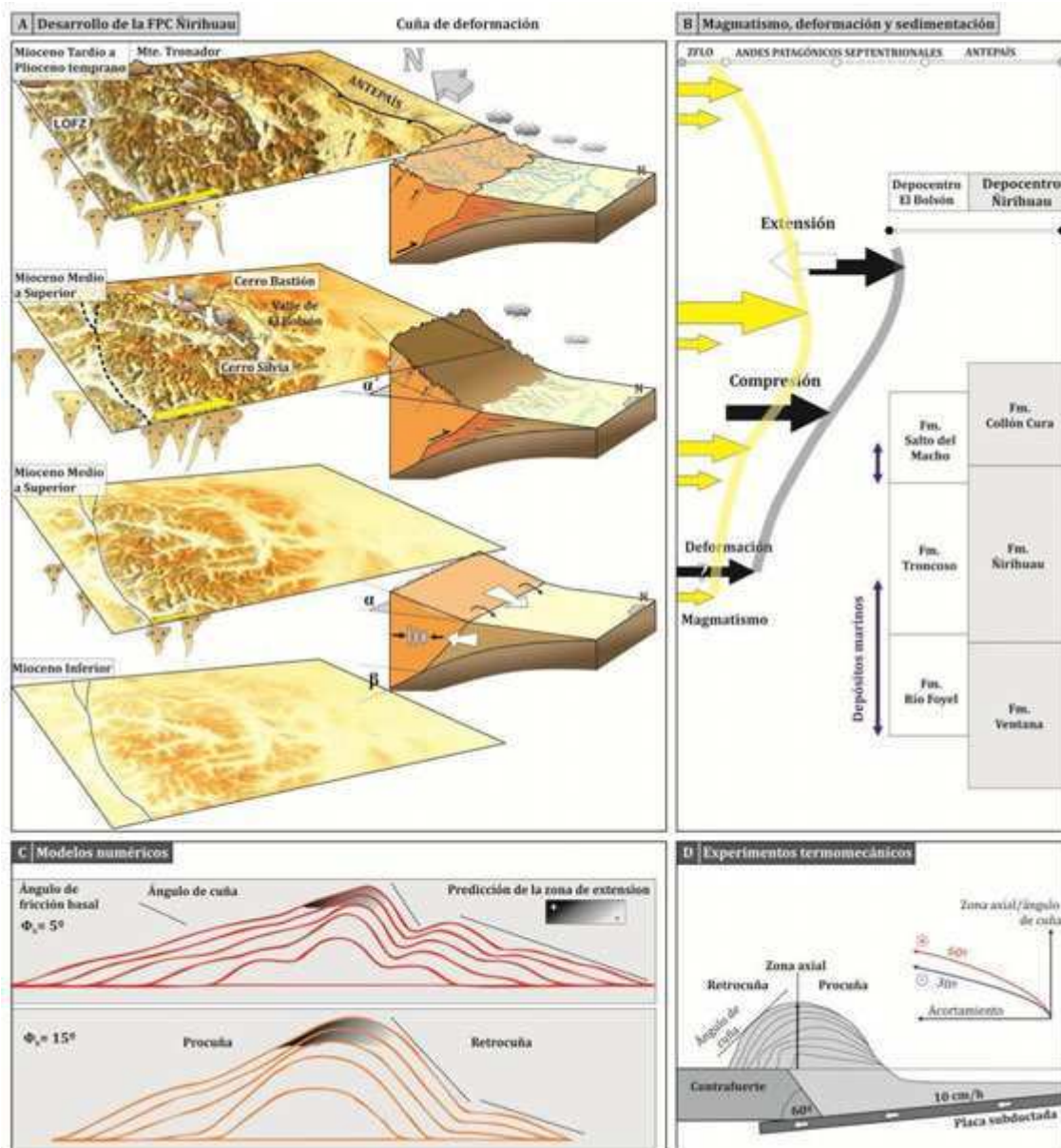


Figura 5.9. Diagrama que resume la evolución de la faja plegada y corrida de Ñirihuau durante el Mioceno. A) Evolución hipotética -en el espacio y en el tiempo- de la deformación. B) Cuadro que representa los principales procesos ocurridos en profundidad y en superficie: magmatismo, deformación y eventos de depositación de la cuenca de Ñirihuau (basado principalmente en Bechis et al., 2014 y en los datos propios). C) Esquema de modelos numéricos presentados por Willet (1999), que representan la influencia que los distintos modelos de comportamiento reológico de las rocas tienen en el desarrollo de la extensión a través de la cuña orogénica. Los paneles consideran un comportamiento plástico de Coloumb pero consideran distintos ángulos de fricción basal; se ha indicado la zona en que tiene lugar la extensión cuando se considera un modelo reológico viscoso lineal. D) Experimentos termomecánicos que permiten evaluar la influencia en la morfología de la cuña orogénica que tiene el ángulo del contrafuerte con el que se encuentra la deformación durante su desarrollo (Rossetti et al., 2002); en el caso de un ángulo elevado y una velocidad de convergencia alta (10 cm/h), se desarrolla una pendiente empinada en la retrocuña, que podría conducir a un estado de sobreempinamiento tal como el que se supone que podría haber desencadenado la extensión en la faja plegada y corrida de Ñirihuau durante el Mioceno Medio a Superior.

6. Conclusiones

Los Andes Patagónicos Septentrionales, en su vertiente oriental, entre los 41° y los 43°S, se caracterizan por la existencia de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, cuyas estructuras principales presentan una forma convexa hacia el antepaís. Ésta representa el proceso de estructuración que este segmento andino sufrió durante el Neógeno e involucra a una serie de unidades volcánicas y sedimentarias miocenas desarrolladas junto con el avance de la deformación.

En el área afloran también unidades ígneas y metamórficas paleozoicas que conforman el basamento, un enorme volumen de rocas jurásico-cretácicas, de naturaleza ígnea predominante, y rocas volcánicas oligocenas. El análisis estructural, al evaluar la distribución de las mismas en relación a la faja plegada y corrida así como sus características más significativas, ha permitido reconocer la existencia de procesos tectónicos de naturaleza cíclica. En particular, ciertos elementos de análisis indirectos y datos que aun no son concluyentes, permiten sugerir que durante tiempos jurásico-cretácicos, posiblemente durante el Cretácico Inferior, los Andes podrían haber sido estructurados a estas latitudes.

El estudio del sector interno de los Andes entre los 41°30' y los 42°30' ha revelado numerosos detalles acerca de las rocas volcánicas jurásico-cretácicas y su relación con las fajas plutónicas que extienden fuera del área de estudio. Se reconoció la existencia de un cuerpo plutónico del Jurásico Inferior (184 Ma, U-Pb LAICPMS en circones) en el sector andino occidental, en una ubicación que se encuentra considerablemente al oeste de la previamente asignada al Batolito Patagónico Subcordillerano. No se identificaron rocas sedimentarias del Jurásico Inferior en el sector andino recorrido, con excepción de aquellas previamente reconocidas en el Cordón del Piltriquitrón.

Se describieron las características de numerosas secuencias de rocas volcánicas jurásico-cretácicas que afloran entre los 41°30' y los 42°S aunque, por lo general, no se pudo precisar si las mismas corresponden a la Formación Huemul (Jurásico Superior) o al Grupo Divisadero (Cretácico Inferior). El análisis geoquímico de los elementos traza demuestra que se trata de rocas de arco. Estas unidades volcánicas se disponen mayormente en contacto tectónico respecto de los cuerpos plutónicos jurásico-cretácicos del Batolito Patagónico Cordillerano. Allí donde se han reconocido contactos intrusivos, los mismos parecen haber actuado como zonas de debilidad en las que se desarrollaron preferencialmente los corrimientos durante el avance de la deformación miocena.

En cuanto al evento principal que tuvo lugar durante el Mioceno, se ha evaluado la información disponible hasta el momento y se han aportado datos nuevos que permiten reconstruir la evolución de la deformación. La deformación compresiva se inició posiblemente

hacia fines del Mioceno Inferior, momento en que el magmatismo comenzaba también a desarrollarse en la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui. Durante el Mioceno Medio, la deformación no sólo progresó en el ámbito de la faja plegada y corrida sino que se extendió considerablemente hacia el este, dando lugar al desarrollo de un antepaís fragmentado. Durante el Mioceno Medio a Superior, mientras la deformación compresiva continuaba activa al este, el sector interno sufría un evento extensional, tentativamente restringido al segmento que va entre los 41°30' y los 42°S. Este evento se encuentra representado por rocas volcánicas sinextensionales que afloran en los cerros Bastión y Silvia, datadas en este trabajo en 14,8 y 7,2 Ma (U-Pb LAICPMS en circones), que fueron asignadas a la Formación Cerro Bastión. Concomitantemente, la actividad magmática del arco migró hacia el este, al norte de los 41°45', dando lugar al emplazamiento de cuerpos plutónicos miocenos.

El análisis morfoestructural ha contribuido a la caracterización de los depocentros volcánicos miocenos reconocidos por primera vez en este trabajo y ha permitido establecer algunas hipótesis acerca de la evolución de la cuña orogénica durante el desarrollo de la deformación. Se ha propuesto que en el extremo norte de la faja plegada y corrida, donde se registran los mayores valores de acortamiento, la cuña orogénica habría adquirido una configuración supercrítica caracterizada por su sobreempinamiento. El incremento significativo del flujo térmico en el área, consecuencia del avance del magmatismo, habría permitido finalmente el desarrollo de los fenómenos extensionales identificados a partir de colapsos locales en el sector interno.

Bibliografía

- Adriasola, A.C., Thomson, S.N., Brix, M.R., Hervé, F., Stöckhert, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Sciences* 95(3): 504-528.
- Aguirre, L., Cortes, J.A., Morata, D., Hervé, F. 1997. Low-grade metamorphism of Mesozoic and Cenozoic volcanic sequences of Patagonia, Chile (43–46 S). *Revista Geológica de Chile* 24: 187-201.
- Aguirre-Urreta, M.B., Ramos, V.A. 1981. Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del Río Roble, provincia de Santa Cruz. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 101-132, Buenos Aires.
- Amante, C., Eakins, B. 2009. Etopo1-1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division, 25 p., Boulder (USA).
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M., Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509: 218-237.
- Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J., Liu, D.-Y. 2012. The North Patagonian Batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (4): 547-554.
- Asensio, M., Zavala, C., Arcuri, M. 2005. Los sedimentos terciarios del río Foyel, provincia de Río Negro, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas (CD-ROM), La Plata.
- Asensio, M., Cornou, E., Malumián, N., Martínez, M., Quattrocchio, M. 2010. Formación Río Foyel, Oligoceno de la cuenca de Ñirihuau: la transgresión pacífica en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 399-405.
- Barreda, V., García, V., Quattrocchio, M., Volkheimer, W. 2003. Edad y paleoambiente de la Formación Río Foyel, Cuenca Ñirihuau, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 35 (2): 229-239.
- Bechis, F., 2004. Geología y estructura del sector medio de los ríos Ñirihuau y Pichi Leufú, provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), 121 p., Buenos Aires.
- Bechis, F. y Cristallini, E.O. 2006. Inflexiones en estructuras del sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 18-25.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V.A. 2014. New Age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwest Patagonia, Argentina (41°–43° S): paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 72-93.
- Bell, M. y Suárez, M. 1997. The Lower Cretaceous Apeleg Formation of the Aisén basin, Southern Chile. Tidal sandbar deposits of an epicontinental sea. *Revista Geológica de Chile* 24(2): 203-225.
- Berger, A.L. y Spotila, J.A. 2008. Denudation and deformation in a glaciated orogenic wedge: the St. Elias orogeny, Alaska. *Geology* 36: 523-526.
- Bertels, A. 1980. Foraminíferos (Protozoa) y ostrácodos (Arthropoda) de las "Lutitas del Río Foyel" (Oligoceno) de la cuenca de Ñirihuau, provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 17 (1): 49-52.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J., Veiga, G.D., Hernandez, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Biró-Bagóczy, L. 1982. Revisión y redefinición de los "Estratos de Quiriquina" Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo, en la isla Quiriquina, 3637' lat. sur, Chile, Sudamérica, con un perfil complementario en Cocholgue. 3° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A29-A64, Concepción.
- Blesa, A. 2004. Geology and mineralization of the Esquel area, Patagonia, Argentina. Master Sciences Thesis, Colorado School of Mines (inédita), 195 p., Boulder (USA).

- Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idleman, B., Zeitler, P.K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 230 (1–2): 125-142.
- Bookhagen, B. y Burbank, D.W. 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophysical Research Letters* 33 (L08405): 1-5.
- Bruce, Z.R.V. 2001. Mesozoic geology of the Puerto Ingeniero Ibáñez area, 46° south, Chilean Patagonia. Ph.D. thesis, University of Canterbury (unpublished), New Zealand.
- Bruce, R., Nelson, E.P., Weaver, S.G., Lux, D. 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; Constraints on magmatic arc development. *Geological Society of America Special Paper* 265: 1-12.
- Buck, W.R. y Sokoutis, D. 1994. Analogue model of gravitational collapse and surface extension during continental convergence. *Nature* 369: 737-740.
- Burns, W.M., Jordan, T.E., Copeland, P., Kelley, S.A. 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°-38° S). En Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° lat)*. Geological Society of America Special Paper 407: 163-184.
- Cabanis, B. y Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2*, 309: 2023-2029.
- Cahill, T.A. y Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97 (B12): 17503-17529.
- Caldenius, C.G. 1932. Las glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia and Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* 14: 1-164.
- Carrasco, V. 1995. Geología y geoquímica del Batolito Norpatagónico y rocas volcánicas asociadas a la zona de falla Liquiñe-Ofqui (41°05'–41°40' L.S.), X Región. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile (inérita), Santiago.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M., Liu, D.-Y. 2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4): 508-530.
- Cazau, L. 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En Leanza, A. (ed.) *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*: 727-740, Córdoba.
- Cazau, L. 1980. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco -Cushamen. En Turner, J.C. (ed.), *Academia Nacional de Ciencias, 2° Simposio Geología Regional Argentina, Actas 2*: 1149-1171, Córdoba.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J., Spalletti, L. 1989. Cuenca de Ñirihuau. En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 299-318, Tucumán.
- Cazau, L., Cortiñas, J., Reinante, S., Asensio, M., Bechis, F., Apreda, D. 2005. Cuenca de Ñirihuau. En Chebli, G.A., Cortiñas, J., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L. (eds.) *Frontera Exploratoria de la Argentina, 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*: 251-273, Mar del Plata.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259: 55-66.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, The Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319: 129-149.
- Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C., Knaack, C. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7: 1-14.
- Cobbold, P.R., Rosello, E.A. 2003. Aptian to recent contractional deformation, foothills of the Neuquén basin, Argentina. *Marine Petroleum Geology* 20 (5): 429-443.
- Coira, B. 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Provincia del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 104 p.

- Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio, C., Ramos, V.A. 1975. Tectónica de basamento en la región occidental del Macizo Norpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30: 361-383
- Colavitto, B., Gianni, G.M., Tobal, J.E., Folguera, A., 2015. Evidencias de deformación en los sedimentos glaciares del extremo norte del valle de El Bolsón, Andes Norpatagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (4) (en prensa).
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1): 469-500.
- Crignola, P. 2000. Depósitos metalíferos, anomalías geoquímicas y recursos energéticos del sector norte de la Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa de Recursos Minerales de Chile, 6, 27 p., 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.
- Cucchi, R. 1980. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 167-173.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C., Varela, R. 1991. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Marcardi y Guillermo, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (3-4): 263-276.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C., Aragón, E. 1994. The Rio Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7(3): 1-10.
- DeCelles, P.G. y Mitra, G. 1995. History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 107: 454-462.
- De La Cruz, R., Suárez, M., Covacevich, V., Quiroz, D. 1996. Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15'-43°45' Latitude S), X Region, Chile. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 417-424, Buenos Aires.
- De La Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D., Bell, M. 2003. Geología del área Coihaique-Balmaceda, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:100.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 80. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181: 1-80.
- Dessanti, R.N. 1972. Andes Patagónicas Septentrionales. En: Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 655-687, Córdoba.
- Diez, O. y M. Zubia 1979. Informe preliminar de la Hoja 41 a, El Bolsón, provincia de Río Negro. Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue (inédito), Comodoro Rivadavia.
- Diez, O. y Zubia, M. 1981. Sinopsis estratigráfica de la región de El Bolsón, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (1): 19-28.
- Diraison, M., Cobbold, P., Rossello, E., Amos, A. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 11(6): 519-532.
- Duhart, P., Crignola, G., Ordoñez, B.A., Muñoz, J. 2000. Franjas metalogénicas en Chiloé continental (41° - 44° S). 9° Congreso Geológico Chileno, Actas: 201-205, Puerto Varas.
- Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martín, M.; Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00' S): geocronología K-Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile* 28 (2): 179-208.
- Duhart, P. y Adriasola, A.C. 2008. New time-constraints on provenance, metamorphism and exhumation of the Bahía Mansa Metamorphic Complex on the Main Chiloé Island, south-central Chile. *Revista Geológica de Chile* 35(1): 79-104.
- Ebbing, J., Braitenberg, C., Götze, H.-J., 2011. Forward and inverse modeling of gravity revealing insight into crustal structures of the Eastern Alps. *Tectonophysics* 337: 191-208.
- Echaurren, A., Henkel, M., Rusconi, F., Tobal, J., Sagripanti, L., Ramos, M., Orts, D., Folguera, A., 2014. Geología y fases de deformación en la Cordillera Patagónica, norte de Chubut (Parque Nacional Los Alerces). 19° Congreso Geológico Argentino, S22-19, Córdoba.

- Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., Lesemann, J.-E. 2009. Glacial effects limiting mountain height. *Nature* 460: 884-888.
- Ferello, R. 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz Norte. 4^a Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 293-310
- Ferré, E.C., Galland, O., Montanari, D., Kalakay, T.J. 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Science* 101 (7): 1673-1688.
- Feruglio, E. 1927. Estudio geológico de la región pre y subandina en la latitud de Nahuel Huapí. *Boletín de Informaciones Petrolíferas* 4: 111-119, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1947. Descripción Geológica de la Hoja 40b, San Carlos de Bariloche, Río Negro, Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomo 2. Buenos Aires.
- Flint, R. y Fidalgo, F. 1963. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 93, Buenos Aires
- Folguera, A. y Iannizzotto, N. 2004. The Lagos La Plata and Fontana fold and thrust belt. Long lived orogenesis at the edge of western Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 541-566.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., García Morabito, E., Ramos, V.A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc (38°–39°30' S) determined from tectonic and gravimetric studies: the Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics* 439: 129-147.
- Frenguelli, J. 1946. Las grandes unidades físicas del territorio argentino. *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 3: 1-114, Buenos Aires.
- Fuenzalida, V.H. 1946-47. Informe geológico sobre la región del río Puelo. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural* 23: 79-106.
- Gabaldón, V. y Lizuaín, A. 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del noroeste del Chubut, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 509-526, Buenos Aires.
- Galland, O., de Bremond d'Ars, J., Cobbold, P.R., Hallot, E. 2003. Physical models of magmatic intrusion during thrusting. *Terra Nova* 15: 405-409.
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of Geological Society* 129: 93-131.
- García Morabito, E., Götze, H.-J., Ramos, V.A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. *Tectonophysics* 499: 1-21.
- García-Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R.E., Heredia, N. 2009. Structure of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences* 98: 1599-1608.
- Ghiara, M.R., Haller, M.J., Stanzione, D., Barbieri, M., Menditti, I., Castorina, F., Trudu, C., Demichelis, A.H., Meister, C.M. 1999. Calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Ver, Patagonian Cordillera (43°10'S): geochemistry and geochronology. 14° Congreso Geológico Argentino 2: 178-181, Salta.
- Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberi, V., Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, M.B., Suárez, F. 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deepwater axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research* 26: 726-745
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 1999. La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos entre los 41° y 42°S, SO de Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 32(1): 103-111.
- Giacosa, R. y Heredia, N. 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18(1): 61-72.
- Giacosa, R., Heredia, N., Césari, O., Zubia, M., González, R., Faroux, A. 2001. Descripción geológica de la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, Provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 279: 77 p.

- Giacosa, R.E., Afonso, J.C., Heredia, N.C., Paredes, J. 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 20(3): 157-170.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M., Allard, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., Clark, A. 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: a case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459 (1): 23-139
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E.O., Bottesi, G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31 (12): 1443-1457.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Gimenez, M. E., Martínez, M.P., Introcaso, A. 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 275-286.
- Gimenez, M. E., Dávila, F., Astini, R., Martínez, M.P. 2011. Interpretación gravimétrica y estructura cortical en la Cuenca de General Levalle, Provincia de Córdoba, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28 (1): 105-117.
- Gonzalez, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E.E., Shyu, J.B.H. 2009. Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23° S–24° S). *Tectonics* 28 (6): TC6003.
- González Bonorino, F. 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b, Río Foyel (Provincia de Río Negro). Dirección de Minería, Geología e Hidrogeología. Boletín 56, 124 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1946. Contribución a la petrología del noroeste de la Patagonia. *Revista Museo La Plata* 4: 1-89.
- González Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Fundación Bariloche, Publicación 16: 1-53, San Carlos de Bariloche.
- González Bonorino, F. 1974. La Formación Millaqueo y la «Serie Porfírica» de la Cordillera Patagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(2): 145-154.
- González Bonorino, F. 1981. Nota sobre la Formación Piltriquitrón y otras formaciones más antiguas y más modernas en la región de El Bolsón, en Río Negro y Chubut. Comentario. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (3): 319-321.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G. 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33 (3): 175-210.
- González Díaz, E. 1979. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° 30' y 41° 00' de latitud sur (provincia del Neuquén). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 525-537, Neuquén.
- González Díaz, E.F. 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40° y 42° sur: la migración de los ciclos intrusivos. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (1): 5-22.
- González Díaz, E. y Lizuaín, A. 1984. El Complejo volcánico-clástico y plutónico del sector cordillerano. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro* 1 (5): 119-129, Buenos Aires.
- González Díaz, E. y Malagnino, E. 1984. Geomorfología de la Provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio I (12): 347-364, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Valvano J. 1978. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (provincia del Neuquén). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 227-242, Neuquén.

- González Díaz, E. y Zubia, M. 1980 a. La “Serie del Piltriquitrón” de la Sierra Chata: su edad y la de sus “plutonitas asociadas”. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (2): 183-186.
- González Díaz, E. y Zubia, M. 1980 b. Un nuevo afloramiento del Terciario inferior continental (Formación Ñorquinco) en el Cerro Piltriquitrón, suroeste de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (2): 203-207.
- Gordon, A. y Ort, M. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 120-127, Mendoza.
- Greco, R. 1975. Descripción geológica de la Hoja 40a, Monte Tronador, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (inédito), Buenos Aires.
- Groeber, P. 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis* 4: 208-240.
- Groeber, P. 1938. *Mineralogía y Geología*. Espasa-Calpe Argentina, 492 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los 41 a 44 y entre los meridianos 69 a 71. 1° Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, Actas, Primera parte 2: 368-379, Santiago.
- Hain, M.P., Strecker, M.R., Bookhagen, B., Alonso, R.N., Pingel, H., Schmitt, A.K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25 S). *Tectonics* 30 (TC2006).
- Haller, M.J. y Lapido, O.R. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (2): 230-247.
- Haller, M. y Lapido, O. 1982. The Jurassic- Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. *Earth Science Reviews* 18: 395-410.
- Haller, M., Linares, M., Ostera, H.A., Page, S. 1999. Petrology and geochronology of the Subcordilleran Plutonic Belt of Patagonia, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 210-214, Villa Carlos Paz.
- Haller, M.J., Lech, R.R., Meister, C.M., Martínez, O., Poma, S., Viera, R.L.M. 2010. Descripción geológica de la Hoja Geológica 4373-IV/III, Trevelin, Provincia de Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 322: 55 p.
- Halpern, M., Stipanovic, P., Toubes, R. 1975. Geocronología (Rb/Sr) en los Andes Australes Argentinos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (2): 180-192.
- Heim, A. 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helveticae* 33 (1): 25-51.
- Hervé, M. 1976. Estudio Geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas (1): B39-B56, Santiago de Chile.
- Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massonne, H.-J., Willner, A. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, Geological Society of London, 414 p., London.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderon, M., Yaxley, G.M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97: 373-394.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E., 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research* 23: 1122-1135.
- Hildreth, W., Fierstein, J., Godoy, E., Drake, R., Singer, B. 1999. The Puelche volcanic field: extensive Pleistocene rhyolite lava flows in the Andes of Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 26 (2): 275-309.
- Hinze, W.J. 2003. Bouguer reduction density, why 2.67? *Geophysics* 68 (5): 1559-1560.
- Iannizzotto, N.F., Folguera, A., Leal, P.R., Iaffa, D. 2004. Control tectónico de las secuencias volcanoclásticas neocomianas y paleogeografía en la zona del Lago La Plata (45°S). Sector interno de la faja plegada y corrida de los lagos La Plata y Fontana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 1-21.
- Introcaso, A., Pacino, M.C., Fraga, H. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° S and 35° S. *Tectonophysics* 205: 31-48.

- Introcaso, A., Martínez, M.P., Giménez, M.A., Ruiz, F. 2004. Geophysical Study of the Valle Fértil Lineament between 28°45'S and 31°30'S: boundary Between the Cuyania and Pampia Terranes. *Gondwana Research* 7: 1117-1132.
- Isacks, B.L. 1992. Long term land surface processes: erosion, tectonics and climate history in mountain belts. En Mather, P.M. (ed.) *TERRA-1: Understanding the Terrestrial Environment*. Taylor and Francis, London, pp. 21-36.
- Jarrard, R.D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics* 24: 217-284.
- Jin, S., Wang, J. 2008. Spreading change of Africa-South America plate: insights from space geodetic observations. *International Journal of Earth Science* 97: 1293-1300.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20(3): 308-324.
- Kalakay, T.J., John, B.E., Lageson, D.R. 2001. Fault-controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and-thrust belt of southern Montana. *Journal of Structural Geology* 23: 1151-1165.
- Keidel, J. 1920. Investigaciones especiales. *Memorias Dirección de Geología y Minería 1917. Anales de Minería y Agricultura, Sección Geológica*, 16 (2): 26-35.
- Krüger, P. 1909. Die Patagonischen Anden zwischen d. 42 und 44 grade südliche Breite, *Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft* 164, 242 p., Gotha.
- Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E., Herail, G., Martinod, J., Regnier, M., De La Cruz, R. 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile triple junction. *Tectonophysics* 385: 211-241.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K. 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics* 455 (1-4): 14-24.
- Lara, L.E., Rodríguez, C., Moreno, H., Pérez de Arce, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del Sur (39°-42°S). *Revista Geológica de Chile* 28: 67-90.
- Leal, P.R. 1999. Petrografía de las rocas ígneas de los alrededores del Lago Nahuel Huapi, Neuquén. 14° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 2: 207-210, Salta.
- Leanza, A.F. 1972. Andes Patagónicos Australes. En Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias*: 689- 706, Córdoba.
- Linares, E. 2007. Catálogo de edades radiométricas de la Republica Argentina, Años 1957-2005. *Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina: Serie F (CD-ROM)*.
- Lizuaín, A. 1979. La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34 (1): 69-72.
- Lizuaín, A. 1980. Las formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(2): 174-186.
- Lizuaín, A. 1981. Características y edad del plutonismo en los alrededores del lago Puelo. Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 607-616, Neuquén.
- Lizuaín, A. 1983. Geología de la Cordillera Patagónica entre las localidades de Lago Puelo y Leleque, Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inérita), 128 p., Universidad de Buenos Aires.
- Lizuaín, A. 1987. El vulcanismo cretácico de la Cordillera Patagónica entre los lagos Puelo y Cholila, provincia del Chubut. 10° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 4: 213-216, San Miguel de Tucumán.
- Lizuaín, A. 1999. Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica septentrional. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Subsecretaria de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29, 433-556, Buenos Aires.
- Lizuaín, A. y Viera, R. 2010. Descripción geológica de la Hoja 4372-I y II, Esquel, Provincia de Chubut. *Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín* 369: 1-92.

- Ljungner, E. 1931. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera, Vorläufige Mitteilungen über statliche Arbeiten am See Nahuel Huapi in dem argentinischen National Park unter dem 41 Breitegrad. Bulletin of the Geological institution of the University of Upsala 23: 203-242.
- Long, S.P., Thomson, S.N., Reiners, P.W., Di Fiori, R.V. 2015. Synorogenic extension localized by upper-crustal thickening: an example from the Late Cretaceous Nevadaplano. *Geology* 43 (4): 351-354.
- Lonsdale, P. 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics* 404: 237-264
- López-Escobar, L., Parada, M.A., Moreno, H., Frey, F., Hickey-Vargas, R. 1992. A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. *Revista Geológica de Chile* 19 (2): 211-226.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D., Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 20 (1): 35-55.
- López-Escobar, L., Parada, M.A., Hickey-Vargas, R., Frey, F.A., Kempton, P.D., Moreno, H. 1995. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°-42° S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119 (4): 345-361.
- López Gamundi, O.R. 1980. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 187-194.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot 3.0-A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special publication 4, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 71 p., California.
- Macedo, J.M. y Marshak, S. 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salient. *Geological Society of America Bulletin* 111: 1808-1822.
- Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A., Quevedo, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: drivers and the geological record. *Tectonics* 32 (5): 1049-1065.
- Malumián, N. y Nández, C. 2011. The Late Cretaceous-Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biological Journal Linnean Society* 103: 269-288.
- Mancini, D. y Serna, M. 1985. Geological and geophysical evaluation of the Ñirihuau Argentina, Argentina. Esso Exploration (Informe Inédito).
- Mancini, D. y Serna, M. 1989. Evaluación petrolera de la Cuenca de Ñirihuau. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 739-762, Mar del Plata.
- Márquez, M. y Giacosa, R. 1989. Mineralización asociada a diques terciarios de dacita-andesita-basalto en la Cordillera Patagónica Septentrional y Central, provincias de Río Negro y Chubut. *Correlación Geológica* 3: 83-90.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Kleinhanss, I.C. 2011. Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: an integrated perspective base don Sm-Nd isotope systematics. *Journal of South American Science* 31: 324-341.
- Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L., Fielding, E.J. 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research* 99 (B7): 941-956.
- Massaferro, G.I., Haller, M.J., D'Orazio, M., Alric, V.I. 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A tectonomagmatic approach. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 155: 227-243
- Mazzoni, M.M., Benvenuto, A. 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Curá Formation northwestern Patagonia. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 87.90, San Juan.
- Mella, M., Muñoz, J., Vergara, M., Klohn, E., Farmer, L. Stern, C., 2005. Petrogenesis of the Pleistocene Tronador volcanic group, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* 32 (1): 131-154.
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A., Echtler, H. 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37–39°S). En Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat)*, Geological Society of America Special Paper 407: 73-95, London.

- Mercer, J.H. y Sutter, J.F. 1982. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: Implications for global ice-sheet history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 38: 185-206.
- Meschede, M. y Barckhausen, U. 2000. En Silver, E.A., Kimura, G., Shiple, T.H. (eds.) Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 170, TX:1-10. Disponible online.
- Miró, R. 1967. Geología glaciaria y preglaciaria del valle de Epuyén, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22 (3): 177-202.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M., Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39-42 S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences* 1(3): 309-316.
- Muñoz, J. 1988. Volcanismo Mioceno superior (Tortoniano) en la región del Alto BíoBío. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 275-296, Santiago.
- Muñoz, J. y 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° S and 39° S. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 147-162.
- Muñoz, J. y Stern, C. 1989. Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the Southern South American continental margin. *Journal of Geophysical Research* 94 (B4): 4545-4560.
- Niemeyer, H. 1975. Geología de la Región entre Lago General Carrera y el río Chacabuco, provincia de Aisén, Chile. Tesis de grado, Universite de Chile (inédita), 309 p., Santiago.
- Nulló, F.E. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 167: 79 p.
- Orts, D., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43° S). *Tectonics* 31: 1-24.
- Orts, D., Folguera, A., Gimenez, M., Ruiz, F., Rojas Vera, E., Lince Klinger, F. 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics* 86: 26-41.
- Paces, J. y Miller, J. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota; geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research* 98(B8). doi: 10.1029/93JB01159.
- Pacino, M.C. y Introcaso, A. 1987. Regional anomaly determination using the upwards continuation method. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 29: 113-122.
- Page, S. y Page, R. 1999. Las Diabasas y Gabros del Jurásico de la Precordillera del Chubut. *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (17): 489-495, Buenos Aires.
- Pankhurst, R., Herve, F., Rojas, L., Cembrano, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42°-42°30'S). *Tectonophysics* 205(1-3): 283-294.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F., Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society* 156(4): 673-694.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.O. 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41 (5): 605-625.
- Pankhurst, R.J., Hervé, F., Fanning, M., Suárez, M. 2003. Coeval plutonic and volcanic activity in the Patagonian Andes: the Patagonian Batholith and the Ibáñez and Divisadero Formations, Aisén, southern Chile. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas en CD-ROM, Concepción.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76: 235-257.
- Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Heredia, N. 2009. Sedimentary evolution of Neogene continental deposits (Ñirihuau Formation) along the Ñirihuau River, North Patagonian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28(1): 74-88.

- Parra, M., Mora, A., Lopez, C., Rojas, L.E., Horton, B.K. 2012. Detecting earliest shortening and deformation advance in thrust belt hinterlands: example from the Colombian Andes. *Geology* 40: 175-178.
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O. 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana* 8 (3-4): 372-412.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K. 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research* 117 (B04406): 1-38.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983
- Pearson, D.M., Kapp, P., DeCelles, P.G., Reiners, P.W., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Pullen, A. 2013. Influence of pre-Andean crustal structure on Cenozoic thrust belt kinematics and shortening magnitude: Northwestern Argentina. *Geosphere* 9 (6): 1766-1782.
- Peckay, Z., Haller, M.J., Nemeth, K. 2007. Preliminary K/Ar geochronology of the Crater Basalt volcanic field (CBVF), northern Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 25-29.
- Pesicek, J.D., Engdahl, E.R., Turber, C.H., DeShon, H.R., Lange, D. 2012. Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 M 8.8 Maule earthquake (40-40°S), Chile. *Geophysical Journal International* 191: 317-324.
- Petersen, C. y González Bonorino, F. 1947. Observaciones geológicas en el Chubut Occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(3): 177-22.
- Poblete, J.A., Bissig, T., Mortensen, J.K., Gabites, J., Friedman, R., Rodríguez, M. 2014. The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous magmatism and protracted history of epithermal Ag-Au mineralization. *Economic Geology* 109: 487-502.
- Pöhlmann, R. 1898. Clasificación petrográfica de las muestras de rocas coleccionadas por el S. Dr. H. Steffen durante sus dos Expediciones a los ríos Puelo y Manso, Universidad de Santiago de Chile.
- Ponza, A., Pazzaglia, F.J., Picotti, V. 2010. Thrust-fold activity at the mountain front of the Northern Apennines (Italy) from quantitative landscape analysis. *Geomorphology* 123: 211-231.
- Quartino, B. 1952. Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos La Plata y Fontana. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inérita), 117 p., Universidad de Buenos Aires.
- Quensel, P. 1911. Geologisch-petrographische Studien in der Patagonischen Cordillera. *Bulletin of the Geological institution of the University of Upsala* 11: 1-114.
- Quiroz, D.P. y Bruce, Z. 2010. Geología del área Puerto Ingeniero Ibañez-Villa Cerro Castillo, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Escala 1:100.000, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 124. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Rabassa, J. 1975. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, 119 p., La Plata.
- Rabassa, J. 1978. Estratigrafía de la región de Pilcaniyeu Comallo, Provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 731-746, Neuquén.
- Rabassa J. y Clapperton C.M. 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 153-174.
- Rabassa, J., Evenson, E.B., Stephens, G.C. 1986. Nuevas evidencias del englazamiento Plioceno-Pleistoceno inferior en los Andes Patagónicos Septentrionales: Cerro Tronador, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (3-4): 405-409.
- Radic, J.P., Alvarez, P., Rojas, L., Czollak, C., Parada, R., Ortiz, V. 2009. La Cuenca de Valdivia como parte del sistema de antearco de la plataforma continental de Chile central entre los 36 y 40S. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas en CD Rom: S10_032, Santiago.
- Ramos, M.E., Orts, D.L., Calatayud, F., Pazos, P.J., Folguera, A., Ramos, V.A. 2011. Estructura, Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca de Nirihuau en las nacientes del río Cushman, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 210-224.
- Ramos, M.E., Tobal, J.E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D.L., Giménez, M., Ramos, V.A. 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from

- synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~42°S). *Journal of South American Earth Science* (en prensa).
- Ramos, V.A. 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 43-64, Santiago
- Ramos, V.A. 1981. Evaluación fotogeológica Área Ñirihuau. Pluspetrol (inédito), 94 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1982. Las ingresiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina). 3° Congreso Geológico Chileno, Actas: A262-A288, Concepción
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2005. Seismic ridge subduction and topography: foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics* 399: 73-86.
- Ramos, V.A. Aguirre-Urreta, M.B. 1994. Cretaceous evolution of the Magallanes basin. En: Salfity, J.A. (ed.) *Cretaceous Tectonics of the Andes*, Earth Evolution Series, Fried. Vieweg and Sohn, Braunschweig/Wiesbaden: 315-345.
- Ramos, V.A. y Cortés, J. 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, Relatorio I (12): 317-346, Buenos Aires.
- Ramos, V., Cristallini, E., Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Rapela, C.W., Spalletti, L., Merodio, J.C. 1983. Evolución magmática y geotectónica de la Serie Andesítica andina (Paleoceno-Eoceno) en la cordillera norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4): 469-484.
- Rapela, C., Munizaga, F., Dalla Salda, L., Hervé, F., Parada, M., Cingolani, C. 1987. Nuevas edades K-Ar de los granitoides del sector nororiental de los Andes Patagónicos. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 18-20, Tucumán.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 1(1): 75-88.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. *Geological Society, Special Publications*, 246(1): 217-239, London.
- Rassmuss, J. 1922. Apuntes geológicos sobre los hallazgos de carbón al Sur del Lago Nahuel Huapi. Servicio Geológico, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Buenos Aires, Boletín 28, Serie B (Geología): 5-22, Buenos Aires.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1968. Descripción Geológica de la Hoja 41 c, Río Chico, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, (inédito), Buenos Aires.
- Rolando, A.P., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Fernandez, R.R., Etcheverry, R.O., Schalamuk, I.A., McNaughton, N.J. 2002. SHRIMP zircon U-Pb evidence for extended Mesozoic magmatism in the Patagonian Batholith and assimilation of Archean crustal components. *Journal of South American Earth Sciences* 15(2): 267-283.
- Rolando, A.P., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Fernández, R.R., Etcheverry, R.O., Schalamuk, I.A., McNaughton, N.J. 2004. SHRIMP U-Pb zircon dates from igneous rocks from the Fontana Lake region, Patagonia: implications for the age of magmatism, Mesozoic geological evolution and age of basement. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 1-19.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Ranalli, G. 2002. The influence of backstop dip and convergence velocity in the growth of viscous doubly vergent orogenic wedges: Insights from thermomechanical laboratory experiments. *Journal of Structural Geology* 24: 953-962.
- Roth, S. 1922. Investigaciones geológicas en la región norte de la patagonia durante los años 1897 a 1899. *Revista Museo de la Plata* 27: 333-392 y 28: 146-180.
- Ruiz, L.E., 2013. Análisis geomorfológico, sedimentológico y cronoestratigráfico, de depósitos glaciales, periglaciales y glaciogénicos, en la Cordillera de los Andes y zonas adyacentes entre el paralelo 42° y

- el 43° LS, desde la última glaciación. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inédita), Universidad de Buenos Aires.
- Sellés, D. y Moreno, H. 2011. Geología del volcán Calbuco. Escala 1:50.000, Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, serie Geología Básica 130, 38 p., Santiago, Chile.
- Sepúlveda, E.G. y Viera, R.M. 1980. Geología y área de alteración en el cerro Colorado y alrededores, Chubut noroccidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (2): 195-202.
- Sernageomin-BRGM 1995. Carta Metalogénica X Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Informe Registrado IR-95-05, 10 Vols, Santiago.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth Science Reviews* 113: 212–270.
- Siebert, L., Simkin, T. 2002. *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions*. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, <http://www.volcano.si.edu/world/>
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S)-Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 49-64
- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1-2): 1-35.
- Somoza, R. y Ghidella, M.E. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 797-809.
- Somoza, R., Ghidella, M.E. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters* 331-332: 152-163.
- Spalletti, L.A. 1981. Facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina Revista* 36 (3): 286-311.
- Spalletti, L.A. 1983. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4): 454-468.
- Spalletti, L. y Dalla Salda, L. 1996. A pull-apart volcanic related Tertiary Basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 9 (1-4): 197-206.
- Spalletti, L.A. y Matheos, S.D. 1987. Composición de sedimentitas silicoclásticas terciarias de la cuenca de Ñirihuau (Patagonia Occidental) y su significado tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (3-4): 322-337.
- Spikermann, J.P., Strelin, J.A., Marshall, P., Carrillo, R., Montenegro, T., Lago, M., Villalba, E., Pérez, A. 1988. Geología del área El Batolito Aleusco, Departamento de Languineo, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 19 (1): 39-48.
- Spikermann, J.P., Strelin, J.A., Marshall, P., Carrillo, R., Montenegro, T., Lago, M., Villalba, E., Pérez, A., 1989. Caracterización geológica y petrológica del Batolito Aleusco, Departamento de Languineo, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 20 (1): 33-42.
- Steffen, H. 1893. Beiträge zur Topographie und Geologie der andinen Region von Llanquihue. En: *Festschrift, Ferdinand Freiherrn von Richthofen zum sechzigsten Geburtstag, dargebracht von seinen Schülern*, p. 307-337, Berlin.
- Steffen, H. 1904. Bericht über eine Reise in das chilenische Fiordgebiet, *Verh. d. Deutsch. wiss. Vereins*, 37-116, Santiago de Chile.
- Sternai, P., Herman, F., Champagnac, J.D., Fox, M., Salcher, B., Willet, S.D. 2012. Pre-glacial topography of the European Alps. *Geology* 40 (12): 1067-1070.

- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., Trauth, M.H. 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 35: 747-787.
- Strecker, M.R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M.P., Hilley, G.E., Mortimer, E., Schoenbohm, L., Sobel, E.R. 2009. Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology* 37 (7): 643-646.
- Suárez, M. y De La Cruz, R. 1997. Edades K-Ar del Grupo Ibáñez en la parte oriental del Lago General Carrera (46-47° LS), Aysén, Chile. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1548-1551, Antofagasta.
- Suárez, M. y De La Cruz, R. 2001. Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45-48°S). *Geological Magazine* 138: 53-66.
- Suárez, M. y Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Bio-Bio (1:250.000). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) 71 p., Santiago.
- Suárez, M. y Márquez, M. 2007. A Toarcian retro-arc basin of Central Patagonia (Chubut), Argentina: Middle Jurassic closure, arc migration and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 34 (1): 63-79.
- Suárez, M., Demant, A., De La Cruz, R. 1999. Volcanismo calcoalcalino en W Provincia Chon Aike: Grupo Ibáñez, Jurásico Superior-Cretácico Inferior temprano, Cordillera Patagónica de Aysén, Chile (45°30'-46°30'S). 4° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 186-189, Salta.
- Suárez, M., de la Cruz, R., Aguirre-Urreta, B., Fanning, M. 2009. Relationship between volcanism and marine sedimentation in northern Austral (Aysén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontologic evidence, *Journal of South American Earth Sciences* 27(4): 309-325.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Bell, M., Demant, A. 2010. Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana. *Geological Magazine* 147: 193-205.
- Sun, S.-S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D. y Nary, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication 42: 313-345, London.
- Tagiri, M., Moreno, H., López-Escobar, L., Notsu, K. 1993. Two types of the high-alumina basalt series of Osorno Volcano, Southern Andes (41°06'S)-plagioclase dilution effect. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology* 88 (7): 359-371.
- Tašárová, Z.A. 2007. Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone (36°S-42°S) and its role in the gravity field. *Geophysical Journal International* 170 (3): 995-1014.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p., London.
- Thiele, R., Castillo, J.C., Hein, R., Romero, G., Ulloa, M. 1978. Geología del sector fronterizo de Chiloé continental entre los 43° - 43°45' latitud sur, Chile (columnas de Futaleufú y Palena). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 577-591, Neuquén.
- Thomson, S.N. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42° S and 46° S: an appraisal based on fission track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin* 114(9): 1159-1173.
- Thomson, S.N., Hervé, F., Stöckhert, B. 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics* 20 (5): 693-711.
- Thomson, S.N. y Hervé, F. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile* 29(2): 1-16.
- Thomson, S.N., Brandon, M.T., Tomkin, J.H., Reiners, P.W., Vásquez, C., Wilson, N.J. 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467: 313-317.
- Tibaldi, A. 2008. Contractual tectonics and magma paths in volcanoes. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 176: 291-301.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Rovida, A. 2009. Miocene-Quaternary structural evolution of the Uyuni-Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics* 471: 114-135.
- Tibaldi, A., Pasquarè, F.A., Tormey, D. 2010. Volcanism in reverse and strike-slip fault settings. En Negendank, J. (ed.) *Springer-Verlag, New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*, p. 315-348.

- Tobal, J. 2010. Estudio geológico del cordón del Hielo Azul al oeste de El Bolsón (Provincia de Río Negro). Tesis final de licenciatura (inédita), 88 p., Universidad de Buenos Aires.
- Tobal, J.E., Rojas Vera, E., Folguera, A., Ramos, V.A. 2012. Deformación andina en el cordón del Hielo Azul al oeste de El Bolsón: implicancias en la evolución tectónica de la Cordillera Norpatagónica en Río Negro, Argentina. *Andean Geology* 39 (3): 442-463.
- Tobal, J.E., Folguera, A., Likerman, J., Naipauer, M., Sellés, D., Boedo, F., Ramos, V.A., Giménez, M. 2012. Middle to late Miocene extensional collapse of the North Patagonian Andes (41°30'-42°S). *Tectonophysics* 657: 155-171.
- 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: 537-556
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 153-164.
- Turner, J.C.M. 1973. Descripción de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138, 86 p., Buenos Aires.
- Ugarte, F. 1966. La Cuenca Compuesta Carbonífero-Jurásica. *Anales de la Universidad de la Patagonia San Juan Bosco* 1(1): 37-68.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: Main tectonic events, magmatic activity, and depositional trends. En: McKenzie, G.D. (ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, American Geophysical Union, Geophysical Monographies: 271-286.
- Uliana, M.A. y Robbiano, J.R. 1974. Pseudoplicues de la Formación Collón Curá en Cañadón Quiñi Huao (Puesto Vidondo) y Piedra del Águila (Cerro Bayo) provincia de Río Negro y Neuquén, Rep. Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 29: 213-222.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps D.W., Gust, D.A. 1985. Significado del vulcanismo y extensión meso-jurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40 (3-4): 231-253.
- Valencia, V.A., Ruiz, J., Barra, F., Geherls, G., Ducea, M., Titley, S.R., Ochoa-Landín, L. 2005. U-Pb zircon and Re-Os molybdenite geochronology from La Caridad porphyry copper deposit: insights for the duration of magmatism and mineralization in the Nacozari District, Sonora, Mexico. *Mineralium Deposita* 40 (2): 175-191.
- Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A. 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nature Geoscience* 4: 688-692.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga Jr., O., Passarelli, C. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 167-187.
- Verduzco, B., Fairhead, J., Green, C., Mackenzie, C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* 23 (2): 116-119.
- Vergara, M. y Muñoz, J. 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta cordillera Andina Chilena (36°-39°S), sus características petrográficas y petrológicas: Una revisión. *Revista Geológica de Chile* 17: 31-46.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (1): 221-250.
- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (1): 1-13.
- Wang, W.H. y Davis, D.M. 1996. Sandbox model simulation of forearc evolution and noncritical wedges. *Journal of Geophysical Research* 101: 11329-11339.
- Watt, S.F.L. 2010. Records of volcanism and controls on volcanic processes in southern Chile. Ph.D. Thesis (inédita), Worcester College and the Department of Earth Sciences, 367 p., University of Oxford.

- Watt, S.F.L., Pyle, D.M., Mather, T.A. 2011. Geology, petrology and geochemistry of the dome complex of Huequi volcano, southern Chile. *Andean Geology* 38 (2): 335-348.
- Wehrli, L. 1899. Rapport préliminaire sur mon expedition géologique dans la Cordillère Argentino-Chilienne da 40° et 41° lat. Sud (region Nahuel Huapi). *Revista del Museo de La Plata* 9: 223-252.
- Wells, M.L., Hoisch, T.D., Cruz-Uribe, A.M., Vervoort, J.D. 2012. Geodynamics of synconvergent extension and tectonic mode switching: Constraints from the Sevier-Laramide orogeny. *Tectonics* 31: TC1002.
- Whipple, K.X. 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience* 2: 97-104.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wichmann, R. 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro. Ministerio de Agricultura, Dirección de Minas y Geología, Buenos Aires, *Boletín* 39: 1-27.
- Willet, S. 1999. Rheological dependence of extension in wedge models of convergent orogens. *Tectonophysics* 305: 419-435.
- Willner, A.P., Glodny, J., Gerya, T., Godoy, E., Massonne, H.-J. 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos* 75 (3-4): 283-310.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Windhausen, A. 1926. Las antiguas conexiones de la Patagonia. *Boletín la Academia Nacional de Ciencias* 28: 213-250.
- Windhausen, A. 1931. Geología Argentina. En: Peuser, J. (ed.) *Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino* (2da parte), 645 p., Buenos Aires.
- Wood, D.A., Tarney, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuilet, M., Cann, J.R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOD Leg. 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters* 42: 77-79.
- Yrigoyen, M. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario en la Argentina. *Ameghiniana* 6 (4): 315-329.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T.R., del Pino, D., Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35-39S lat)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.
- Zanolla, C., Braitenberg, C., Ebbing, J., Bernabini, M., Bram, K., Gabriel, G., Götze, H.-J., Giammetti, S., Meurers, B., Nicolich, R., Palmieri, F. 2006. New gravity maps of the Eastern Alps and significance for the cristal structures. *Tectonophysics* 414: 127-143.
- Zapata, T., Allmendinger, R. 1996. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. *Tectonics* 15: 1065-1083.
- Zapata, T., Folguera, A. 2004. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (eds) *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications 252: 37-56.

Apéndices

A. Descripción de cortes petrográficos

Muestra	Roca	Unidad	Descripción	Año	Localidad
J1	Granodiorita	BPC	Text. granosa mediana hipidiomorfa inequigranular. Qz+plg+FK+bio+anf+ap	2009	Co. Lindo
J3	Toba lítica	Volcanismo Js-Ki	FL: mayoría volc., plut. y pirocl. Matriz: fragm.de cristalocl. y vitrocl. tamaño pulvícula.	2009	Co. Lindo
J4	Granodiorita	Volcanismo Js-Ki	Text. Granosa fina inequigranular hipidiomorfa. Plg+Qz+FK+bt+op	2009	Co. Lindo
J6	Dacita	Volcanismo Js-Ki	Text. porfírica con pasta microgranosa. Plg+máfico alterado (bio o anf?)+qz+FK	2009	Co. Lindo
J7	Granito	BPC	Text. granosa mediana alotriomorfa inequigranular. Qz+plg+FK+bio+op	2009	Co. Lindo
J9	Andesita/Dacita	Volcanismo Js-Ki	Text. porfírica, con pasta microgranosa. Qz+plg+FK+anf+ap+op	2009	Co. Hielo Azul
J10	Toba lítica	Volcanismo Js-Ki	C:plg,fk,qz,máfico(chl). L: RV pasta microgranosa, RP. Matriz vítrea tamaño polvo. Atrición!	2009	Co. Hielo Azul
J14B	Toba lítica (a vítrea)	Fm. Cerro Bastión	C: plg+qz. FL: volc. V: pómez recrist. Matriz: vitrocl. tam. pulvícula+fragm. cristales	2009	Co. Hielo Azul
J15B	Basalto/Andesita	Fm. Cerro Bastión	Text. porfírica amigdaloides con pasta hialopilitica.	2009	Co. Hielo Azul
1	Basalto/Andesita	Fm. Cerro Bastión	Text. afírica con pasta pilotáxica fluidal. Plg+px?+op	2011	Co. Bastión
2	Toba lítica	Fm. Cerro Bastión	C:qz+plg+FK. V: pómez. FL: volcánicos. Matriz: vitrocl. tam. pulvícula+fragm. Cristales	2011	Co. Bastión
3	Basalto/Andesita	Fm. Cerro Bastión	Text. porfírica con pasta pilotáxica fluidal y afieltrada. Plg+hbl+ap+op	2011	Co. Bastión
6	Basalto/Andesita	Fm. Cerro Bastión	Text. seriada con pasta intersertal? Plg+anf+px+op	2011	Co. Bastión
8 (2)	Toba vítrea	Fm. Cerro Bastión	Text. eutaxítica. C:qz+plg+FK. FL: volc. y plut. V: fiammes desvitrif. Matriz: vitrocl. tam. Pulvícula color castaño	2011	Co. Bastión

			claro. Text. Axiolítica en sectores. Desvitrificada.		
10	Basalto/ Andesita	Fm. Cerro Bastión	Text. porfírica con pasta intergranular. Plg+cpx (augita Ti)+hbl+ap+op	2011	Co. Bastión
11	Toba lítica	Fm. Cerro Bastión	C:qz+plg+FK. FL: volc. Matriz vítrea recristalizada (tipo felsítica)	2011	Co. Bastión
12 (2)	Bloque y ceniza? Dacítico	Fm. Cerro Bastión	FL: afíricos y porfíricos, pero igual composición. Monolitológicos. Matriz: fragm de cristales+vitrocl. tam. pulvícula.	2011	Co. Bastión
13	Basalto/ Andesita	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con pasta pilotáxica fluidal a microgranosa. Plg+Anf+Ap+Op. Qz+FK en pasta	2011	Co. Bastión
14	Basalto/ Andesita	Volcanismo Js-Ki	Text. porfírica con pasta hialopilítica. Plg+op+máfico alterado (anf o px?)	2011	Co. Bastión
15	Granito	BPC	Text. granosa hipidiomorfa inequigranular. Qz+plg+FK+bio+op	2011	Co. Bastión
P002	Dacita	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con pasta microgranosa a granofírica. Qz+plg+FK+anf+op	2012	Co. Perito Moreno
P003	Gabro /Diorita	Volcanismo Js-Ki	Text. Granosa media inequigranular hipidiomorfa. Plg+Cpx?+Qz+Op.	2012	Co. Perito Moreno
P005	Andesita/Basalto	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con pasta pilotáxica afieltrada y fluidal. Plg+máfico cloritizado (anf o px?)+op	2012	Co. Perito Moreno
P006	Basalto / Andesita	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con pasta intergranular. Cpx+plg+op.	2012	Co. Perito Moreno
PM1	Andesita /Basalto	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con pasta microgranosa. Plg+Anf+Bt+Op+qz y fk en pasta	2012	Co. Perito Moreno
PM3	Roca piroclástica	Volcanismo Js-Ki	FL: afíricos, con pasta intersertal a hialopilítica. Subangulosos. Matriz epidotizada	2012	Co. Perito Moreno
P11	Andesita/Basalto	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con pasta intergranular?	2012	Co. Perito Moreno
PM GRA	Gabro/Diorita	BPC	Text. Granosa muy fina hipidiomorfa equigranular. Plg+máfico cloritizado+tit+op	2012	Co. Perito Moreno
PER009-GRA	Granodiorita	BPC	Text. granosa fina hipidiomorfa inequigranular a	2012	Co. Perito Moreno

			granofírica. Qz+plg+FK+px?+ap+op		
DEDO 006-007	Basalto/Andesita	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con parta pilotáxica afieltrada. Plg+Cpx?+Ttn+Op	2012	Co. Dedo Gordo
DEDO 8.2	Basalto/Andesita	Volcanismo Js-Ki	Text. Afírica con pasta intergranular. Plg+Px+Op	2012	Co. Dedo Gordo
D012	Basalto/Andesita	Volcanismo Js-Ki	Text. Escasamente porfírica con pasta intergranular. Plg+px(chl)+ttn	2012	Co. Dedo Gordo
C-SIL 1 (2)	Andesita.	Fm. Cerro Bastión	2RV en contacto neto ondulado. RV1: Porfírica con pasta microgranosa. RV2: Porfírica con pasta pilotáxica afieltrada. Ambas son andesitas.	2012	Co. Silvia
SIL T2 (2)	Toba vítrea	Fm. Cerro Bastión	C: FK, plg, anf?. V: pómez. L: RV. Matriz vítrea, tamaño polvo.	2012	Co. Silvia
SIL T3	Toba lítica	Fm. Cerro Bastión	C: qz,plg. V: pómez. L: RV con pasta hialopilítica. Matriz vítrea	2012	Co. Silvia
SIL-9	Gabro/Diorita	Fm. Cerro Bastión	Text. Granosa mediana a gruesa hipidiomorfa inequigranular. Plg (An54)+qz+anf+op+fk	2012	Co. Silvia
Div-V	Dacita	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con pasta microgranosa. Qz+Plg+FK+Máfico escaso alterado+Ttn+Zr+Op	2013	Co. Ventisquero
BSMU1	Basalto/Andesita	Fm. Cerro Bastión	Text. Porfírica con pasta pilotáxica afieltrada a microgranosa. Plg (An54)+hbl?+qz y fk en pasta	2014	Co. Bastión
BSMU2	Toba vítrea	Fm. Cerro Bastión	Text. Eutaxítica. C: qz,plg,fk,anf. V: fiammes, TV. L: RV porfíricas con pasta hialopilíticas a vítreas. Matriz vítrea	2014	Co. Bastión
PI1		Fm. Piltriquitrón	Text. Escasamente porfírica con pasta microgranosa. Plg+Qz+FK+Anf+Zr+Op	2014	Cn. del Piltriquitrón
PI12	Basalto/Andesita	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica con pasta intersertal, arreglos subofíticos. Plg+Cpx+Anf?+op	2014	Cn. del Piltriquitrón
PI13	Basalto/Andesita	Volcanismo Js-Ki	Text. Porfírica amigdaloides con pasta hialopilítica. Plg+op+máfico cloritizado	2014	Cn. del Piltriquitrón
PI4-DIQ A	Gabro/Diorita	Volcanismo Js-Ki	Text. Granosa fina inequigranular hipidiomorfa. Plg+Qz+Anf+Ap+Op	2014	Cn. del Piltriquitrón

B. Análisis geoquímicos de las rocas jurásico-cretácicas

Elementos mayoritarios								
Muestra	13	DIV-V	P002	P003	DEDO	J4	J6	J9
SiO ₂	61.3	74	69.7	47.8	58.9	76	75.8	73.4
Al ₂ O ₃	17.8	12.4	14.1	18.8	17.15	12.6	13.9	14.15
TiO ₂	0.43	0.24	0.42	1.2	0.98	0.22	0.16	0.38
Fe ₂ O ₃	6.24	3.15	3.9	9.93	8.26	1.64	2.87	2.96
CaO	4.57	1.68	1.1	14.15	3.94	0.75	0.56	0.7
MgO	1.61	0.57	0.81	2.9	3.12	0.2	0.32	1.05
MnO	0.13	0.05	0.08	0.19	0.14	0.03	0.07	0.08
Na ₂ O	4.66	3.37	4.41	0.76	4.91	4.93	4.94	5.48
K ₂ O	0.37	2.12	2.64	0.07	2.18	1.48	2.13	2.16
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.01	0.01	-	-	0.01
P ₂ O ₅	0.17	0.06	0.1	0.16	0.21	0.04	0.06	0.1
SrO	0.06	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01
BaO	0.03	0.05	0.07	-	0.08	0.04	0.05	0.07
LOI	1.27	0.85	0.79	4.1	1.96	0.09	0.23	0.68
Total	98.64	98.56	98.14	100.1	101.88	98.04	101.1	101.23
Elementos minoritarios y traza								
Ba	253	398	586	40.9	682	374	443	575
Ce	28.6	34.9	56.8	31.2	48.4	40.2	48.1	27.7
Cr	30	20	20	30	40	20	20	30
Cs	5.59	1.84	1.38	0.13	1.97	2	1.31	0.87
Dy	2.61	2.13	6.37	4.72	5.76	6.36	4.35	4.51
Er	1.72	1.5	3.94	2.55	3.34	4.4	3.03	3.03
Eu	1.03	0.49	1.22	1.39	1.53	1.25	1.03	0.97
Ga	18.4	12.6	16.1	25.5	17	14.1	15.7	14
Gd	2.92	2.26	6.23	4.58	6.08	6.52	4.62	4.23
Hf	2.9	3.1	6.5	2.3	5.3	5.4	5.2	5.1
Ho	0.57	0.49	1.21	0.88	1.08	1.41	0.94	0.95
La	13.8	20.7	28	14.5	22.1	19.9	22.4	12.4
Lu	0.28	0.31	0.58	0.37	0.47	0.68	0.54	0.48
Nb	2.9	5.4	8.7	5.7	7.5	6.2	8.3	5.2
Nd	15.8	12.9	28.2	18.5	28.7	26.1	24.7	15
Pr	3.57	3.79	6.98	4.02	6.54	6.17	5.98	3.55
Rb	10.2	82.7	90.4	2.1	60.3	36.6	66.3	45.8
Sm	3.15	2.17	5.98	4.07	6.35	5.68	4.58	3.41
Sn	1	-	1	1	2	2	1	1
Sr	562	140.5	166	304	368	144	101	99
Ta	0.2	0.6	0.6	0.3	0.5	0.5	0.6	0.4
Tb	0.45	0.36	1.01	0.69	0.92	1.06	0.73	0.68
Th	2.84	9.27	8.97	2.59	5.13	5.54	5.03	6.84
Tm	0.22	0.24	0.55	0.34	0.5	0.67	0.51	0.47
U	0.77	2.22	1.72	0.59	1.13	1	0.96	1.58
V	69	28	43	249	189	15	11	27
Y	15.3	14	36.1	23.8	31.2	40.9	29.6	26.7
Yb	1.81	1.89	3.94	2.54	3.48	4.75	3.36	3.4

Zr	115	108	232	85	204	192	179	181
As	2.4	1.1	1.4	28.7	3.5	1.1	1	1.2
Bi	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02	0.01	0.03	0.04
Hg	0.028	0.008	0.015	0.008	0.008	0.005	0.01	0.007
Sb	0.13	0.3	0.17	0.36	0.14	0.13	0.17	0.13
Tl	0.04	0.11	0.04	-	-	-	0.04	0.02
Co	10	3	4	16	17	1	1	3
Cu	7	33	11	61	21	4	4	5
Ni	4	68	5	7	10	3	2	4
Pb	11	3	5	5	5	3	6	
Sc	6	4	9	29	19	5	4	7
Zn	118	18	53	87	67	9	32	35

C. Análisis geocronológicos

C.1. Método analítico

Luego de efectuar estudios sistemáticos de catodoluminiscencia, los análisis U-Pb fueron determinados con un espectrómetro de masas multicolector *ThermoFinnigan Element 2* acoplado a un laser New Wave Nd:YAG UV 213-nm (LA-MC-ICP-MS; *laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer*), instalado en Universidad del Estado de Washington (Washington State University).

Los procedimientos operativos y los parámetros utilizados son similares a los usados por Chang et al. (2006). Se usó un diámetro en el punto del láser de 30 micrones y una frecuencia de repetición de 10 Hz. Los gases de He y Ar transportan la muestra en aerosol hacia el plasma. Cada análisis consiste de un análisis en blanco corto seguido por 250 barridos analizando las masas atómicas 202, 204, 206, 207, 208, 232, 235 y 238 por aproximadamente 30 segundos. Se utilizaron los valores de dos circones estándares: Plesovice, con una edad de 338 Ma (Sláma et al., 2008) y FC-1, con una edad de 1099 Ma (Paces y Miller, 1993). Las edades U-Pb se calcularon mediante el uso de *Isoplot* (Ludwig, 2003). El error estimado en el cálculo de las edades de cristalización resulta de la suma cuadrática del error analítico más el error sistemático del total de los análisis (Valencia et al., 2005).

C.2. Datos analíticos

(Continúa en la próxima página)

C.2.1. Cerro Perito Moreno

sample	U	Th/U	Isotope ratios				Ages (Ma)					
			²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Best	1 sigma
name	(ppm)			(% error)		(% error)	age	(abs err)	age	(abs err)	age Ma	(abs err)
PER-009_2	88	0.93	34.03	2.54%	0.0798	2.14%	186.7	4.7	1191.3	41.7	186.7	4.7
PER-009_3	159	0.95	34.87	2.07%	0.0518	2.11%	182.3	3.7	275.2	47.6	182.3	3.7
PER-009_4	89	0.87	34.20	2.90%	0.0508	2.36%	185.8	5.3	230.3	53.7	185.8	5.3
PER-009_5	381	1.53	34.25	1.80%	0.0505	1.47%	185.5	3.3	218.0	33.8	185.5	3.3
PER-009_7	506	1.83	34.80	2.70%	0.0509	1.55%	182.6	4.9	237.1	35.5	182.6	4.9
PER-009_8	555	2.46	34.18	3.51%	0.0570	1.21%	185.9	6.4	491.8	26.4	185.9	6.4
PER-009_9	216	1.29	34.57	2.11%	0.0515	1.57%	183.8	3.8	261.7	35.7	183.8	3.8
PER-009_10	250	0.93	33.41	1.84%	0.0539	1.46%	190.1	3.4	367.1	32.6	190.1	3.4
PER-009_11	150	0.93	33.52	1.74%	0.0542	2.04%	189.5	3.3	378.5	45.3	189.5	3.3
PER-009_12	185	1.25	34.76	1.74%	0.0495	2.11%	182.9	3.1	173.1	48.6	182.9	3.1
PER-009_13	175	1.10	34.23	1.59%	0.0506	1.58%	185.6	2.9	224.8	36.2	185.6	2.9
PER-009_14	192	1.20	34.75	1.62%	0.0506	2.12%	182.9	2.9	220.8	48.4	182.9	2.9
PER-009_15	597	1.76	34.76	1.91%	0.0504	1.28%	182.9	3.4	214.4	29.4	182.9	3.4
PER-009_16	204	1.18	34.73	2.01%	0.0519	2.31%	183.0	3.6	282.6	52.1	183.0	3.6
PER-009_17	189	0.95	34.91	1.73%	0.0502	1.99%	182.1	3.1	206.3	45.6	182.1	3.1
PER-009_18	153	1.10	34.10	1.78%	0.0555	2.59%	186.3	3.3	432.1	56.8	186.3	3.3
PER-009_19	102	0.92	34.71	1.94%	0.0498	2.41%	183.1	3.5	187.0	55.1	183.1	3.5
PER-009_21	285	1.21	34.71	1.61%	0.0522	1.25%	183.1	2.9	292.9	28.2	183.1	2.9
PER-009_22	227	1.16	34.65	1.50%	0.0515	1.78%	183.4	2.7	265.5	40.3	183.4	2.7
PER-009_23	160	1.19	34.43	1.76%	0.0501	1.93%	184.6	3.2	198.3	44.2	184.6	3.2
PER-009_24	227	1.08	34.36	1.58%	0.0516	1.62%	185.0	2.9	265.9	36.8	185.0	2.9
PER-009_25	144	0.87	34.21	1.77%	0.0529	2.21%	185.7	3.2	324.6	49.5	185.7	3.2

PER-009_26	133	1.01	34.38	1.79%	0.0517	2.09%	184.8	3.3	271.5	47.2	184.8	3.3
PER-009_27	121	0.82	34.67	1.88%	0.0495	2.40%	183.3	3.4	173.2	55.1	183.3	3.4
PER-009_28	124	0.81	35.05	1.50%	0.0495	2.23%	181.3	2.7	169.6	51.2	181.3	2.7
PER-009_29	1449	2.49	34.21	1.47%	0.0518	0.80%	185.7	2.7	274.5	18.2	185.7	2.7
PER-009_31	147	0.95	34.38	1.52%	0.0511	1.76%	184.8	2.8	243.5	40.0	184.8	2.8
PER-009_32	152	0.90	34.81	1.60%	0.0516	1.98%	182.6	2.9	265.9	44.9	182.6	2.9
PER-009_33	194	1.06	34.58	2.67%	0.0533	2.37%	183.8	4.8	343.2	52.7	183.8	4.8
PER-009_34	1766	1.89	33.71	1.40%	0.0505	0.61%	188.5	2.6	215.9	14.0	188.5	2.6
PER-009_35	378	1.18	34.89	1.56%	0.0521	1.44%	182.2	2.8	291.4	32.7	182.2	2.8
PER-009_36	170	1.03	34.63	1.73%	0.0499	1.91%	183.5	3.1	192.0	43.7	183.5	3.1
PER-009_37	430	1.17	34.26	1.50%	0.0542	1.22%	185.4	2.7	379.5	27.3	185.4	2.7
PER-009_38	88	0.82	33.50	2.27%	0.0517	2.18%	189.6	4.2	271.8	49.2	189.6	4.2
PER-009_39	148	0.90	34.26	1.53%	0.0515	1.52%	185.5	2.8	263.9	34.5	185.5	2.8
PER-009_40	142	0.77	34.69	1.80%	0.0531	2.23%	183.2	3.2	331.7	49.8	183.2	3.2
PER-009_41	245	1.32	33.69	1.66%	0.0517	1.66%	188.6	3.1	272.8	37.6	188.6	3.1
PER-009_42	137	0.83	34.63	1.63%	0.0558	1.99%	183.5	2.9	444.5	43.6	183.5	2.9
PER-009_44	137	0.83	34.63	1.63%	0.0608	1.83%	183.5	2.9	632.3	38.9	183.5	2.9
PER-009_45	182	1.04	34.78	1.59%	0.0504	1.94%	182.7	2.9	213.1	44.2	182.7	2.9
Valores Rechazados												
PER-009_1	104	0.98	32.2698	1.88%	0.0636	2.21%	196.7	3.7	727.8	46.1	196.7	3.7
PER-009_6	161	1.28	32.6827	2.48%	0.0559	2.17%	194.3	4.7	446.8	47.6	194.3	4.7
PER-009_20	114	1.21	36.8329	2.89%	0.0627	2.60%	172.7	4.9	698.8	54.5	172.7	4.9
PER-009_30	247	0.78	33.0876	1.83%	0.0508	1.83%	191.9	3.5	232.1	41.6	191.9	3.5

C.2.2. Cerro Bastión

Datos analíticos: U-Pb (LA-ICP-MS)												
Muestra BSMU-02, GPS: 71° 45' 18" O - 41° 32' 06" S												
sample	U	Th/U	Isotope ratios				Ages (Ma)					
			²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Best	1 sigma
name	(ppm)			(% error)		(% error)	age	(abs err)	age	(abs err)	age Ma	(abs err)
BSMU2_1	281	1.31	861.20	7.07%	0.0527	9.33%	7.5	0.5	313.9	199.4	7.5	0.5
BSMU2_2	306	0.72	900.58	3.76%	0.0544	7.34%	7.2	0.3	389.0	156.8	7.2	0.3
BSMU2_3	632	1.05	863.32	5.65%	0.0774	4.98%	7.5	0.4	1131.6	96.1	7.5	0.4
BSMU2_4	184	1.24	793.71	4.74%	0.0633	8.08%	8.1	0.4	717.4	162.9	8.1	0.4
BSMU2_5	747	0.63	872.71	2.90%	0.0692	5.88%	7.4	0.2	903.5	116.6	7.4	0.2
BSMU2_6	925	0.60	871.37	5.89%	0.0731	7.90%	7.4	0.4	1016.7	152.3	7.4	0.4
BSMU2_7	229	1.88	845.24	4.33%	0.0688	6.48%	7.6	0.3	893.2	128.3	7.6	0.3
BSMU2_8	1233	1.36	857.56	3.46%	0.0649	3.34%	7.5	0.3	772.3	68.9	7.5	0.3
BSMU2_9	1025	1.25	882.32	2.50%	0.0518	3.78%	7.3	0.2	276.0	84.5	7.3	0.2
BSMU2_10	441	1.18	852.14	3.21%	0.0592	5.54%	7.6	0.2	575.3	116.1	7.6	0.2
BSMU2_11	360	0.73	891.50	3.42%	0.0838	5.40%	7.2	0.2	1287.2	101.7	7.2	0.2
BSMU2_12	440	1.34	829.05	2.84%	0.0929	5.78%	7.8	0.2	1486.1	105.7	7.8	0.2
BSMU2_13	867	0.99	897.74	2.27%	0.0559	4.12%	7.2	0.2	446.6	89.0	7.2	0.2
BSMU2_14	578	0.74	836.44	2.78%	0.0590	5.45%	7.7	0.2	566.8	114.4	7.7	0.2
BSMU2_15	451	0.98	897.25	2.85%	0.1076	4.33%	7.2	0.2	1759.2	77.1	7.2	0.2
BSMU2_16	486	1.03	910.40	3.59%	0.0698	8.59%	7.1	0.3	923.1	167.3	7.1	0.3
BSMU2_17	429	1.29	891.87	3.25%	0.0525	6.44%	7.2	0.2	307.7	140.4	7.2	0.2
BSMU2_18	137	0.69	395.82	7.07%	0.0648	21.14%	16.3	1.1	766.8	391.8	16.3	1.1
BSMU2_19	404	2.21	842.74	6.25%	0.0554	10.92%	7.6	0.5	426.9	226.6	7.6	0.5
BSMU2_20	589	0.89	912.86	2.42%	0.0513	4.07%	7.1	0.2	252.1	91.0	7.1	0.2
BSMU2_21	470	0.58	889.66	3.26%	0.0603	5.00%	7.2	0.2	616.1	104.5	7.2	0.2
BSMU2_22	237	0.85	772.36	3.88%	0.0599	12.73%	8.3	0.3	600.4	254.1	8.3	0.3

BSMU2_23	406	0.83	832.80	2.89%	0.0634	5.76%	7.7	0.2	723.2	117.7	7.7	0.2
BSMU2_24	613	1.21	846.92	2.67%	0.0860	5.50%	7.6	0.2	1337.8	102.7	7.6	0.2
BSMU2_25	405	1.08	922.71	3.58%	0.1179	4.26%	7.0	0.2	1924.0	74.4	7.0	0.2
BSMU2_26	363	1.61	880.43	2.81%	0.1000	3.59%	7.3	0.2	1624.9	65.2	7.3	0.2
BSMU2_27	363	1.19	795.67	7.93%	0.0681	39.12%	8.1	0.6	872.7	651.2	8.1	0.6
BSMU2_28	2418	2.71	895.98	1.74%	0.0485	2.21%	7.2	0.1	122.2	51.2	7.2	0.1
BSMU2_29	122	1.18	736.69	4.57%	0.0643	10.74%	8.7	0.4	750.4	211.9	8.7	0.4
BSMU2_30	450	2.09	904.96	3.39%	0.0675	7.72%	7.1	0.2	851.8	152.6	7.1	0.2
BSMU2_31	504	1.74	888.04	4.20%	0.1655	3.63%	7.3	0.3	2513.1	59.8	7.3	0.3
BSMU2_32	459	1.24	912.44	3.35%	0.0571	6.32%	7.1	0.2	496.0	133.5	7.1	0.2
BSMU2_33	325	2.80	875.03	2.92%	0.0658	5.04%	7.4	0.2	799.5	102.2	7.4	0.2
BSMU2_34	121	0.63	648.33	4.27%	0.0581	6.71%	9.9	0.4	533.6	140.5	9.9	0.4
BSMU2_35	354	1.70	881.84	2.91%	0.0483	6.68%	7.3	0.2	116.0	150.4	7.3	0.2
BSMU2_36	315	1.08	893.05	5.07%	0.0914	9.89%	7.2	0.4	1455.4	177.2	7.2	0.4
BSMU2_37	306	0.90	824.09	3.21%	0.0551	5.48%	7.8	0.3	414.4	118.0	7.8	0.3
BSMU2_38	173	1.05	692.13	3.52%	0.0647	13.95%	9.3	0.3	765.1	269.3	9.3	0.3
BSMU2_39	303	1.05	830.81	3.86%	0.0743	10.66%	7.8	0.3	1050.9	201.1	7.8	0.3

Datos analíticos: K-Ar (roca total)						
Muestra 9, GPS: 71° 45' 14" O - 41° 32' 21" S						
Laboratory number	Material	% K	Ar. Rad. nl/g	% Ar (Atmosférico)	Age (Ma)	Error (2 sigma)
P0291.9	Masa fundamental	1.235	0.221	69	4.6	± 0.8

C.2.3. Cerro Silvia

Datos analíticos: U-Pb (LA-ICP-MS)												
Muestra SIL-01, GPS: 71° 40' 56" O - 41° 52' 28" S												
			Isotope ratios				Ages (Ma)					
sample	U		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Best	1 sigma
name	(ppm)	Th/U		(% error)		(% error)	age	(abs err)	age	(abs err)	age Ma	(abs err)
SIL1-40	299	0.85	423.44	2.80%	0.0635	4.08%	15.2	0.4	724.6	84.2	15.2	0.4
SIL1-39	191	0.82	446.21	4.02%	0.0561	4.34%	14.4	0.6	457.5	93.6	14.4	0.6
SIL1-38	266	0.83	422.29	3.53%	0.0489	4.14%	15.2	0.5	143.0	94.3	15.2	0.5
SIL1-37	158	0.62	413.51	3.77%	0.0596	5.17%	15.6	0.6	588.5	108.4	15.6	0.6
SIL1-36	131	0.68	410.52	3.88%	0.0716	4.83%	15.7	0.6	975.2	95.5	15.7	0.6
SIL1-35	82	0.56	299.22	4.97%	0.0687	14.61%	21.5	1.1	889.0	275.9	21.5	1.1
SIL1-34	163	0.55	392.12	3.82%	0.0521	5.69%	16.4	0.6	289.7	125.0	16.4	0.6
SIL1-33	506	0.71	39.73	1.47%	0.0507	1.42%	160.2	2.3	229.0	32.4	160.2	2.3
SIL1-32	204	0.87	406.12	3.39%	0.0667	4.76%	15.9	0.5	827.1	96.3	15.9	0.5
SIL1-31	179	0.72	444.36	4.21%	0.0569	4.42%	14.5	0.6	486.5	94.6	14.5	0.6
SIL1-30	127	0.66	413.24	5.10%	0.0695	5.54%	15.6	0.8	912.7	110.0	15.6	0.8
SIL1-29	185	0.67	373.05	4.83%	0.0397	5.60%	17.3	0.8	0.0	0.0	17.3	0.8
SIL1-28	126	0.65	202.40	11.65%	0.0775	7.19%	31.8	3.7	1134.5	136.8	31.8	3.7
SIL1-27	93	0.52	196.67	6.54%	0.0702	15.33%	32.7	2.1	935.6	286.2	32.7	2.1
SIL1-26	167	0.78	444.91	4.16%	0.0719	6.93%	14.5	0.6	982.1	135.1	14.5	0.6
SIL1-25	109	0.61	431.94	4.61%	0.1016	5.10%	14.9	0.7	1652.8	91.6	14.9	0.7
SIL1-24	112	0.57	439.33	6.43%	0.0712	7.31%	14.7	0.9	961.8	142.6	14.7	0.9
SIL1-23	73	0.59	24.07	1.80%	0.0541	1.93%	262.4	4.6	374.6	42.9	262.4	4.6
SIL1-22	210	0.94	442.08	3.47%	0.0544	4.54%	14.6	0.5	385.8	98.9	14.6	0.5
SIL1-21	131	0.68	436.53	4.08%	0.0759	5.87%	14.8	0.6	1091.1	113.4	14.8	0.6

SIL1-20	142	0.77	454.12	3.23%	0.0644	5.84%	14.2	0.5	754.5	118.7	14.2	0.5
SIL1-19	151	0.60	440.91	4.31%	0.0749	4.99%	14.6	0.6	1066.1	97.2	14.6	0.6
SIL1-18	236	0.76	440.39	3.28%	0.0585	5.64%	14.6	0.5	549.7	118.7	14.6	0.5
SIL1-17	100	0.53	23.93	1.66%	0.0544	1.93%	263.9	4.3	385.9	42.7	263.9	4.3
SIL1-16	674	1.15	442.78	5.01%	0.0505	5.84%	14.5	0.7	217.0	129.8	14.5	0.7
SIL1-15	265	0.66	162.54	12.53%	0.0628	4.26%	39.5	4.9	702.1	88.2	39.5	4.9
SIL1-14	183	0.55	421.74	3.75%	0.0546	4.79%	15.3	0.6	395.0	104.0	15.3	0.6
SIL1-13	122	0.62	433.26	4.91%	0.0676	5.34%	14.9	0.7	857.3	107.2	14.9	0.7
SIL1-12	133	0.62	408.65	4.44%	0.0646	5.97%	15.8	0.7	759.8	121.1	15.8	0.7
SIL1-11	408	0.40	19.44	1.52%	0.0534	0.98%	323.4	4.8	344.5	21.9	323.4	4.8
SIL1-10	132	1.13	389.16	4.26%	0.0779	4.92%	16.5	0.7	1144.1	94.8	16.5	0.7
SIL1-9	284	1.40	415.36	3.50%	0.0630	4.95%	15.5	0.5	708.8	102.0	15.5	0.5
SIL1-8	227	1.34	448.68	3.79%	0.0587	4.24%	14.4	0.5	557.4	89.8	14.4	0.5
SIL1-7	116	0.92	441.85	4.24%	0.0686	5.40%	14.6	0.6	886.1	107.8	14.6	0.6
SIL1-6	173	0.96	414.22	3.81%	0.0524	4.70%	15.5	0.6	303.8	103.8	15.5	0.6
SIL1-5	125	1.02	390.37	4.26%	0.0746	5.21%	16.5	0.7	1057.7	101.5	16.5	0.7
SIL1-4	290	1.28	435.29	3.36%	0.0493	4.09%	14.8	0.5	160.7	93.1	14.8	0.5
SIL1-3	127	1.10	444.66	4.45%	0.0662	5.33%	14.5	0.6	813.7	107.7	14.5	0.6
SIL1-2	271	1.00	445.07	3.24%	0.0672	5.27%	14.5	0.5	842.6	106.0	14.5	0.5
SIL1-1	198	0.98	442.31	5.43%	0.0502	5.35%	14.6	0.8	205.5	119.5	14.6	0.8

D. Análisis topográfico

D.1 Consideraciones básicas

Los barridos topográficos presentados en este trabajo fueron construidos a partir de la utilización de datos de elevación obtenidos a partir del programa SRTM, cuya resolución espacial es de 90 metros. Se utilizó el software MATLAB para escribir el código computacional mediante el cual se analizaron los valores. Las ecuaciones usadas fueron:

$$Z_{\text{med}} = \text{media} \quad (Z(i-N:i+N,j))$$

$$Z_{\text{max}} = \text{maxima} \quad (Z(i-S:i+S,j))$$

$$Z_{\text{min}} = \text{mínima} \quad (Z(i-S:i+S,j))$$

En donde $S = 20\text{km}/dx$; $dx = 90\text{m}$; $i = \text{filas}$; $j = \text{columnas}$

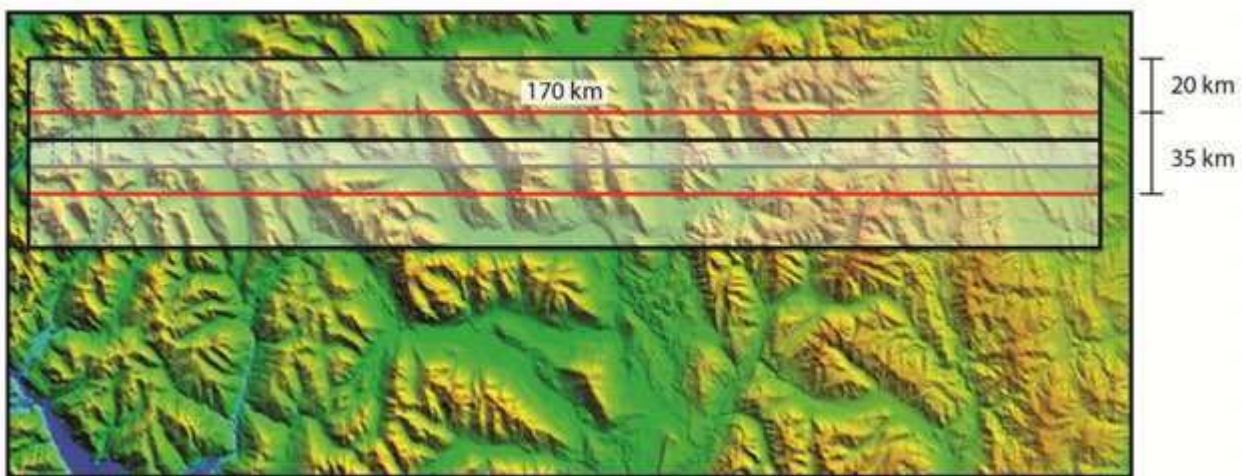


Figure D1. Representación del largo (línea roja = 170 km) y ancho (línea punteada = 20 km) de cada uno de los barridos topográficos y la separación entre cada uno de éstos (~35 km).

D.2 Elección del ancho apropiado de “celda”

Considerando observaciones Z_i , $i=1,\dots,k$ en las posiciones x_1,\dots,x_k , el variograma empírico $\gamma(h)$ resulta definido como (Cressie, 1993):

$$\hat{\gamma}(h) := \frac{1}{|N(h)|} \sum_{(i,j) \in N(h)} |z_i - z_j|^2$$

donde $N(h)$ indica un par cualquiera de observaciones i, j tales que $|x_i - x_j| = h$, y $N(h)$ es igual al número de pares posibles del total de datos. En este caso, se usó un código computacional de MATLAB¹⁴ para calcular este variograma empírico. El resultado obtenido fue:

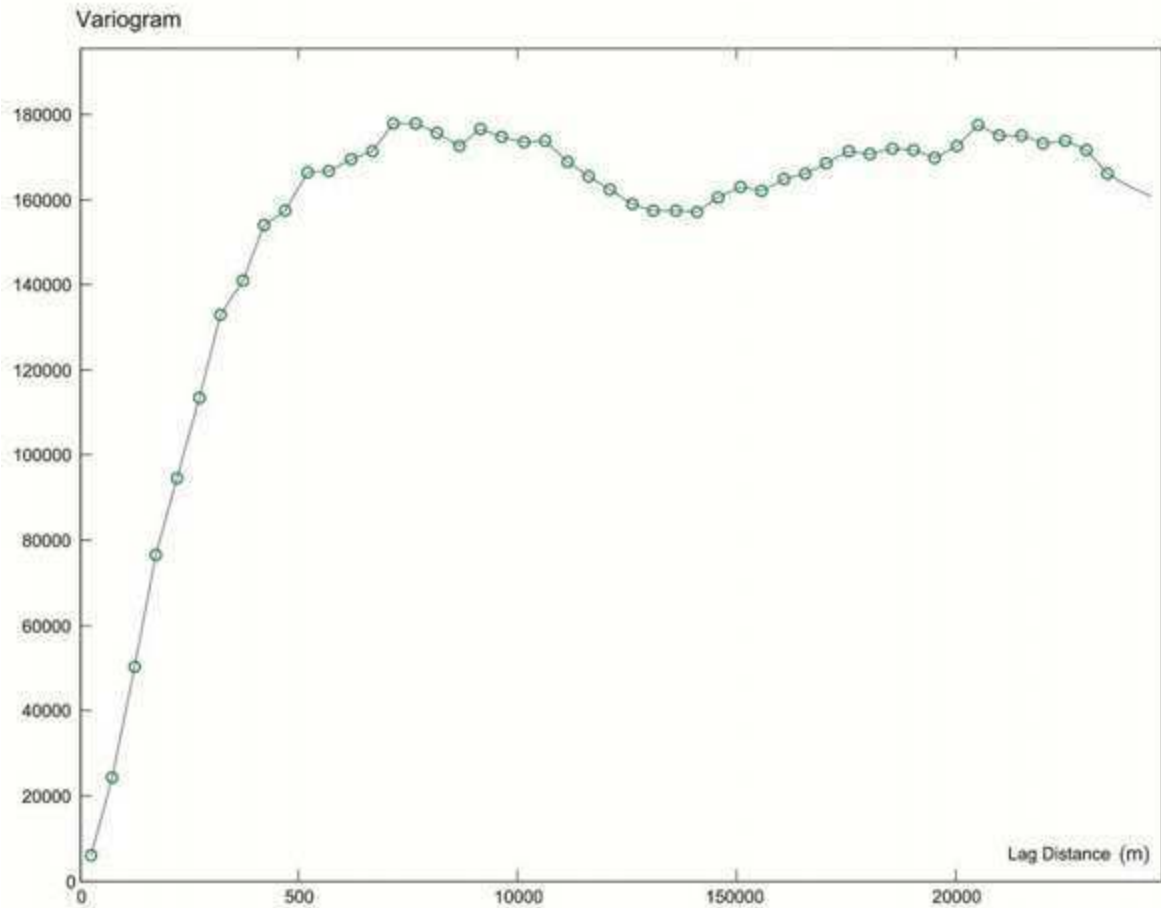


Figure D2. Variograma empírico obtenido a partir de los datos de elevación del DEM (SRTM), usando un código de MATLAB de libre disponibilidad. Nótese la estabilidad de los valores (“meseta”) a partir de una distancia de muestreo de aproximadamente 10 km.

Bibliografía

Cressie, N., 1993, Statistics for spatial data, Wiley Interscience

¹⁴Disponible en <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/20355-experimental-semi-variogram>