

Tesis Doctoral

Evolución tectónica del depocentro septentrional de la cuenca Austral, Andes Patagónicos Australes

Barberón, Vanesa

2018

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:

Barberón, Vanesa. (2018). Evolución tectónica del depocentro septentrional de la cuenca Austral, Andes Patagónicos Australes. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n6474_Barberon

Cita tipo Chicago:

Barberón, Vanesa. "Evolución tectónica del depocentro septentrional de la cuenca Austral, Andes Patagónicos Australes". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2018. http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n6474_Barberon

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

**Evolución tectónica del depocentro septentrional
de la cuenca Austral,
Andes Patagónicos Australes**

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

Lic. Vanesa Barberón

Directores de tesis: Dr. Matías Ghiglione

Dr. Christian Sue

Consejero de estudios: Dr. Matías Ghiglione

Lugar de trabajo: IDEAN - FCEN

Fecha de defensa: 03/07/18

Índice

Resumen	v
Résumé.....	viii
Abstract.....	xi
Capítulo 1: Introducción.....	1
1.1 Objetivos	1
1.2 Ubicación de la zona de estudio.....	3
1.3 Metodología.....	5
1.4 Antecedentes.....	7
Capítulo 2: Marco geotectónico.....	11
2.1 Contexto regional.....	11
2.1.1 <i>Basamento metamórfico paleozoico</i>	17
2.1.2 <i>Rifting jurásico</i>	18
2.1.3 <i>Sag/Retroarco Cretácico Inferior</i>	18
2.1.4 <i>Antepaís Cretácico Superior</i>	21
2.1.5 <i>Depósitos paleógenos</i>	22
2.1.6 <i>Depósitos Neógenos-Cuaternarios</i>	24
2.2 Estructura de la faja plegada y corrida	27
2.2.1 <i>Sector lago Buenos Aires y sur de la meseta de lago Buenos Aires</i>	27
2.2.2 <i>Sector sur de la meseta de lago Buenos Aires y lago Posadas</i>	28
2.2.3 <i>Sector lagos Posadas y Burmeister</i>	31
Capítulo 3: Estratigrafía	34
3.1 Unidades litoestratigráficas	34
3.1.1 <i>Formación Río Lácteo</i>	37
3.1.2 <i>Complejo El Quemado</i>	39

3.1.3	Grupo Pueyrredón	44
3.1.3.1	Formación Springhill.....	44
3.1.3.2	Formación Río Mayer.....	46
3.1.3.3	Formación Río Belgrano.....	51
3.1.4	Grupo San Martín.....	53
3.1.4.1	Formación Río Tarde.....	54
3.1.4.2	Formación Cardiel.....	57
3.1.5	Formación Kachaíke	58
3.1.6	Essexita Río Carbón.....	61
3.1.7	Basalto Posadas	62
3.1.8	Formación El Chacay / Centinela	64
3.1.9	Formación Santa Cruz	66
3.1.10	Basalto Belgrano.....	69
3.1.11	Depósitos cuaternarios	71
3.2	Correlación de unidades litoestratigráficas	74
3.3	Perfiles relevados	76
3.3.1	Perfil Río Oro.....	77
3.3.2	Perfil Veranada de Gómez	79
3.3.3	Perfil Río Belgrano.....	82
3.3.4	Perfil Estancia Los Ñires.....	86
3.3.5	Perfil Arroyo Potranquitas.....	89
Capítulo 4:	Análisis petrográfico de areniscas	94
4.1	Introducción	94
4.2	Metodología.....	94
4.3	Resultados.....	95
4.3.1	Componentes detríticos.....	97
4.3.2	Cementos.....	106

4.3.3	<i>Procesos diagenéticos</i>	108
4.4	Clasificación de areniscas y conglomerados	109
4.4.1	<i>Areniscas</i>	109
4.4.2	<i>Conglomerados</i>	113
4.5	Conclusiones del estudio petrográfico	114
Capítulo 5:	Análisis composicional de pelitas.....	117
5.1	Introducción	117
5.2	Metodología y tratamiento de muestras	117
5.3	Resultados.....	119
5.3.1	<i>Composición mineral de las muestras analizadas por DRX</i>	119
5.3.2	<i>Composición mineralógica en roca total</i>	121
5.3.3	<i>Fracción de arcillas</i>	121
5.3.4	<i>Caracterización de un mineral poco común</i>	123
5.3.5	<i>Composición determinada en unidades cretácicas de la Cuenca Austral</i>	124
5.4	Conclusiones preliminares del análisis composicional por DRX en pelitas.....	125
Capítulo 6:	Análisis de procedencia.....	127
6.1	Introducción	127
6.2	Metodología.....	128
6.3	Resultados.....	129
6.3.1	<i>Areniscas</i>	129
6.3.2	<i>Conglomerados</i>	137
6.3.3	<i>Análisis de los resultados</i>	138
6.4	Estudios previos y complementarios.....	140
6.5	Discusión y conclusiones.....	145
Capítulo 7:	Indicadores cinemáticos	150
7.1	Introducción	150
7.2	Metodología.....	151

7.2.1	<i>Principios</i>	151
7.2.2	<i>Métodos gráficos</i>	153
7.2.3	<i>Métodos de inversión</i>	154
7.2.4	<i>Del campo al gabinete</i>	155
7.3	Resumen.....	157
	Late Cenozoic brittle deformation in the Southern Patagonian Andes: Record of plate coupling/decoupling during variable subduction?	158
	Capítulo 8: Evolución tectónica	181
	Capítulo 9: Conclusiones.....	200
	Referencias bibliográficas	206
	Agradecimientos	230
	Anexo petrográfico	231
	Anexo difracción de rayos X	240
	Anexo indicadores cinemáticos	243

*Evolución tectónica del depocentro septentrional de la cuenca Austral,
Andes Patagónicos Australes*

Resumen

Se analizó el sector norte de los Andes Patagónicos Australes (APA) en la provincia de Santa Cruz, entre el lago Buenos Aires y el río Mayer (46°35'- 48°35' S). El objetivo fue diferenciar las unidades tectonoestratigráficas Mesozoicas-Cenozoicas, y caracterizar los distintos eventos de deformación. Para ello se realizó un estudio estructural de deformación a meso-escala, que incluyó la identificación de discordancias sintectónicas, angulares y progresivas, y el relevamiento de indicadores cinemáticos de estrías de falla. Por otro lado, se analizó regionalmente el patrón de dispersión de sedimentos mediante estudios de procedencia.

Desde el punto de vista estructural, la zona de estudio se encuentra en la faja plegada y corrida de los APA, caracterizada por un frente de basamento con dirección de transporte hacia el este, que expone rocas jurásicas en contacto tectónico con sedimentitas del mioceno. Las estructuras de corrimientos mayores presentan un rumbo aproximado NNO. El estudio de la deformación frágil se basó en la reconstrucción, a partir de indicadores cinemáticos, de los estados de esfuerzo mediante métodos de inversión.

Los análisis de procedencia se enfocaron en depósitos correspondientes a un ambiente tectónico de retroarco compresivo Aptiano-Albiano, y de antepaís *sensu stricto* Cenozoico. Por lo tanto, se relevaron 5 perfiles estratigráficos, de norte a sur: Río Oro, Veranada de Gómez, Río Belgrano, Estancia Los Ñires y Arroyo Potranquitas, abarcando unidades litoestratigráficas del Cretácico Inferior (formaciones Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde y Kachaike) y del Cenozoico (formaciones El Chacay y Santa Cruz). Se estudió la petrografía de areniscas y conglomerados, sumado al análisis de circones detríticos y difracción de rayos X. Los diagramas de discriminación tectónica indicaron, para rocas cretácicas, un aporte dominante de orógeno reciclado y en menor medida aporte de arco disectado a transicional, mientras que para rocas cenozoicas indicaron un marcado aporte de arco.

Se proponen las siguientes etapas de deformación: Etapa de *Rift*: Jurásico Superior; Etapa de *sag* (enfriamiento térmico): Berriasiano-Barremiano; Etapa de Retroarco compresivo: Aptiano-Albiano/Cenomaniano?; Etapa de antepaís: Mioceno.

Para el Jurásico Superior se reconoce un evento extensional, con la presencia de un sistema de fallas normales orientadas N-S y discordancias progresivas extensionales afectando al Complejo El Quemado. Los depósitos de rift se componen de una unidad conglomerádica basal (Formación El Bello) seguida por riolitas e ignimbritas (Complejo El Quemado).

En el Cretácico Inferior (Berriasiano-Valanginiano), se inicia la primera unidad de sedimentación clástica, correspondiente a la Formación Springhill, representada por facies continentales hasta de plataforma somera. A su vez, marca el inicio de la transgresión que continúa con la suprayacente Formación Río Mayer (Hauteriviana-Barremiana) con depósitos pelíticos marinos.

En el Aptiano-Albiano un evento regresivo y de progradación continental se inicia con depósitos deltaicos de la Formación Río Belgrano y sistemas fluviales incluidos en la Formación Río Tarde. Los análisis de procedencia indicaron aporte de basamento y de volcánicas jurásicas, que afloraban en los macizos patagónicos, posiblemente del Macizo del Deseado. La configuración paleogeográfica indica un contexto de retroarco, con un arco activo al oeste. Estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética indican un contexto de deformación compresiva próxima al depocentro.

El Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Albiano-Cenomaniano?) presenta un importante incremento en el contenido de componentes piroclásticos, indicando un aumento en la actividad del arco magmático. En la zona de río Furioso se reconoce deformación compresiva afectando a ésta unidad y por encima, en discordancia angular, se encuentra el Basalto Posadas. La casi ausencia de sedimentación para el Cretácico Superior indicaría un levantamiento temprano, y que el sector actuó como área de aporte para el depocentro ubicado al sur.

La primera ingresión del océano Atlántico está representada por rocas de la Formación El Chacay en el sector cordillerano, ocurrida en el Mioceno temprano (Burdigaliano), seguida por sedimentación continental de la Formación Santa Cruz (Burdigaliano-Langhiano). El área fuente de estos sedimentos corresponde a un arco magmático. Los depósitos continentales basales constituyen el relleno de hemigrábenes, y presentan estratos de crecimiento extensionales. Los datos cinemáticos de falla medidos indicaron extensión promedio orientada E-O, que se

habría generado durante un cambio en la convergencia de placas. Posteriormente, se registró un evento compresivo en el frente de basamento, con plegamiento que afecta a estos depósitos miocenos.

*Evolution tectonique du dépicentre nord du bassin Austral des
Andes de Patagonie*

Résumé

Dans ce travail de thèse, le secteur nord des Andes Australes de Patagonie a été analysé dans la province de Santa Cruz, entre le lac « Buenos Aires » au Nord et le « Río Mayer » au Sud (46°35'- 48°35' S). L'objectif était de différencier les unités tectono-stratigraphiques Méso-Cénozoïques, et de caractériser les différents événements de déformation. À cette fin, une étude structurale de la déformation à échelle mésoscopique a été réalisée, qui comprenait l'identification de discordances syntectoniques, angulaires et progressives, et la détection d'indicateurs cinématiques. En outre, un profil de dispersion des sédiments a été analysé à l'échelle régionale par une étude de provenance minérale.

Du point de vue structural, la zone d'étude est située dans la ceinture plissée des Andes Australes de Patagonie, caractérisé par un front de soubassement avec direction de transport à l'est, qui exhume à l'affleurement les roches jurassiques en contact tectonique avec les sédiments miocènes de l'avant-pays. Ces structures ont un axe orienté globalement NNW-SSE. L'étude de la déformation fragile est basée sur l'observation et la mesure d'indicateurs cinématiques, qui permettent la reconstruction des états de paléo-contraintes au moyen de méthodes d'inversion.

L'analyse de la provenance des flux sédimentaires s'est concentrée sur les dépôts de rétroarcs compressif d'âge Aptien-Albien et de l'avant-pays (dépôts cénozoïques) *sensu stricto*. Pour cela, 5 profils stratigraphiques ont été étudiés, du nord au sud: Río Oro, Veranada de Gómez, Río Belgrano, Estancia Los Ñires et Arroyo Potranquitas, lesquels incluent aussi des unités lithostratigraphiques du Crétacé Inférieur (formations Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde et Kachaike) et Cénozoïque (formations Chacay et Santa Cruz). Ce travail est basé sur la pétrographie des grès et conglomérats, complétée par l'analyse des zircons détritiques et par diffraction des rayons X. Les diagrammes de discrimination tectonique ont indiqué une source dominante de sédiments provenant du recyclage des produits de l'érosion de l'orogène, et dans une moindre mesure, d'un arc de transition pour les roches crétacées, tandis que pour les roches cénozoïques, ils ont indiqué une contribution marquée de l'arc.

Au final, les étapes de déformation suivantes sont proposées: Rifting : Jurassique supérieur; Stade d'affaissement (refroidissement thermique): Berriasien-Barrémien; Stade de rétroarc compressif: Aptien-Albien/Cénomanién (?); Stade d'avant-pays: Miocène.

Pour le Jurassique Supérieur, un événement d'extension est reconnu dans les données de fracturation, avec la présence d'un système de failles normal orienté N-S et des discordances extensives progressives affectant le Complexe El Quemado. La séquence du rifting consiste en une unité de conglomérat basal (formation d'El Bello), suivie de rhyolites et d'ignimbrites (complexe d'El Quemado).

Dans le Crétacé Inférieur (Berriasien-Valanginien), la première unité de sédimentation clastique correspondant à la Formation Springhill, est représentée par des faciès continentaux jusqu'à une plate-forme peu profonde. Dans le même temps, le début de la transgression se poursuit avec la Formation de Río Mayer (Hauterivian-Barremian) sus-jacente composée des dépôts pélitiques marins.

Dans l'Aptien-Albien, un événement régressif et de progradation continentale commence par des dépôts deltaïques de la formation Río Belgrano et systèmes fluviaux de la Formation Río Tarde. L'analyse de leur provenance indique la contribution du socle et du magmatisme jurassique des massifs de Patagonie, et probablement du massif de Deseado. La configuration paléogéographique indique un contexte rétroarc, avec un arc volcanique actif à l'ouest. Les études d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) sur ces sédiments indiquent un contexte de déformation en compression proche du décentre.

La Formation Río Tarde Supérieur, d'âge Albien-Cénomanién, présente une contribution pyroclastique importante, indiquant un développement de l'arc magmatique. Dans la zone du fleuve Furioso, la déformation en compression caractérisée cette unité, et le Basalto Posadas est situé dans une discordance angulaire. De même, la quasi-absence de sédimentation au cours du Crétacé Supérieur indiquerait que le secteur a servi de zone de contribution pour le décentre sédimentaire situé immédiatement au sud.

La première transgression de l'océan Atlantique est enregistrée les roches incluses dans la Formation El Chacay, dans le secteur de la Cordillère, au Miocène inférieur (Burdagalien), suivie de la sédimentation continentale de la Formation Santa Cruz (Burdagalien-Langhien). La zone source de ces sédiments correspond à un arc magmatique. Les dépôts continentaux basaux du Miocène comportent de

hémigrabènes et failles normales décalant les couches sédimentaires. L'inversion des données de fracturation indique une extension moyenne dans la direction E-W attribuée à un changement dans la dynamique de convergence des plaques. Ensuite, une phase tectonique compressive est de nouveau enregistrée et entraîne les plissements affectant ces dépôts Miocène.

*Tectonic evolution of the northern depocenter of the Austral basin,
Southern Patagonian Andes*

Abstract

The northern sector of the Southern Patagonian Andes in the province of Santa Cruz, between Buenos Aires Lake and the Mayer river (46°35'- 48°35' S) was analyzed. The objective was to differentiate Mesozoic-Cenozoic tectonostratigraphic units, to characterize the different events of deformation and the exhumed sectors during their deposition, in a regional geodynamic context. For this, a structural study of the meso-scale deformation was performed, including the identification of sintectonic, angular and progressive discordances, and the measured of kinematic indicators of striae. Furthermore, the pattern of sediment dispersion was analyzed by procedence studies.

From the structural point of view, the study area is located in the fold and thrust belt of the Southern Patagonian Andes, characterized by a basement front with transport direction to the east, that exposes Jurassic rocks in tectonic contact with Miocene units. Such major structures have an approximate trend NNW. The study of the fragile deformation was based, from kinematic indicators, on the reconstruction of stress through inversion methods.

The analysis was focused on Aptian-Albian compressive retroarc deposits and Cenozoic foreland *sensu stricto*. Thus, five stratigraphic profiles were analized, from north to south: Río Oro, Veranada de Gómez, Río Belgrano, Estancia Los Ñires and Arroyo Potranquitas, which cover lithostratigraphic units from Lower Cretaceous (Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde and Kachaike formations) and Cenozoic (El Chacay and Santa Cruz formations). The study included petrography of sandstones and conglomerates, combined with analysis of detrital zircons and composition of shales using X-ray diffraction. The tectonic discrimination diagrams indicated a dominant sediment source from recycled orogen and, to a lesser extent, a dissected to transitional arc contribution for Cretaceous rocks, whereas for Cenozoic rocks indicated arc contribution.

The following stages of deformation are proposed: Rift stage: Upper Jurassic; Sag stage: Berriasian-Barremian; Compressive retroarc: Aptian-Albian/Cenomanian?; Foreland stage: Miocene.

For the Upper Jurassic an extensional event is recognized, with the presence of a normal N-S oriented fault system and extensional progressive discordances affecting the El Quemado Complex. The rift sequence is composed of a basal conglomerate unit (El Bello Formation), followed by rhyolites and ignimbrites (El Quemado Complex).

In the Lower Cretaceous (Berriasian-Valanginian), begins the first unit of clastic sedimentation corresponding to the Springhill Formation is represented continental facies up to a shallow platform. In turn, it marks the beginning of the transgression that continues with the overlying Río Mayer Formation (Hauterivian-Barremian) with marine deposits.

By the Aptian-Albian a regressive event and continental progradation begins with delta deposits of the Río Belgrano Formation, and fluvial systems of the Río Tarde Formation. The provenance analyses indicated the contribution of Jurassic basement and magmatism from the Patagonian massifs, possibly from the Deseado Massif. The paleogeographic configuration indicates a context of retroarc, with an active arc to the west. Anisotropy studies of magnetic susceptibility indicate a context of compressive deformation close to the depocenter.

The upper member of the Río Tarde Formation (Albian-Cenomanian?) presents an important increase in pyroclastic contribution, indicating more activity of the magmatic arc. In the area of the Furioso river compressive deformation is evidenced in this unit, followed by the Posadas Basalt in angular discordance. Also, the almost absence of sedimentation for the Upper Cretaceous would indicate an early rise, and that the sector acted as a contribution area for the depocenter located to the south.

The first ingression of the Atlantic Ocean is recorded in the Chacay Formation in the cordilleran sector, Early Miocene (Burdigalian), followed by continental sedimentation of the Santa Cruz Formation (Burdigalian-Langhian). The source area of sediments corresponds to a magmatic arc. The basal Miocene continental deposits constitute fillings of halfgrabens, and have extensional growth strata. The kinematic faulting data indicated the average extension in the E-W direction that would have been generated during a change in the plate convergence, and subsequently the compression is recorded with the folding that involves these Miocene deposits.

Capítulo 1: Introducción

1.1 Objetivos

El presente estudio se inició con el objetivo de realizar un análisis tectónico del extremo norte de los Andes Patagónicos en la provincia de Santa Cruz. Se seleccionó el área de trabajo ubicada entre los lagos Buenos Aires y Cardiel, debido a que allí se exponen excelentes afloramientos, muy poco estudiados, del Cretácico Inferior al Mioceno representando los estadios de cuenca de antepaís de retroarco para el depocentro norte de la cuenca Austral.

Como objetivos específicos se planteó aplicar dos metodologías de distintas disciplinas: por un lado el análisis de procedencia mediante petrografía de areniscas, y por otra parte un análisis estructural-cinemático. El estudio petrográfico en las rocas sedimentarias pretendió determinar posibles áreas de aporte de sedimentos en base a sus componentes clásticos, desde rocas del Cretácico Inferior hasta Mioceno inferior. El relevamiento estructural, que consistió en la medición de indicadores cinemáticos, se empleó para describir y determinar eventos de deformación, abarcando rocas desde el basamento de la cuenca hasta rocas sedimentarias del Mioceno.

La caracterización de la deformación frágil abarcó el sector comprendido entre los lagos Buenos Aires y Burmeister (Figura 1.1), e incluyó la compilación de un mapa geológico y un perfil estructural de la zona. Por otra parte, se levantaron perfiles estratigráficos en escala 1:200, sobre los cuales se realizó el estudio petrográfico de areniscas y conglomerados, desde el río Oro hasta el arroyo Potranquitas (Figura 1.1) y análisis composicional de pelitas en el perfil de Veranada de Gómez. Las columnas estratigráficas estudiadas abarcaron las formaciones Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde y Kachaike (Cretácico Inferior) y las formaciones El Chacay y Santa Cruz (Burdagaliano-Langhiano).

Se debe destacar que este sector de la cuenca presenta un importante hiato entre el Cenomaniano y el Oligoceno. El perfil estratigráfico más completo se relevó en la localidad del río Belgrano, donde aflora una columna estratigráfica continua (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Giacosa y Franchi, 2001), comenzando con el Complejo El Quemado (Jurásico Superior), seguido por la Formación Springhill (Berriasiano-Valanginiano); Formación Río Mayer (Hauteriviano-Barremiano);

Formación Río Belgrano (Aptiano), Formación Río Tarde (Aptiano-Albiano), Formación Cardiel (Cenomaniano?), Basalto Posadas (Eoceno), Formación El Chacay (Mioceno inferior) y Formación Santa Cruz (Mioceno inferior), hacia el este se encuentra el Basalto Belgrano (Mioceno superior).

Se tuvieron en cuenta perfiles espaciados de norte a sur, completando un total de cinco secciones sedimentarias, desde el río Oro hasta el arroyo Potranquitas al sur. Se complementaron estos estudios con análisis realizados mediante U-Pb en circones detríticos (Ghiglione *et al.*, 2015), que obtuvieron edades consideradas de máxima deposición para las formaciones Río Belgrano y Río Tarde, y los histogramas de edades, que ayudan a determinar los sectores de procedencia de los circones.

A su vez, a modo de integración regional para la Cuenca Austral, se compararon los resultados obtenidos con columnas estratigráficas ubicadas al sur, entre las localidades de Lago Viedma y Río Turbio, a partir de los trabajos de Manassero (1988), Macellari *et al.* (1989), Cereceda (2016), y estudios realizados en el sector chileno de Última Esperanza por Romans *et al.* (2008, 2010), Fildani y Hessler (2005) y Crane (2004). La petrografía y análisis preliminar en pelitas de la Formación Río Mayer se comparó con el estudio realizado por Richiano (2012) en su trabajo doctoral y publicaciones relacionadas, en el depocentro sur de la Cuenca Austral entre los lagos Viedma y Argentino.

La geología estructural de la zona, está fuertemente vinculada con el desarrollo de la faja plegada y corrida (FPC) de los Andes Patagónicos Australes (APA), a través de corrimientos y retrocorrimientos que exponen las sucesiones sedimentarias estudiadas. A estas latitudes, se presentan dos dominios estructurales claros que corresponden al Dominio de Basamento y la FPC, limitados por el frente de basamento con un sentido de transporte hacia el este. Mediante información de meso-escala obtenida en superficie y de relaciones estratigráficas se caracterizó su estructuración y evolución.

A partir de los distintos análisis, se elaboró y planteó la evolución del depocentro norte de la Cuenca Austral, diferenciando unidades tectonoestratigráficas. Esta distinción propone, para el período Mesozoico una etapa de rift jurásica, una etapa cretácica temprana de enfriamiento térmico, seguida en el Aptiano-Albiano de una etapa de retroarco en un contexto compresivo, y una etapa de cuenca de antepaís *sensu stricto* para el Cenozoico. Existe un marcado contraste en la petrografía sedimentaria del registro sedimentario mesozoico con respecto al de unidades del Cenozoico. Ese contraste refleja cambios en el contexto tectónico-evolutivo, que serán

discutidos junto con otros resultados obtenidos a partir de metodologías complementarias (geofísicas y cinemáticas).

1.2 Ubicación de la zona de estudio

El área de trabajo se encuentra delimitada entre los paralelos de 46° 30' y 48° 35' S y meridianos 70° 50' y 72° 15' O (Figura 1.1), abarcando parte del Parque Nacional Perito Moreno (PNPM), en la provincia de Santa Cruz, Argentina. El acceso al parque nacional se realiza a través de la ruta provincial 37, un camino de ripio que se conecta desde la ruta nacional 40. Los centros poblados más cercanos son Hipólito Yrigoyen y Bajo Caracoles, ubicado sobre la ruta nacional 40 (Figura 1.1). Ciudades con mayor población próxima son Perito Moreno, ubicada 320 km al noreste, y Gobernador Gregores distante 220 km al sureste.

El Parque Nacional Perito Moreno posee una superficie de 126.830 hectáreas pertenecientes a las ecorregiones Estepa Patagónica y los Bosques Patagónicos. Permanece abierto al público desde fines de primavera hasta principio del otoño. Comprende los lagos Volcán y Península al norte, el lago Belgrano en el centro, los lagos Azara y Nansen al oeste, y el lago Burmeister al sur.

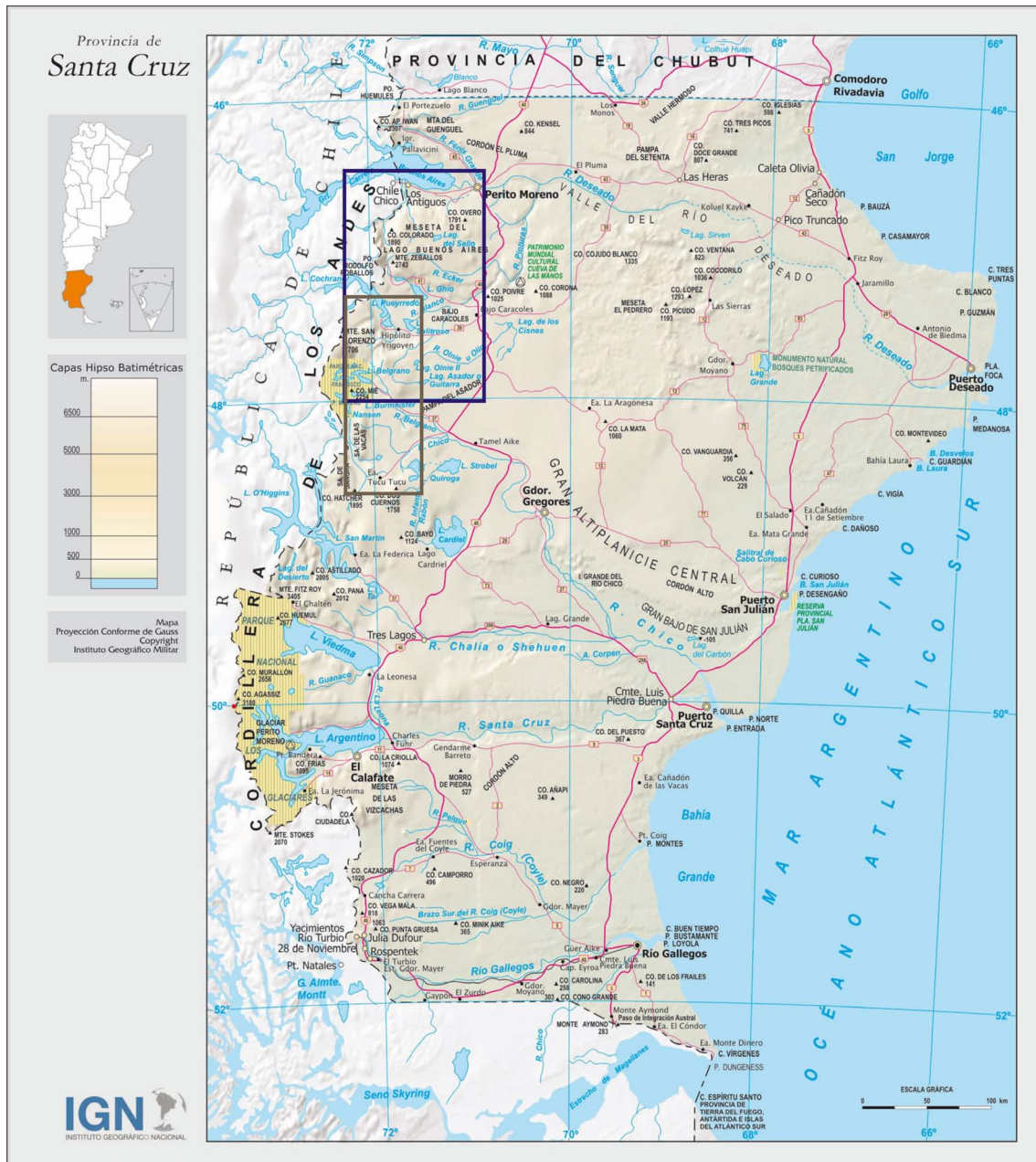


Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio. El rectángulo marrón delimita la zona con análisis de procedencia mediante petrografía y circones; el rectángulo azul indica el área donde se realizaron mediciones de indicadores cinemáticos en fallas, que forman parte del estudio de la deformación frágil.

1.3 Metodología

El estudio se desarrolló esencialmente en tres etapas resumidas en:

(1) Tareas de gabinete previas: realizadas en el primer año de doctorado, previo a la primera campaña de verano en 2014.

(2) Tareas de campo: realizadas entre 2014 y 2016.

(3) Tareas de gabinete intermedias y finales: efectuadas entre los años 2015 y 2017, consistieron en trabajos de laboratorio para el análisis y descripción de muestras de roca, conteo de puntos, procesamiento de datos estructurales, tareas de mapeo final y redacción del informe final.

En una primera instancia, el trabajo de gabinete previo, consistió en la búsqueda, recopilación y lectura de bibliografía referidas específicamente a la zona de tesis y trabajos de carácter más regional abarcando todos los APA. También se recopilaron y correlacionaron secciones estratigráficas de estudios ya existentes (Arbe, 1986; Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Giacosa y Franchi, 2001).

Se realizó un mapeo preliminar basado en imágenes de *Google Earth* e imágenes Landsat TM, además de mapas fotointerpretados ya existentes (Panza *et al.*, 2003), identificando distintas unidades estratigráficas, estructuras y puntos particulares a ser relevados durante los trabajos de campo. Se utilizaron los programas *Arc Gis 9.3* y *Corel Draw*.

Las tareas de campo se desarrollaron durante la primavera y verano, en enero-febrero de 2014, noviembre-diciembre de 2014, y noviembre de 2016. Se relevaron los perfiles estratigráficos utilizando brújula, cinta métrica y GPS. Se extrajeron y ubicaron las muestras para los análisis petrográficos y de difracción de rayos X. A su vez, se midieron indicadores cinemáticos y se adquirieron datos estructurales para estudiar la deformación frágil.

Finalmente, con la información de campo obtenida, se construyeron los perfiles estratigráficos para cada localidad. Se describieron petrográficamente un total de 70 cortes delgados, de los cuales 59 areniscas se utilizaron para realizar el conteo composicional, y se emplearon 10 muestras para el análisis de difracción de rayos X, con el fin de definir las posibles áreas de procedencia. Asimismo, se obtuvo un mapa de deformación para la zona y se completó el mapeo geológico y un perfil estructural, junto con la elaboración del presente manuscrito.

En esta sección se introducen las metodologías empleadas, si bien en cada capítulo se detallarán los distintos trabajos realizados en gabinete para una mejor comprensión de las técnicas utilizadas, y las condiciones bajo las cuales se realizaron. Se trabajaron con dos técnicas principales, por un lado el estudio petrográfico, y por otro, el análisis de indicadores cinemáticos de falla. En el primer caso se muestrearon areniscas de la columna estratigráfica cretácica inferior-cenozoica; mientras que los indicadores cinemáticos se obtuvieron de todas las unidades aflorantes, desde el Paleozoico hasta el Mioceno. El estudio que comprende el análisis composicional de rocas sedimentarias es la herramienta utilizada para determinar indirectamente las posibles áreas de procedencia, abarcando desde rocas clásticas de grano más grueso hasta las de grano más fino. Primordialmente se estudiaron areniscas ya que presentaban una amplia distribución. En primer lugar se describieron los cortes petrográficos, se determinó la composición modal mediante el método de conteo de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984) a partir del cual se clasificó la roca y luego se plotearon los resultados en los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Dickinson *et al.* (1983), junto con otros diagramas triangulares secundarios y gráficos donde se distinguen las relaciones entre líticas, con el fin de mejorar la interpretación en base a la relación entre las distintas fracciones clásticas. Se sumaron estudios de difracción de rayos X para analizar pelitas y petrografía en clastos de conglomerados para la fracción clástica más gruesa.

El análisis de indicadores cinemáticos abarcó desde la localidad de Los Antiguos hasta el lago Burmeister ubicado al sur del Parque Nacional Perito Moreno. Se diagramaron los sitios para realizar las mediciones, y el trabajo de campo consistió en la medición sistemática de estrías de falla, utilizando una brújula estructural. Se relevaron alrededor de 1000 planos de falla con sus respectivas estrías, a cada una de las cuales se determinó el tipo de falla (normal, inversa, dextral, sinistral) y se asignó un criterio de certeza. Para el plano de falla se tomó dirección de inclinación e inclinación, mientras que para las estrías se midió el azimuth y hundimiento. Estos datos de estrías de fallas se procesaron utilizando los *softwares* de acceso libre Tensor © y MIM ©, que mediante métodos de inversión determinaron los ejes de paleoesfuerzos (Delvaux, 1993; Delvaux y Sperner, 2003; Yamaji *et al.*, 2011) y de este modo permitieron caracterizar la deformación frágil en el sector norte de los Andes Patagónicos Australes (APA). Se discutieron los resultados a nivel regional con trabajos de Diraison *et al.* (2000), Lagabrielle *et al.* (2004, 2007), Scalabrino *et al.*

(2009), Guillaume *et al.* (2013), Bourguois *et al.* (2000), y al sur de Coutand *et al.* (1999).

1.4 Antecedentes

Las primeras investigaciones tuvieron lugar a fines del siglo XIX y principio del siglo XX. Se destacaron las labores realizadas por R. Hauthal (1903 y en Wilckens, 1905) que realizó perfiles y esquemas geológicos en el área del río Belgrano. Favre (1908) estudió los amonites que recolectó Hauthal. El primer mapa geológico de la zona fue elaborado por P.D. Quensel (1911), basado en las investigaciones previas de Hauthal, e incluyó al Batolito Patagónico, una serie metamórfica y sedimentos jurásicos y cretácicos. Valiosos aportes fueron elaborados por John B. Hatcher (1897, 1900 y 1903) en expediciones de la Universidad de Princeton. Sus investigaciones geológicas y paleontológicas brindaron información sobre las diferentes faunas fósiles de invertebrados cretácicos y terciarios y faunas mamíferas, junto con el conocimiento de la geografía y la geología de la región recorrida. Hatcher estableció las primeras definiciones en cuanto a la estratigrafía de la zona, mediante secciones tipo y correlaciones con horizontes fosilíferos de distintos depósitos sedimentarios, conformando estudios fundamentales para los trabajos que se realizaron posteriormente.

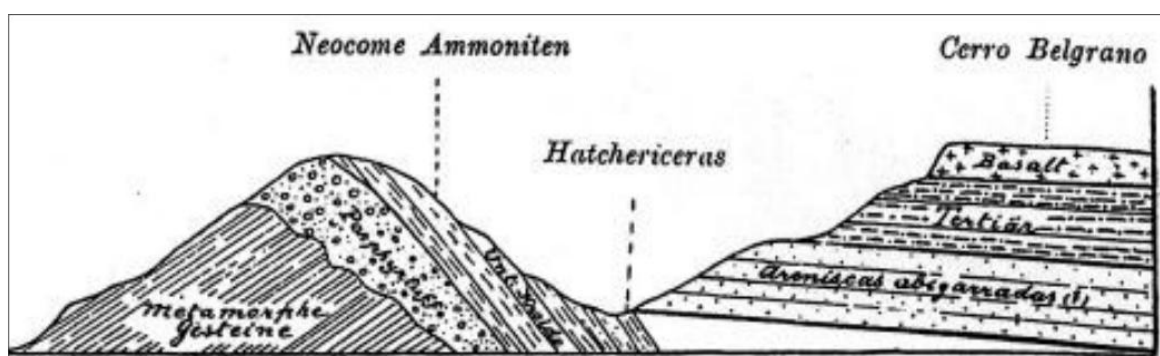


Figura 1.2: Esquema O-E realizado por Hauthal aguas abajo del río Belgrano, al este de la Sierra de las Uñas (Wilckens, 1905).

Hacia mediados del siglo XX, promovidos por la exploración petrolera se realizaron trabajos entre los cuales cabe destacar a E. Feruglio y A. Piatnitzky que

aportaron conocimiento de índole paleontológica y estratigráfica para la región. Trabajos como *Paleontographia Patagonica* (Feruglio, 1937) entre otros aportes fundamentales de Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938; Feruglio, 1949-1950) permitieron establecer la estratigrafía de la Cuenca Austral.

Hacia la segunda mitad del siglo XX, Leanza (1972) definió la provincia geológica de Cordillera Patagónica Austral como el segmento ubicado al sur del lago Fontana. Riccardi y Roller (1980) extendieron los límites de la misma desde la región del lago Nahuel Huapi (41° S) hasta el estrecho de Magallanes (53° S). Actualmente, se hace referencia al término de APA al sector cordillerano ubicado al sur del punto triple de Chile (46,5° S) que presenta una división entre los estilos de deformación al norte y sur del mismo (Ramos, 1982a; véase sección 2.1).

La geología regional y estratigrafía donde se enmarcaron inicialmente las unidades estudiadas se describieron con detalle en los trabajos de Nullo *et al.* (1978), Homoc (1980), Riccardi y Roller (1980), Aguirre-Urreta y Ramos (1981), Arbe (1986, 1989) y se resumieron en Arbe (2002), entre otros. Este último autor hizo hincapié en el reconocimiento de ciclos sedimentarios en unidades cretácicas de la Cuenca Austral.

En cuanto al contenido fosilífero, se destacan los estudios de amonoideos en las publicaciones de Leanza (1970), Blasco *et al.* (1980) y Aguirre-Urreta y Ramos (1981). Blasco *et al.* (1980) estudió el género *Hatchericeras* Stanton en cercanías a la Estancia Tucu-Tucu asignando una edad barremiana tardía para el límite entre las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. Aguirre-Urreta y Ramos (1981) analizaron la evolución de la cuenca para el Cretácico Inferior, entre los lagos Posadas y San Martín, estableciendo en ese sector una edad barremiana para la regresión marina.

Hacia fines de siglo XX y principio del siglo XXI, se generaron nuevos aportes a partir de investigaciones sistemáticas impulsadas por el Servicio Geológico Nacional, entre las que se incluyó el mapeo geológico escala 1:200.000 de las inéditas hojas Cerro San Lorenzo y Monte Belgrano (Ramos, 1982a, 1982b) y de las publicadas hojas geológicas Lago Belgrano y Lago Posadas (Giacosa y Franchi, 2001) y Lago Buenos Aires (Escosteguy *et al.*, 2003). Dichas cartas geológicas recopilaron, sintetizaron y describen la estratigrafía, la geología estructural, la geomorfología y los recursos naturales, constituyendo un importante punto de partida para diversos estudios.

Estudios de carácter estratigráfico y sedimentológico más recientes y específicos fueron realizados en tesis doctorales por Varela (2011), Richiano (2012) y Cereceda (2016) investigando unidades cretácicas en la zona de los lagos Viedma y Argentino.

Los primeros trabajos referidos en particular a la estructura de los APA corresponden a Nullo *et al.* (1978), y Ramos (1979) quien presentó un mapa geológico junto con transectas estructurales orientadas E-O y planteó la evolución tectónica en la zona de lago Belgrano. La estructura de los Andes Patagónicos se divide en dominios estructurales, dependiendo de las características estructurales de cada región y las fallas que actúan como límites discernibles entre ellas. En un estudio más regional realizado por Kraemer *et al.* (2002) describieron la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos desde los 46° a 52° S, dividiéndola en un sector interno hacia el oeste y otro externo hacia el este, teniendo en cuenta las unidades involucradas y el estilo estructural.

Entre los estudios de carácter estructural más importantes realizados hacia el sur, entre los lagos Viedma y Argentino, se pueden mencionar los de Kraemer (1994, 1998), Massabie (1990), Ghiglione *et al.* (2009), Giacosa *et al.* (2012) y Likerman *et al.* (2013). Se han propuesto distintas denominaciones, no obstante las cuales siempre se reconoce un dominio caracterizado por la presencia de basamento al oeste, y unidades deformadas hacia el este conformando una faja plegada y corrida. Ghiglione *et al.* (2009), al sur del lago Viedma, diferenciaron de oeste a este, los siguientes tres dominios: de Basamento, de faja plegada y corrida Interna y de faja plegada y corrida Externa. Asimismo, en ese sector, Giacosa *et al.* (2012) delimitaron una faja plegada y corrida Interna al oeste, y una faja plegada y corrida Externa al este, donde diferencian dos sectores denominados Subandino y Extrandino.

El magmatismo asociado con la ruptura de Gondwana fue estudiado por Pankhurst *et al.* (1993), Pankhurst y Rapela (1993), Pankhurst *et al.* (1998, 2000). Estas últimas referencias resultaron sumamente importantes debido que dataron unidades que conforman la provincia silícea de Chon Aike, definiendo y acotando tres eventos volcánicos en la Patagonia. En la Sierra Colorada, ubicada al este de los lagos Posadas-Pueyrredón, Sruoga (1989) realizó su trabajo doctoral estudiando el volcanismo ácido de la caldera La Peligrosa y posteriormente en trabajos de Japas *et al.* (2013) y Sruoga *et al.* (2014) analizaron la relación entre el volcanismo y régimen extensional en el Macizo del Deseado y sector noreste de la Cordillera Patagónica Austral.

Riggi (1957) definió el Basalto Posadas y el Basalto Belgrano, interpretados como basaltos alcalinos de intraplaca en base a sus características geoquímicas (Ramos, 1982b). Las mesetas basálticas asociadas con el volcanismo de retroarco, como la meseta del lago Belgrano o lago Buenos Aires, fueron estudiadas a nivel regional por Ramos y Kay (1992), Gorrington *et al.* (1997) y Panza y Franchi (2002), que relacionaron el tipo de basalto de islas oceánicas sin afinidad de arco con la subducción de la dorsal oceánica debajo de la placa Sudamericana, que generaría una ventana astenosférica.

Estudios realizados por Diraison *et al.* (2000), Lagabriele *et al.* (2004), Scalabrino *et al.* (2010), Guillaume *et al.* (2009, 2013) y Bourguois *et al.* (2000, 2016), entre otros, insertaron la zona de estudio en un marco regional actualizado y analizaron su vinculación con la colisión de la dorsal de Chile en el margen pacífico de la placa Sudamericana.

Capítulo 2: Marco geotectónico

2.1 Contexto regional

En este capítulo se introduce y enmarca la zona de estudio en el contexto geodinámico. A continuación se describirá el marco geológico, reseñando las unidades involucradas en los Andes Patagónicos Australes (APA), vinculándolas con la evolución tectónica, haciendo hincapié en los procesos relacionados con la etapa de retroarco compresivo y antepaís.

Los Andes son un rasgo geomorfológico elevado, continuo a lo largo del margen oeste del continente Sudamericano. Existen varias divisiones planteadas en función de características magmáticas, estructurales, topografía y geometría de la subducción. Una de las primeras subdivisiones la realizó Gansser (1973), separando en Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur (Figura 2.1). El punto triple de Aysén separa los Andes Centrales de los Andes del Sur. En este contexto la zona de estudio se encuentra en los Andes del Sur, latitudinalmente por debajo de donde actualmente se localiza el punto triple de Chile.

Por su parte, Ramos (1999) dividió la Cordillera Patagónica en septentrional y austral con el límite en el lago Fontana (véase también Ramos y Ghiglione, 2008), a los 45°S, tal como delimitó Leanza (1972) las provincias geológicas. Este último autor establece una separación dentro de la Cordillera Patagónica Austral a la latitud del punto triple de Aysén, en la península de Taitao, segmentándola en norte y sur (Figura 2.2). El segmento norte comprende un arco volcánico activo y la ausencia de rocas paleozoicas en la vertiente argentina (Ramos, 1989), mientras que en el segmento sur se encuentra basamento del Paleozoico medio a tardío, secuencias volcánicas ácidas del Jurásico tardío, y depósitos marinos que se inician en el Tithoniano y muestran ciclos transgresivos-regresivos con regresiones diacrónicas de norte a sur (Riccardi y Rolleri, 1980; Arbe, 2002).



Figura 2.1: Segmentación de los Andes de acuerdo con Gansser (1973).

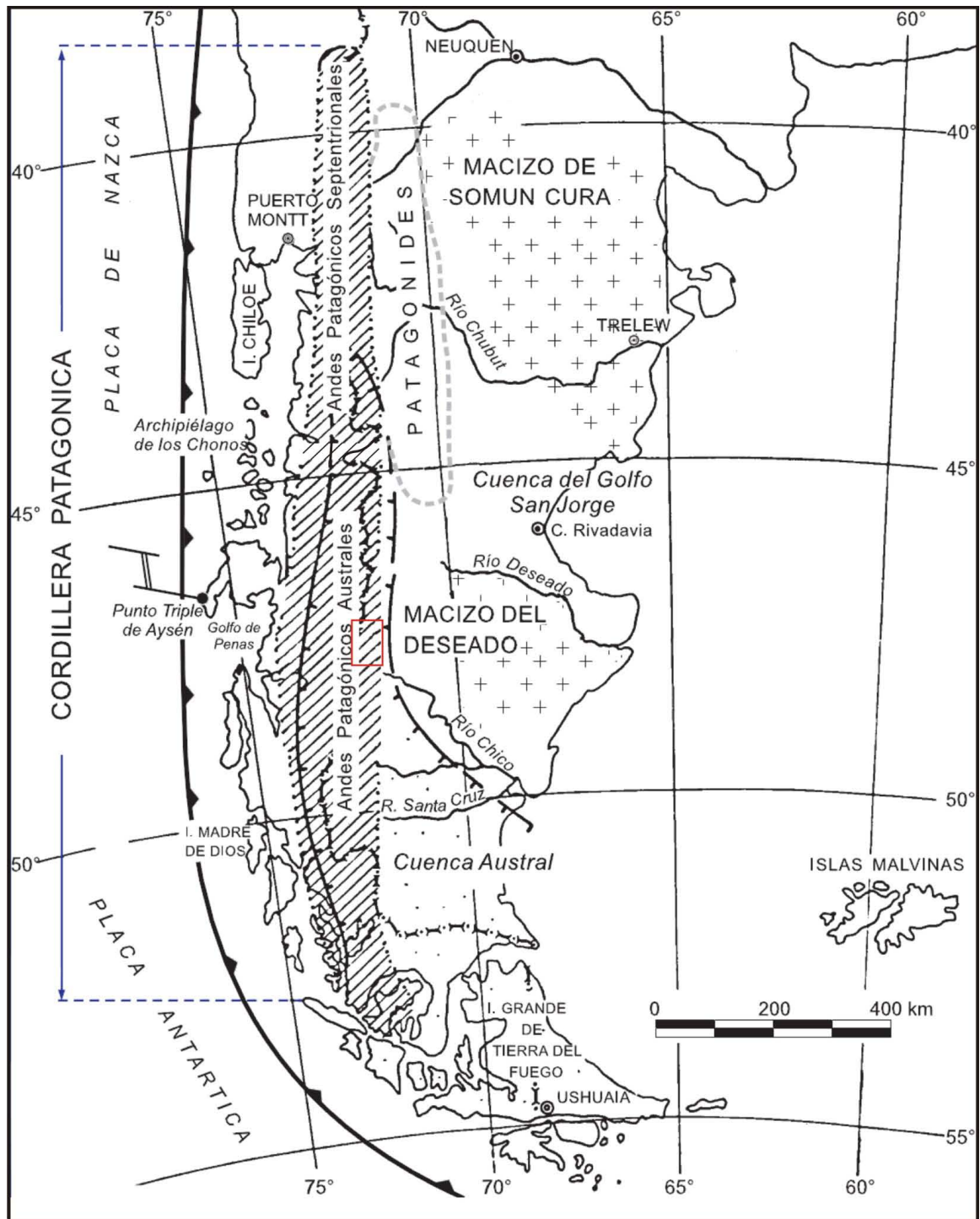


Figura 2.2: Ubicación de los Andes Patagónicos Australes (APA) y unidades morfoestructurales en territorio argentino, zona de estudio enmarcada en rojo, tomado de Ramos (1999).

Las rocas aflorantes presentan edades de oeste a este cada vez más jóvenes (Figura 2.3). Las unidades geológicas en la región pueden agruparse en unidades mayores de la siguiente forma:

- Basamento metamórfico del Paleozoico
- Volcanitas y rocas volcanoclásticas jurásicas
- Sedimentitas del Cretácico Inferior
- Basaltos eocenos
- Sedimentitas cenozoicas
- Depósitos pliocenos-cuaternarios

Desde un punto de vista tectónico y evolutivo, la zona de tesis se encuentra en el ámbito norte de la cuenca Austral, actualmente deformada en la faja plegada y corrida de los APA (Figura 2.4). La cuenca Austral se ubica en el margen suroeste de la placa Sudamericana, abarcando gran parte de la provincia de Santa Cruz y Tierra del Fuego en territorio argentino y la región chilena de Magallanes. Hacia el este limita con el Macizo del Deseado y el Alto de Río Chico, que la separa de la cuenca de Malvinas (Figuras 2.2 y 2.4).

Al presente, la actividad tectónica en el extremo sur de los Andes responde a la interacción de las placas oceánicas de Nazca, Antártica y Scotia, con la placa continental de América del Sur (Figura 2.4). Las placas de Nazca y Antártica subductan por debajo de América del Sur, separadas por la dorsal sísmica de Chile. La placa de Nazca converge al norte del denominado punto triple de Aysén con una velocidad de 8 cm/año y un vector de convergencia ligeramente oblicuo, mientras que al sur la placa Antártica lo hace con una velocidad de 2 cm/año y el vector de convergencia es ortogonal (Figura 2.4; Cande y Leslie, 1986; Diraison *et al.*, 2000, Somoza y Ghidella, 2012). La dorsal mencionada ha ido migrando desde el sur hacia el norte, y actualmente se encuentra a los 46°30' de latitud sur, presentando mayor relieve del arco volcánico al sur de este punto triple (Breitsprecher y Thorkelson, 2008).

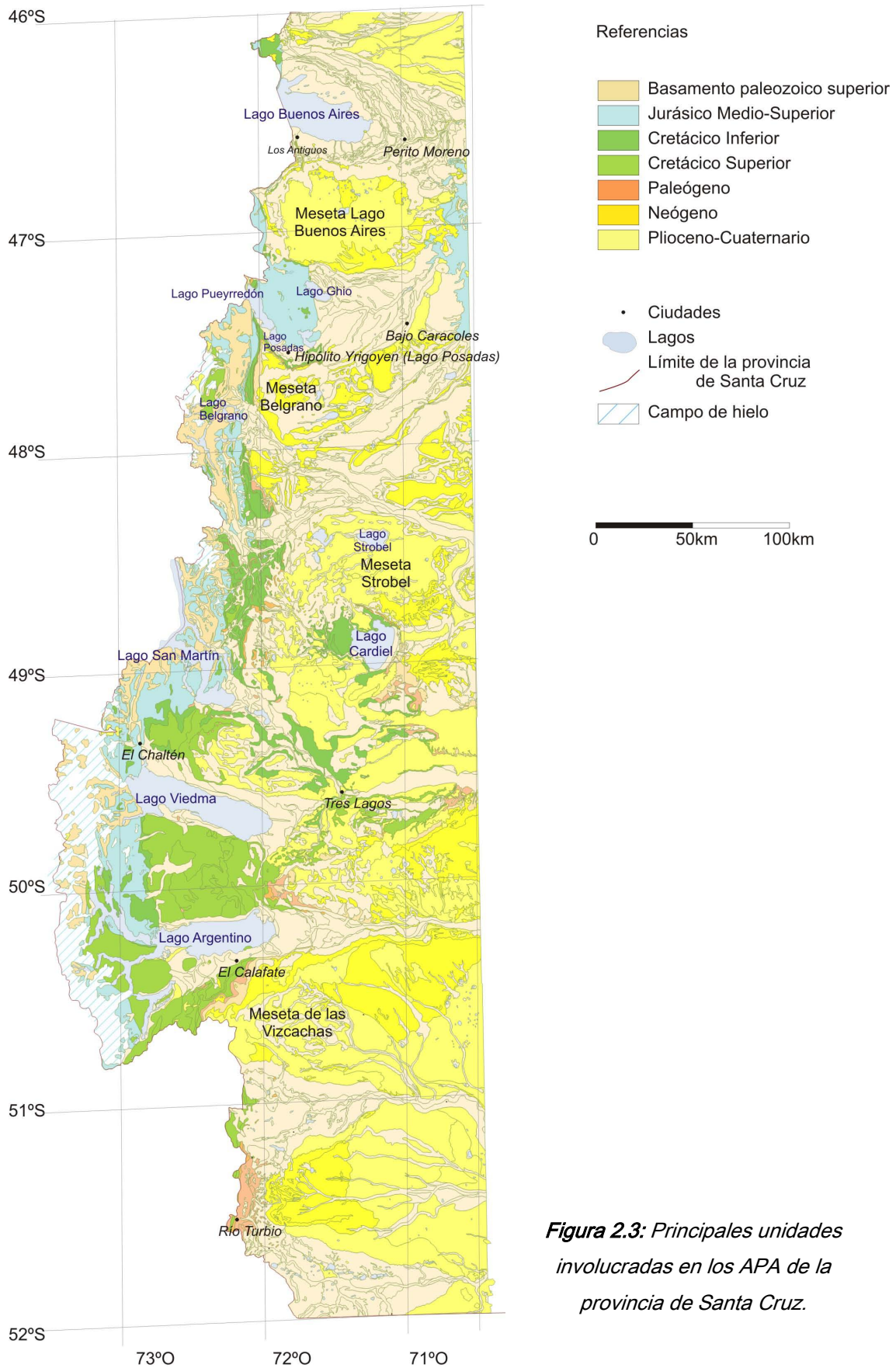


Figura 2.3: Principales unidades involucradas en los APA de la provincia de Santa Cruz.

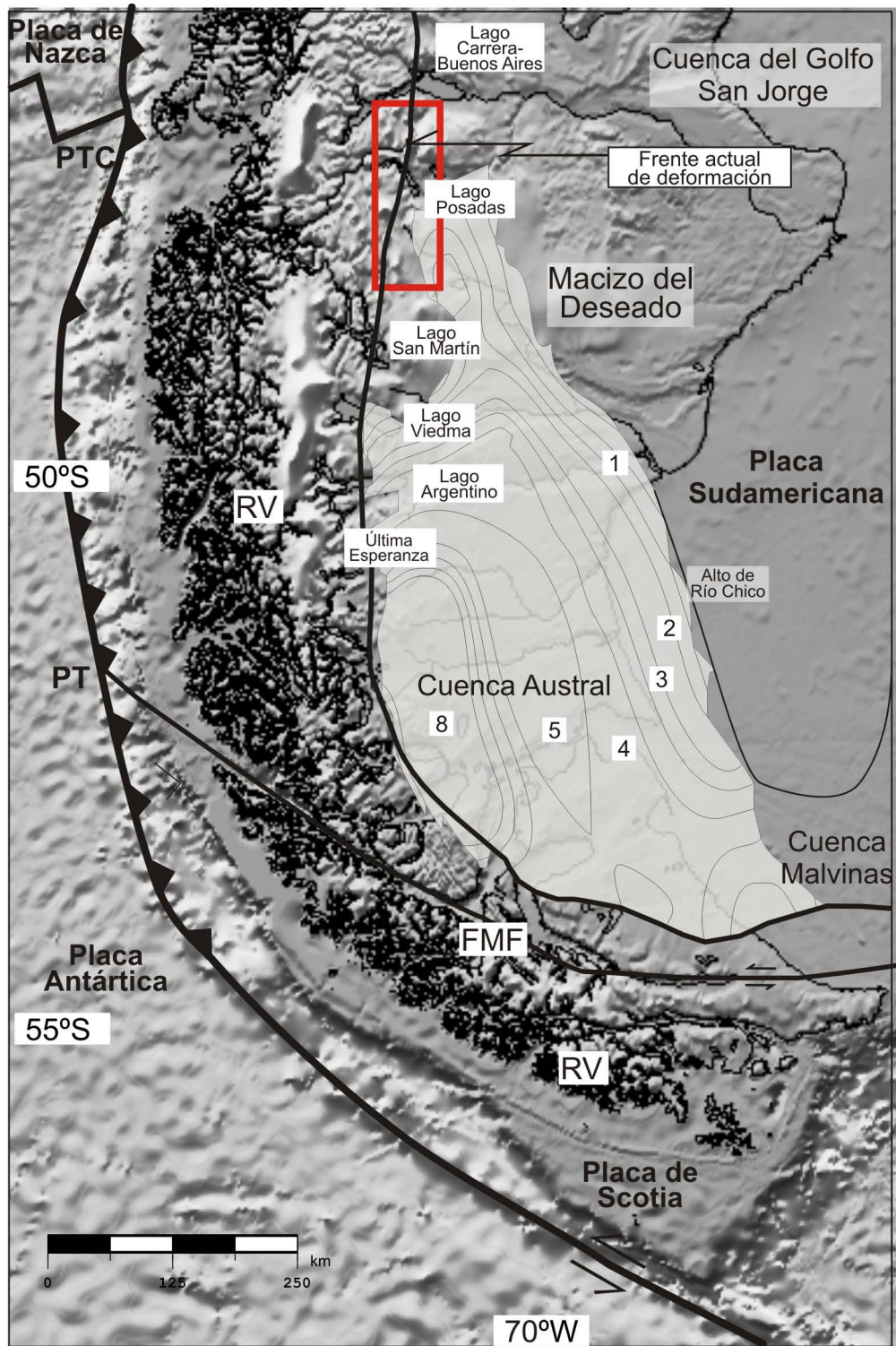


Figura 2.4: Rasgos morfoestructurales destacados al sur del Punto Triple, en el extremo sur de Patagonia. RV: Cuenca de Rocas Verdes, FMF: Falla Magallanes-Fagnano, PTC: Punto Triple Chileno; PT: Punto Triple. En el sector de la Cuenca Austral, las líneas con números indican igual espesor de sedimentos expresado en kilómetros (Ghiglione et al., 2009).

2.1.1 Basamento metamórfico paleozoico

Las rocas más antiguas expuestas corresponden al basamento de sedimentitas, metasedimentitas y metamorfitas de bajo grado de las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo (Giacosa, 1987; Kraemer y Riccardi, 1997), que representan un antiguo prisma de acreción del margen pacífico, denominado y agrupado en Complejos Metamórficos Paleozoicos. Hervé *et al.* (2003, 2008) distinguen el Complejo Metamórfico Occidental y el Complejo Metamórfico Oriental, entre varios complejos metamórficos a lo largo de la costa acrecional pacífica diferenciados por la edad y litología. Estos complejos metamórficos son intruidos por el Batolito Patagónico Cretácico-Cenozoico (Pankhurst *et al.*, 2003; Hervé *et al.*, 2008). Hacia el oeste el grado de metamorfismo es mayor, relacionado con complejos de subducción del antearco, que alcanzan facies de gneiss (Hervé *et al.*, 2008).

La edad asignada a las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo es devónica tardía-carbonífera temprana basada en escasa evidencia fósil (Shell C.A.P.S.A. 1965; Riccardi, 1971; Kraemer y Riccardi, 1997), mientras que estudios de U-Pb en circones detríticos indican una edad máxima de depósito de 328 Ma (Augustsson *et al.*, 2006). El grado de metamorfismo de la Formación Río Lácteo alcanza hasta facies de esquistos verdes (Giacosa *et al.*, 2012), mientras que en el lago San Martín la Formación Bahía de la Lancha presenta una alternancia rítmica de areniscas y pelitas que preservan el carácter sedimentario con diagénesis avanzada o anquimetamorfismo (Poiré *et al.*, 1999).

Por otra parte, en el Macizo del Deseado, provincia geológica ubicada al este, el basamento asignado al Paleozoico inferior está representado por pequeños afloramientos correspondientes al Complejo Río Deseado y Formación La Modesta (Pezzi, 1970; Giacosa *et al.*, 2002). El Complejo Río Deseado se expone en el sector oriental del macizo mientras que la Formación La Modesta se localiza hacia el centro-oeste. El grado de metamorfismo disminuye hacia el oeste, varía de metacuarcitas, filitas, esquistos y gneises hacia filitas y esquistos micáceos de la Formación La Modesta que no supera la facies de esquistos verdes (Del Blanco *et al.*, 1994). Giacosa *et al.* (2002) proponen que la faja ígnea metamórfica del Complejo Río Deseado se exhumó con anterioridad al Pérmico temprano, posiblemente en el Devónico tardío, basado en una etapa de deformación frágil con corrimientos y pliegues que presentan un rumbo NNO (Fracchia y Giacosa, 2006). Para el Pérmico se inició una etapa de extensión que continúa durante el Mesozoico (Homovic y Constantini, 2001).

2.1.2 *Rifting jurásico*

La historia geológica mesozoica de los APA se inicia en un contexto regional de atenuamiento litosférico y *rifting* mecánico intracontinental asociado al desmembramiento de Gondwana (Nullo *et al.*, 1978; Biddle *et al.*, 1986; Uliana *et al.*, 1989; Kraemer y Riccardi, 1997; Pankhurst *et al.*, 2000, Franzese *et al.*, 2003) que culminó con la generación de corteza oceánica entre los 152 y 140 Ma al S-SO de la zona de estudio, en la cuenca extensional de Rocas Verdes (Stern y DeWit, 2003; Calderón *et al.*, 2007).

En la base del Jurásico se presentan depósitos de conglomerados y areniscas conocidos como Conglomerado Arroyo de la Mina (Riggi, 1957; Riccardi, 1971), recientemente agrupados en la Formación El Bello (Escosteguy *et al.*, 2014). Luego es cubierto por una extensa y potente secuencia volcánica predominantemente ácida, con rocas sedimentarias asociadas, correspondientes al Complejo El Quemado (Riccardi, 1971), cuya edad es Jurásico tardío, con un período de máxima actividad en los 157-153 Ma (Estadio V3 de Pankhurst *et al.*, 2000). Hacia el extremo suroeste de América del Sur, engrana lateralmente con los complejos Sarmiento en Última Esperanza en Chile, y Tortugas al sur de Tierra del Fuego, compuestos por rocas básicas con afinidad oceánica, conformando la cuenca marginal de Rocas Verdes (Figura 2.4; Calderón *et al.*, 2007). Hacia el noreste tiene lugar el volcanismo en el Macizo del Deseado, representado por el Grupo Bahía Laura y Formación Chon Aike (Lesta *et al.*, 1980) con una edad ligeramente más joven respecto al Complejo El Quemado (Pankhurst *et al.*, 2000). Estas unidades, junto con el volcanismo ácido representado por la Formación Marifil (Malvicini y Llambías, 1974) en el Macizo NordPatagónico, conforman la provincia magmática de Chon-Aike (Pankhurst *et al.*, 1998; en el siguiente capítulo se detallan edades y correlaciones). En el sector chileno, las unidades equivalentes al Complejo El Quemado se denominan Formación Ibáñez al norte (Suárez *et al.*, 1999) o Tobífera al sur (Bruhn *et al.*, 1978).

2.1.3 *Sag/Retroarco Cretácico Inferior*

Las unidades geológicas que suceden a la fase extensional están representadas por depósitos tabulares de gran extensión asociados a una etapa de enfriamiento térmico (Figura 2.5 b), seguidos de secuencias regresivas del estadio inicial de cuenca de antepaís con procedencia desde zonas elevadas hacia el antepaís no deformado (Figura 2.5 c y d; Arbe, 2002).

Durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano ocurrió una importante transgresión marina representada por la Formación Springhill, que se inicia con depósitos continentales y hacia el techo presenta un ambiente sedimentario correspondiente a una plataforma somera (Thomas, 1949a). Esta unidad cubre parcialmente los márgenes de los hemigrábenes (Varela, 2011; Richiano, 2012) que posteriormente son cubiertos ampliamente por lutitas negras de la Formación Río Mayer asignadas a un ambiente marino (Riccardi, 1971; Kraemer y Riccardi, 1997). Dicha transgresión tiene edades más jóvenes hacia el norte de la cuenca Austral, alcanzando la máxima expansión en el Barremiano (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Macellari, 1988; Nullo *et al.*, 1999; Arbe, 2002; Riccardi, 2002; Figura 2.6).

La Formación Río Mayer está cubierta por depósitos de la Formación Río Belgrano. Esta última consiste de sucesiones silicoclásticas de pelitas y areniscas, con incremento vertical en la proporción de areniscas, representando diferentes posiciones de un sistema deltaico y con carácter progradante (Arbe, 1986). Están cubiertos, de forma erosiva, por sucesiones de conglomerados del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Estos depósitos representan un ambiente netamente continental, de sistemas fluviales. Estas unidades que pasan de un ambiente transicional a continental forman parte del subciclo regresivo, denominado subciclo Río Tarde por Arbe (2002).

En el sector de los lagos Posadas y Pueyrredón se registra la extensión y posterior fase de retroarco; el registro del periodo Cretácico en este sector de la cuenca Austral solo corresponde al Cretácico Inferior (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Ghiglione *et al.*, 2015, Figura 2.6).

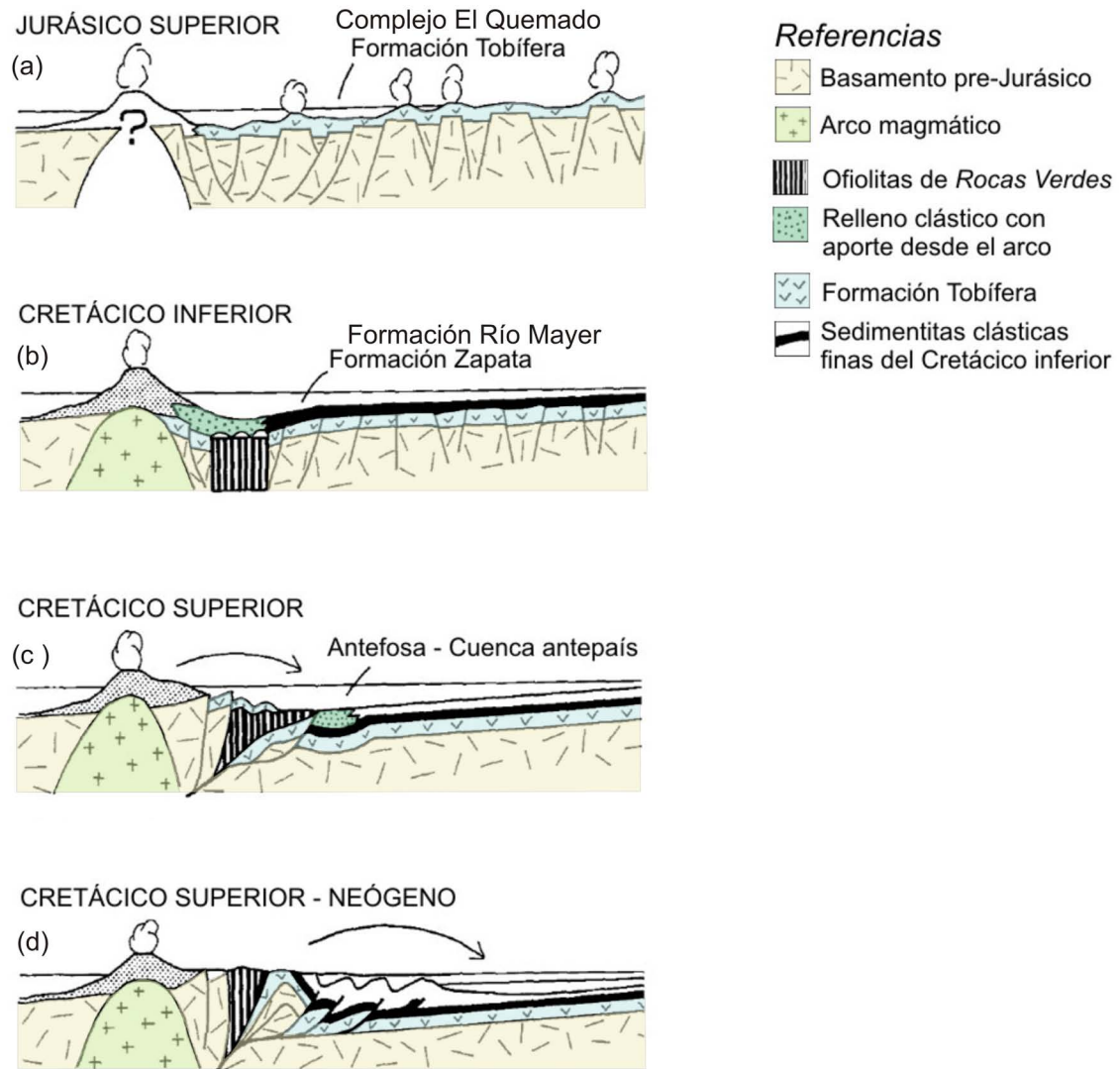


Figura 2.5: Esquema de las etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca de Magallanes y la APA a los 50°-52°S (tomado y modificado de Wilson, 1991). (a) Etapa de rift. (b) Etapa de enfriamiento térmico. (c) y (d) Etapa de cuenca de antepaís.

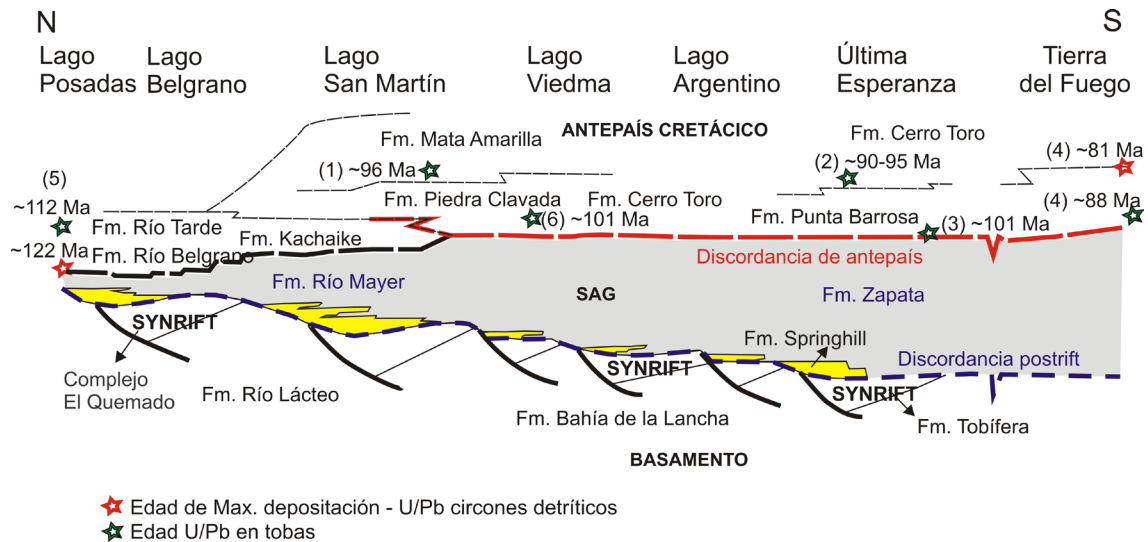


Figura 2.6: Correlación N a S de la cuenca Austral (Modificado de Ghiglione *et al.* 2015).

Referencias de edades: (1) Varela *et al.* (2012), (2) Bernhardt *et al.* (2012), (3) Fosdick *et al.* (2011), (4) McAtamney *et al.* (2011), (5) Ghiglione *et al.* (2015), (6) Poiré *et al.* (2017).

2.1.4 Antepaís Cretácico Superior

El inicio de la deformación compresiva se estima que ocurrió en el Albiano-Cenomaniano a partir del estudio de las sucesiones sedimentarias preservadas en el antepaís y por la presencia de discordancias angulares producidas durante el levantamiento (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Arbe, 1986; Wilson, 1991; Varela *et al.*, 2012). El período de compresión y orogénesis se desarrolló durante el Cretácico tardío-Paleógeno (Kraemer, 1998; Franzese *et al.*, 2003; Giacosa *et al.*, 2012). La deformación compresional Cenozoica comprendió una serie de procesos sedimentarios, magmáticos y tectónicos producto de la interacción entre las placas oceánicas ubicadas en el Pacífico (Aluk-Farallón-Nazca-Antártica) y la placa continental de América del Sur (Coutand *et al.*, 1999; Ghiglione y Cristallini, 2007) dando lugar al desarrollo de la etapa de antepaís de la cuenca Austral (Nullo *et al.*, 1978; Arbe, 2002; Franzese *et al.*, 2003; Marensi *et al.*, 2005).

Datos geocronológicos en circones detríticos y tobas indican una edad turoniana para las formaciones Mata Amarilla y Punta Barrosa (Wilson, 1991), que representan el inicio de los depósitos asignados a una etapa de antepaís en el depocentro ubicado al sur del Lago San Martín (Varela *et al.*, 2012; Figura 2.4). En el subsuelo, al norte del lago Argentino, Kraemer y Riccardi (1997) reconocen una discordancia intraformacional que separa dos intervalos sedimentarios dentro de la Formación

Cerro Toro. Dichos intervalos presentan una edad aptiana-coniaciana temprana para la sección inferior, a la que indican como primera secuencia de antepaís (Fosdick *et al.*, 2014), y una edad coniaciana media-campaniana para la sección superior.

En el sector comprendido entre el lago Viedma y sur de lago Argentino (Figura 2.3) existe un registro de aproximadamente 4000 metros de sucesiones turbidíticas y otras facies marinas profundas, depositadas en una fosa orientada N-S con un patrón de sedimentación axial al cinturón orogénico (Wilson, 1991; Hubbard *et al.*, 2008; Romans *et al.*, 2009). Datos de paleocorrientes tomados en las Formaciones Punta Barrosa, Cerro Toro, Lago Sofía y Tres Pasos indican un patrón de dispersión de los sedimentos hacia el S-SE, paralelo a la faja plegada y corrida, que reflejaría el patrón de subsidencia de la etapa de antepaís controlada por la preexistencia de esa fosa con geometría elongada y orientación norte-sur. La erosión de la faja plegada y corrida (Scott, 1966; Winn y Dott, 1979; Fildani y Hessler, 2005; Shultz y Hubbard, 2005; Crane y Lowe, 2008; Hubbard *et al.*, 2008; Romans, 2008; Pizzio, 2009) controlaría el desarrollo de los dominios estructurales (Kraemer, 1998; Ghiglione *et al.*, 2009; Ghiglione *et al.*, 2018 en prensa). A su vez, las unidades presentan un registro de circones detríticos provenientes de secuencias de *synrift* y derivados de un arco volcánico contemporáneo con la sedimentación (Fildani y Hessler, 2005; Romans *et al.*, 2009).

De norte a sur se registra una variación de ambientes continentales y litorales entre los lagos San Martín y Argentino (Marenssi *et al.*, 2005; Varela *et al.*, 2012), a depósitos de ambiente marino profundo hacia el sur (Arbe, 1989). En el depocentro norte de la cuenca Austral existe un hiato desde el Cretácico Superior temprano hasta el Paleoceno (Ramos, 1979; Arbe, 1989), es decir desde depósitos continentales de la Formación Cardiel hasta las efusiones del Basalto Posadas en el Eoceno.

El Batolito Patagónico Austral tiene mayor desarrollo en territorio chileno (Ramos *et al.*, 1982; Nullo y Otamendi, 2002). En la zona de estudio se encuentran afloramientos aislados de cuerpos intrusivos, cuya edad se acota entre 125 y 110 Ma (Ramos *et al.*, 1982).

2.1.5 Depósitos paleógenos

La sedimentación paleógena se expone al sur del lago Argentino con la Formación Cerro Dorotea (Malumián y Caramés, 1997), Formación Río Turbio

(Leanza, 1972) y Formación Man Aike (Furque, 1973), con un aumento en la tasa de subsidencia en la base del Paleoceno (Biddle *et al.*, 1986). Estas unidades presentan relaciones de discordancia, indicarían levantamiento y erosión de la FPC, generando la migración del depocentro de antepaís hacia el este (Camacho *et al.*, 2000; Marensi *et al.*, 2002; Fosdick *et al.*, 2011, 2015).

En territorio Chileno se registró actividad vinculada con subducción desde el Jurásico (Hervé *et al.*, 2007); sin embargo no hay cuerpos plutónicos de edad Paleoceno-Eoceno entre los 45° y 48° S (Ramos *et al.*, 1982; Suárez y De la Cruz, 2001). Entre los 48° y 52° S, de acuerdo a una extensa base de datos de edades U-Pb en circones, se registra una ausencia de magmatismo entre los 55 y 26Ma, es decir desde el Eoceno hasta el Oligoceno (Hervé *et al.*, 2007).

Por otra parte, durante el Eoceno se registra magmatismo en el retroarco y antepaís (Figura 2.5). Al sur de los 46°30' S se desarrolla un magmatismo básico alcalino asociado con la generación de una ventana astenosférica producto de la colisión de una dorsal oceánica que separaba la placa de Farallón de la placa de Phoenix (Cande y Leslie, 1986; Ramos y Kay, 1992). El volcanismo básico presenta una importante componente de OIB indicando un origen profundo (Ramos y Kay, 1992; Kay *et al.*, 2002; Espinoza *et al.*, 2005). Durante este período, y de acuerdo a reconstrucciones de placas, se calculó que la placa de Phoenix tenía una tasa de convergencia de más de 10 cm/año en dirección SE mientras que la placa de Farallón presentaba 6 cm/año hacia el NE (Somoza y Ghidella, 2005, 2012).

El volcanismo de retroarco se extiende entre los 44° y 52° S (Kay *et al.*, 2002; Ramos, 2005), formando parte de las mesetas de Chile Chico, Buenos Aires y Belgrano (Figuras 2.3 y 2.7). Datos de subsuelo indican que el basalto cubre gran parte de la Patagonia extraandina en la provincia de Santa Cruz (Ramos, 2005). Asociado con el magmatismo eoceno se encuentra la Essexita Río Carbón entre los lagos Belgrano y Argentino (Riccardi, 1971; Nullo, 1983; Ramos, 2005).

Estudios realizados por Espinoza *et al.* (2005, 2008) en la Meseta de Chile Chico (Figura 2.7, al sur del lago General Carrera) obtienen edades K-Ar en roca total para el Basalto Posadas entre el Eoceno y Mio-Plioceno, dentro de los cuales reconocen dos picos en el Eoceno. Estas edades coinciden con la reactivación de la faja plegada y corrida en el Eoceno inferior a medio (Marensi *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2016).

2.1.6 Depósitos Neógenos-Cuaternarios

La primera transgresión proveniente del océano Atlántico es conocida como Patagoniano (Riccardi y Rolleri, 1980; Parras y Griffin, 2009). Los depósitos asociados están incluidos en la Formación El Chacay (lagos Posadas-Pueyrredón, Chiesa y Camacho, 1995) o Formación Estancia 25 de Mayo (lago Argentino, Cuitiño y Scasso, 2010) y su edad está acotada entre los 20,3 y 18,1 Ma (Cuitiño *et al.*, 2012). Equivalente en el sector oriental de la provincia de Santa Cruz es la Formación Monte León (Parras *et al.*, 2008). Por encima, el Mioceno finaliza con depósitos sinorogénicos de la Formación Santa Cruz y el Grupo Río Zeballos (Blisniuk *et al.*, 2005; Fosdick *et al.*, 2011; Cuitiño *et al.*, 2012). El rápido levantamiento de los APA generó una barrera topográfica que provocó la desertización de la Patagonia extraandina para los ~16 Ma (Blisniuk *et al.*, 2005). Por su parte Palazzesi *et al.* (2014) proponen que la aridización de la Patagonia ocurre desde los 6 Ma debido a cambios climáticos globales producto de glaciaciones.

A su vez, la evolución Cenozoica tardía de los APA registra la interacción entre la dinámica de subducción, clima y deformación tectónica. Datos termocronológicos indican que la exhumación ha migrado hacia el este entre los ~33 Ma y 5-3 Ma, durante el acercamiento y colisión de la dorsal sísmica de Chile (Thomson *et al.*, 2010; Fosdick *et al.*, 2013; Guillaume *et al.*, 2013). Se han propuesto dos estadios de deformación respecto a la colisión de dicha dorsal (Lagabriele *et al.*, 2004; Scalabrino *et al.*, 2010): (1) Durante el Mioceno y previamente a la subducción de la dorsal hay un régimen de deformación transpresivo dextral debido a la subducción rápida y oblicua; (2) Durante el Mioceno tardío-Plioceno se produce compresión durante la colisión seguida de un evento extensional posterior, concomitante con las glaciaciones.

Durante el Mioceno temprano (23 Ma) se fractura la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos (Lonsdale, 2005); el vector de convergencia de la placa de Nazca cambia desde una dirección oblicua al margen hacia una dirección más ortogonal (Cande y Leslie, 1986; Breitsprecher y Thorkelson, 2008; Somoza y Ghidella, 2012). Para este período, los APA experimentaron un cambio en el régimen de subducción debido a la colisión de fragmentos de la dorsal de Chile que va migrando hacia el norte desde los 54° S a los 14 Ma, hasta la posición actual a los 46°30' S (Espinoza *et al.*, 2005; Breitsprecher y Thorkelson, 2008).

Entre los 10 y 3 Ma se registra nuevamente magmatismo basáltico en el retroarco producto de la subducción de la dorsal de Chile y la generación de una

nueva ventana astenosférica (Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Lagabriele *et al.*, 2004; Espinoza *et al.*, 2005; Guivel *et al.*, 2006; Buotonnet *et al.*, 2010). Sus productos conforman varias mesetas, entre ellas la meseta Belgrano (Figuras 2.3 y 2.7). En cuanto a la actividad plutónica se destacan los picos topográficamente más elevados formados por granitos durante el Mioceno tardío (Michel *et al.*, 2008; Ramírez de Arellano *et al.*, 2012) que han sido exhumados por erosión glaciaria y topografía dinámica (Guillaume *et al.*, 2013).

Las glaciaciones ocurridas durante el Pleistoceno fueron el principal modelador del paisaje (Pereyra *et al.*, 2002). Al retirarse los hielos se instauraron los sistemas fluviales y lacustres que se observan actualmente.

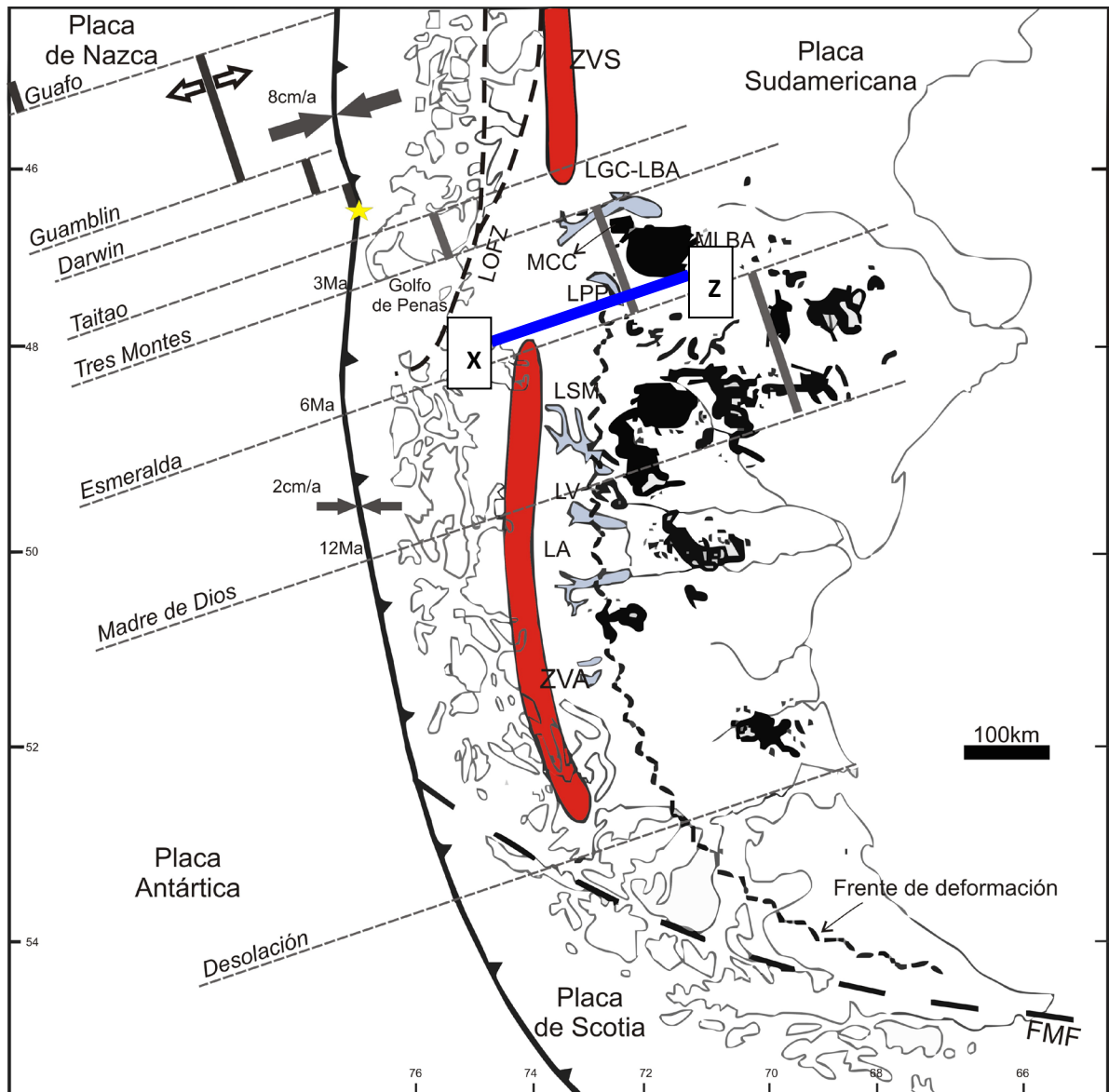


Figura 2.7: Magmatismo. Se resaltan el volcanismo de retroarco mioceno en color negro y la zona volcánica en rojo. Abreviaciones utilizadas en la figura: ZVS: Zona Volcánica Sur; LOFZ: Falla Liquiñe-Ofqui; LGC-LBA: Lago General Carrera-Lago Buenos Aires; MCC: Meseta de Chile Chico; MLBA: Meseta Lago Buenos Aires; LPP: Lago Posadas-Pueyrredón; LSM: Lago San Martín; LV: Lago Viedma; LA: Lago Argentino; ZVA: Zona Volcánica Austral; FMF: Falla Magallanes-Fagnano. Las líneas punteadas diagonales en color gris corresponden a distintas zonas de falla transforme que se reconocen en la placa oceánica y se extrapolan al continente. La estrella amarilla marca la ubicación del Punto Triple de Chile (PTC). Modificada de Gorrington et al. (1997) y Espinoza et al. (2008). Se ubica el perfil X-Z de la Figura 2.9.

2.2 Estructura de la faja plegada y corrida

La estructura de los APA se divide en dominios estructurales desde el sector chileno hasta el piedemonte argentino. En general se encuentra un dominio de basamento al oeste, un dominio de faja plegada y corrida interna y un dominio de faja plegada y corrida externa (Kraemer, 1998; Ghiglione *et al.*, 2009; Giacosa *et al.*, 2010). Esta distribución se reconoce en el sector sur (50° S), mientras que en la zona de estudio el dominio de faja plegada y corrida interna es reemplazado por un monoclinal frontal.

En la zona de los lagos Belgrano y Burmeister, la estructura ha sido estudiada por Ramos (1979, 1982b, 1989) y Nullo *et al.* (1978). Allí se reconoció el dominio de basamento que involucra las metasedimentitas más antiguas correspondientes a la Formación Río Lácteo y volcanitas jurásicas con corrimientos orientados N-S ubicados al oeste (Figura 2.8). La faja plegada y corrida externa correspondería al área extraandina, que involucra principalmente al Cretácico Inferior y unidades miocenas. La deformación del dominio externo de la FPC comprende una estructura monoclinal con estratos que inclinan hacia el este.

El sector estudiado en esta Tesis presenta tres segmentos estructurales definidos. Los mismos se distinguen por variaciones en el frente de deformación, ubicación del mismo y cinemática de deformación (Figura 2.8), y se denominan:

- Segmento norte: Entre el lago Buenos Aires y sur de la meseta del lago Buenos Aires,
- Segmento central: Entre el sur de la meseta del lago Buenos Aires y lago Posadas,
- Segmento sur: entre los lagos Posadas y Burmeister (y continúa hacia el sur).

El frente de deformación varía de ancho a lo largo de estos sectores, se reconoce por el frente de corrimiento con rumbo general N-S que separa al oeste unidades mesozoicas o más antiguas, mientras que al este se encuentra el Cenozoico.

2.2.1 Sector lago Buenos Aires y sur de la meseta de lago Buenos Aires

El frente de basamento que separa el dominio de basamento de la FPC externa se encuentra al oeste de la meseta del lago Buenos Aires, próximo al límite

internacional (Figura 2.8). Corresponde a un corrimiento orientado NE-SO y N-S que cabalga rocas jurásicas del Complejo El Quemado sobre rocas del Cretácico Inferior y Cenozoico (Ramos, 1989).

2.2.2 Sector sur de la meseta de lago Buenos Aires y lago Posadas

El límite entre el dominio de basamento y la FPC externa se encuentra desplazado alrededor de 20km hacia el este con respecto al segmento norte. La extensa superficie de rocas volcánicas e ignimbritas correspondiente al Complejo El Quemado (Giacosa y Franchi, 2001) que afloran en este tramo de la FPC está limitada hacia el este por la falla de la Sierra Colorada (Fig. 2.8). Presenta el sector más amplio de la faja plegada y corrida hasta los 71°30' O, con una serie de lineamientos reconocidos en imágenes satelitales y en el campo. Se plantean varias hipótesis acerca del origen de dichas fracturas. Hay acuerdo en que son extensionales o transtensionales (Homovc *et al.*, 1996; Japas *et al.*, 2007) generadas por la estructuración jurásica con el desarrollo de grábenes y hemigrábenes y reactivaciones inversas miocenas (Véase Capítulo 7; Giacosa y Franchi, 2001).

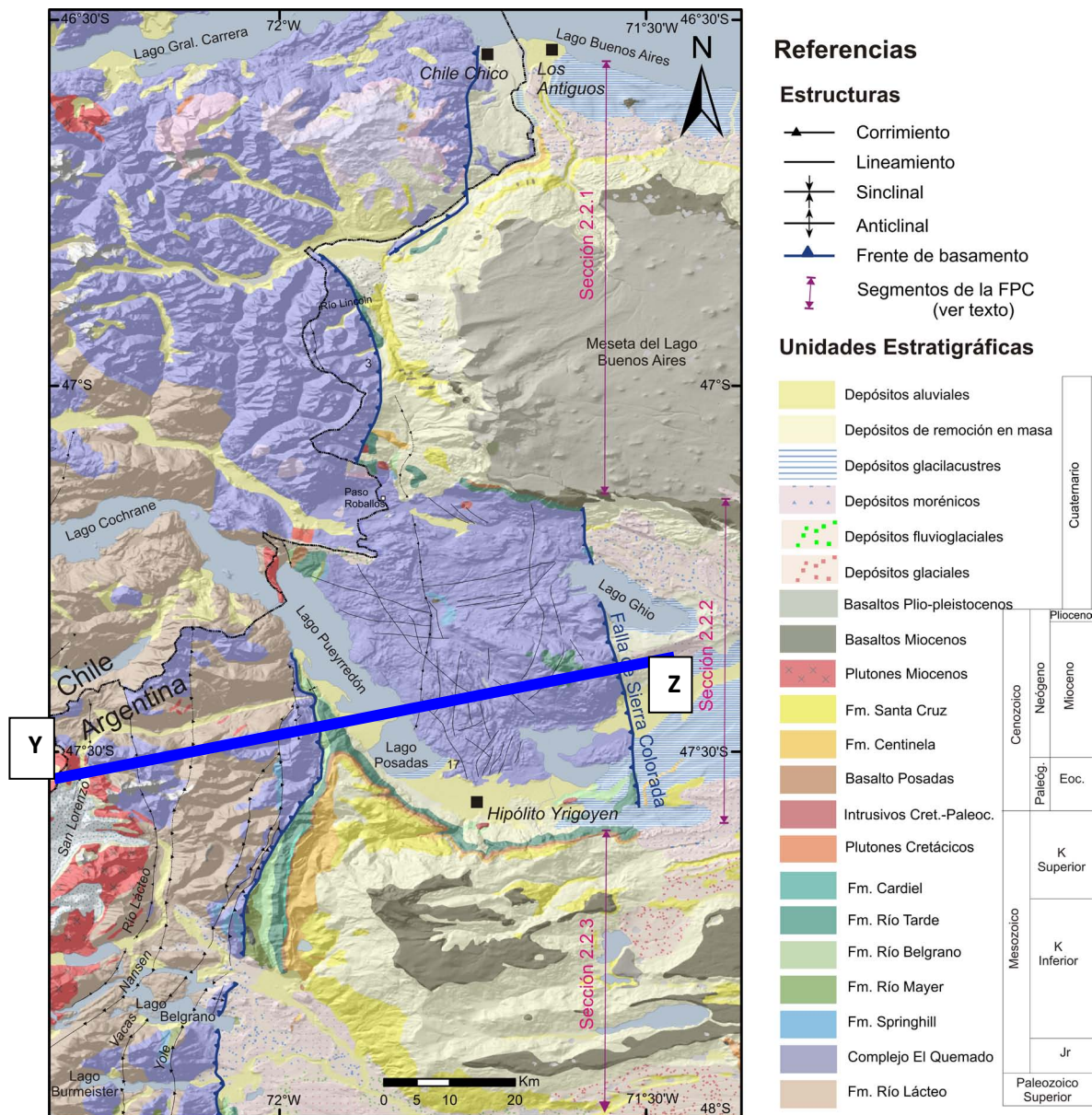


Figura 2.8: Segmentos de la faja plegada y corrida entre los lagos Buenos Aires y Burmeister.

Se ubica el perfil Y-Z de la Figura 2.9. En cursiva, próxima a cada traza, se detallan las estructuras de corrimientos y retrocorrimientos mencionadas en el texto.

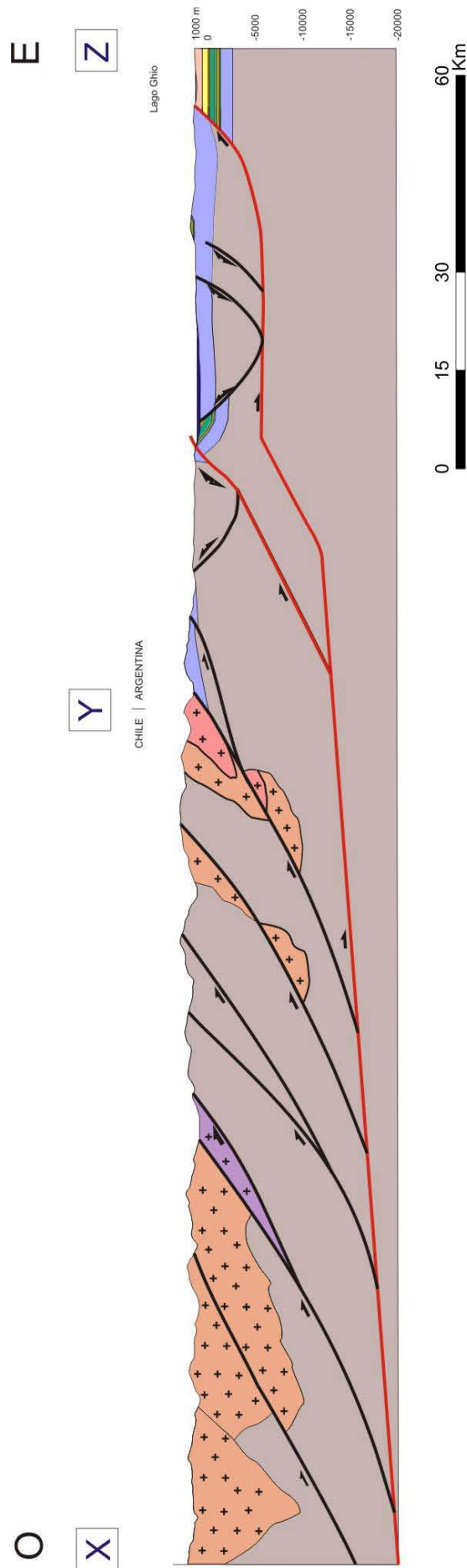


Figura 2.9: Sección estructural aproximadamente E-O (véase ubicación X-Z en Figura 2.7 y corte Y-Z en Figura 2.8; referencias estratigráficas en Figura 2.8).

2.2.3 Sector lagos Posadas y Burmeister

En la garganta del río Furioso, ubicada al oeste del lago Posadas se encuentran estratos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde afectados por fallamiento y plegamiento (Figura 2.10a). También en el flanco oriental, desde la ruta 39 llegando a la localidad de Lago Posadas (Hipólito Yrigoyen) se observan pliegues por propagación de falla en dicha unidad cretácica.

En la Formación Santa Cruz se reconoce fallamiento inverso al oeste del lago Posadas y en áreas aledañas a la laguna oriental en la zona de lago Belgrano (Figura 2.10b). A su vez, esta unidad presenta discordancias progresivas entre la sección media a superior observada hacia el norte de la laguna la Oriental (Figura 2.10c)

Las estructuras principales corresponden a corrimientos o retrocorrimientos en el dominio de basamento (Figura 2.8). El frente de basamento separa rocas paleozoicas y jurásicas al oeste, de rocas cretácicas y cenozoicas al este. De oeste a este se localiza el corrimiento San Lorenzo y Lácteo, y continúan los retrocorrimientos Nansen, Vacas y Yole (Figura 2.8).

En la Sierra de las Uñas se reconocen tres estructuras tectónicas principales con orientación N-S. Por un lado, dos retrocorrimientos inclinando al oeste (Figuras 2.11a y b), ubicados en el sector oeste, y el frente de basamento ubicado hacia el este y prácticamente paralelo al río Belgrano. Los retrocorrimientos se infieren como continuación del retrocorrimiento Vacas y Yole. Allí se registra la Formación Río Lácteo en contacto tectónico sobre la Formación Springhill y el Complejo El Quemado (Figura 2.11a). Un detalle del retrocorrimiento Yole se muestra en la Figura 2.11b, donde se observan metasedimentitas paleozoicas por encima de unidades cretácicas de la Formación Río Mayer.

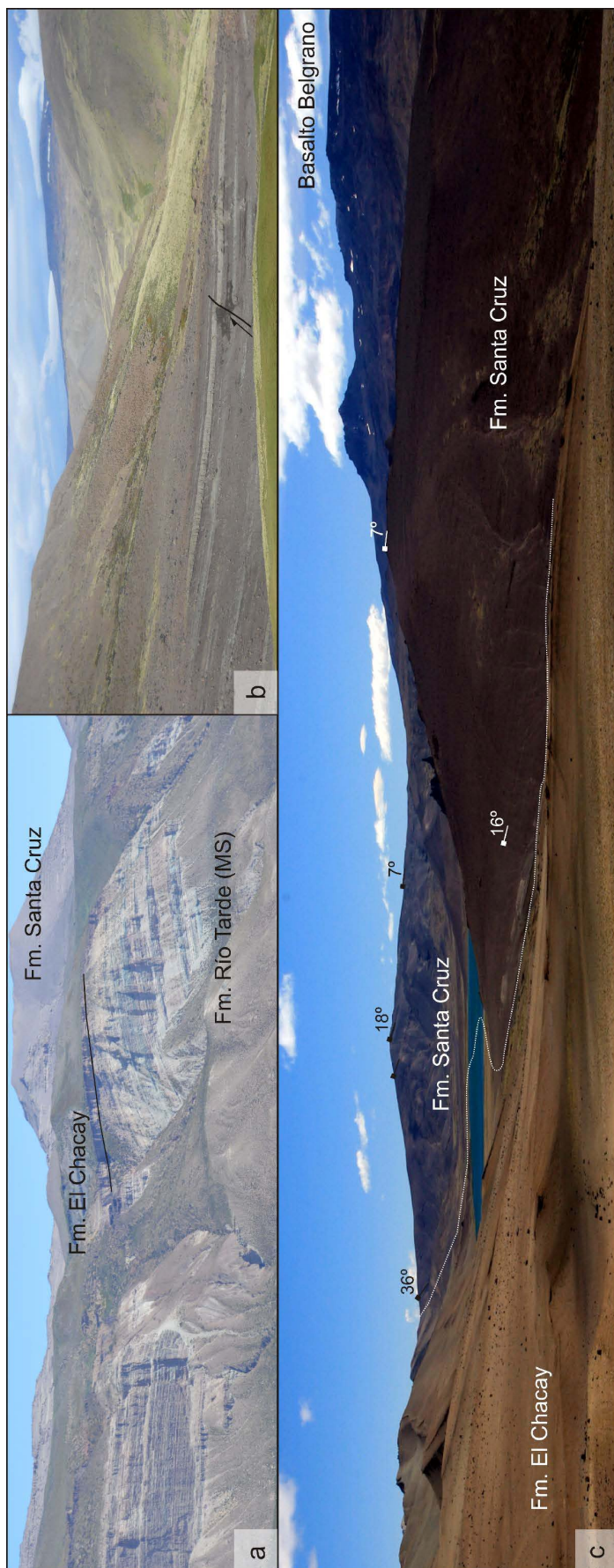


Figura 2.10: (a) Discordancia angular delimitada por la línea negra, entre el miembro superior de la Fm. Río Tarde y la Fm. El Chacay (b) Falla inversa en la base de la Formación Santa Cruz, al oeste de la laguna Oriental. (c) Vista hacia el Norte. Discordancia progresiva dentro de la Formación Santa Cruz, notar el cambio de inclinación de los bancos que disminuye de oeste a este. El contacto entre las formaciones se delimita con la línea blanca que atraviesa la laguna Oriental.

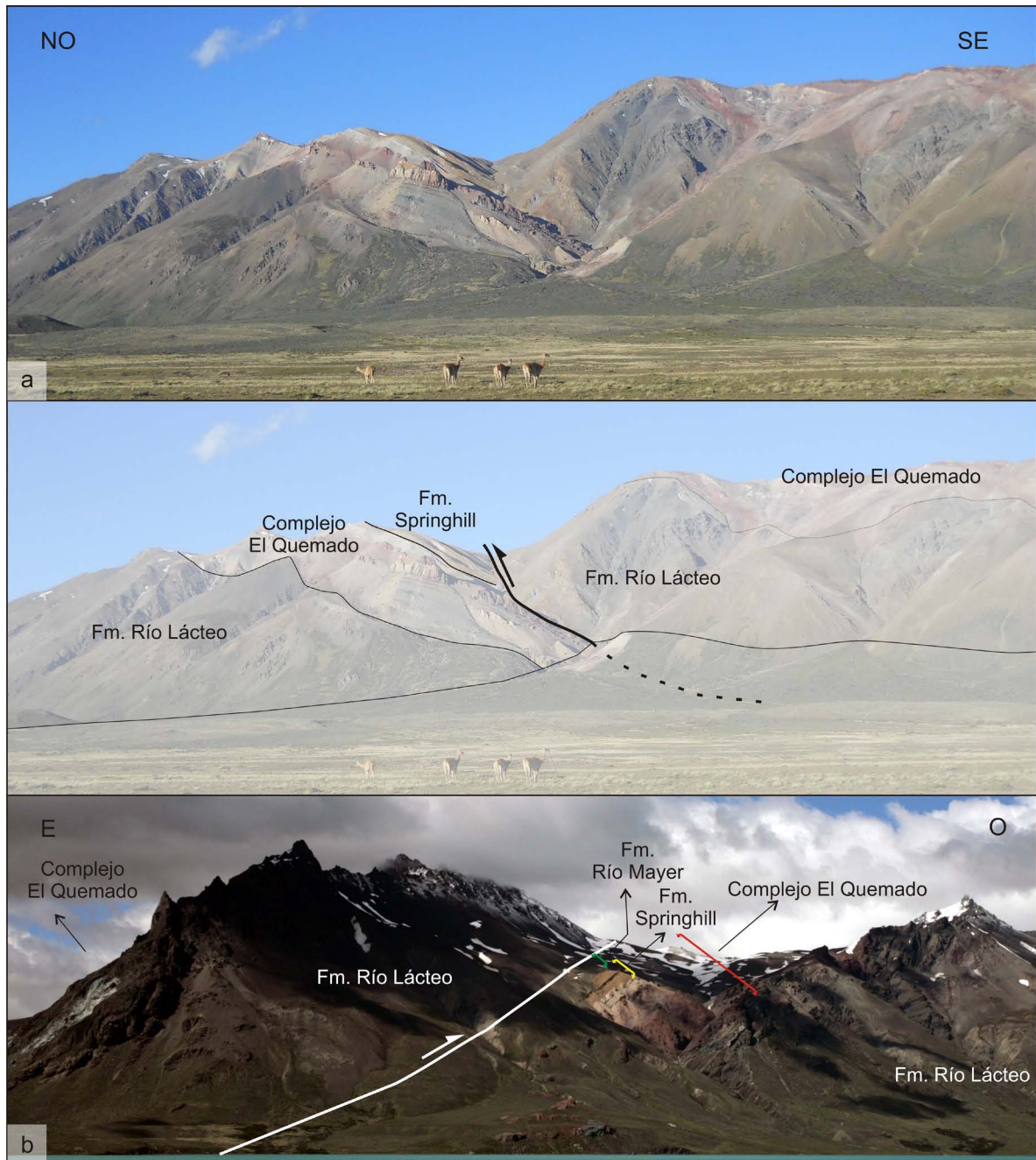


Figura 2.11: Retrocorrimientos en la zona de lago Belgrano (a) Vista hacia el NE, Sierra de las Uñas, retrocorrimiento que pone en contacto rocas paleozoicas sobre rocas jurásicas y cretácicas del Complejo El Quemado y Formación Springhill, respectivamente. (b) Vista hacia el sur del lago Belgrano, Cerro Yole o Mié, donde se observa un retrocorrimiento con dirección de transporte hacia el oeste. Allí afloran rocas de la Formación Río Lácteo sobre la Formación Río Mayer. Se reconocen de oeste a este la Formación Río Lácteo, por encima el Complejo El Quemado, las formaciones Springhill y Río Mayer, y en contacto tectónico se repite la Formación Río Lácteo y El Complejo El Quemado.

Capítulo 3: Estratigrafía

3.1 Unidades litoestratigráficas

Se presenta a continuación un resumen de las unidades litoestratigráficas para el depocentro septentrional de la cuenca Austral, entre las zonas del lago Pueyrredón y el río Tucu-Tucu (Figura 3.1). Posteriormente, se describirán sus características y correlación. En una escala más regional, las localidades citadas, entre el lago Buenos Aires hasta el Monte Stokes, se ubicaron en la Figura 3.2.

Las rocas más antiguas expuestas son metasedimentitas de la Formación Río Lácteo (Bianchi, 1967) de edad devónica a carbonífera (Giacosa y Márquez, 2002; Augustsson *et al.*, 2006; Hervé *et al.*, 2007; Calderón *et al.*, 2016). En discordancia o contacto tectónico con dicho basamento metamórfico se encuentran rocas volcánicas del Complejo El Quemado (Riccardi, 1971) datadas en 162-145 Ma (Nullo *et al.*, 1978; Ramos, 1981; Pankhurst *et al.*, 2000) y relacionada con las etapas finales y más occidentales del evento extensional jurásico. Estas rocas volcánicas están cubiertas en discordancia erosiva o en paraconcordancia por depósitos continentales, seguida por conglomerados y areniscas silicoclásticas depositadas en un ambiente de plataforma marina, ambos incluidos dentro de la Formación Springhill (Thomas, 1949a), de edad berriasiana-valanginiana en el lago Belgrano (Ramos, 1979; Fig. 3.2). En contacto transicional se depositaron pelitas oscuras marinas de la Formación Río Mayer (Riccardi, 1971), del Hauteriviano-Barremiano, depositadas durante una etapa de subsidencia regional o hundimiento térmico. Transicionalmente, continúan depósitos deltaicos, de areniscas verdes y pelitas incluidos en la Formación Río Belgrano (Ramos, 1979; Aguirre Urreta y Ramos, 1981) de edad aptiana (Ghiglione *et al.*, 2015). Continúa la Formación Río Tarde, caracterizada por conglomerados y areniscas rojizas en su Miembro Inferior, interpretadas como un sistema fluvial de alta energía. El Miembro Superior está dominado por tobas retrabajadas y areniscas depositadas en una planicie de inundación (Arbe, 1986). El Cretácico Superior está escasamente representado y corresponde a depósitos continentales rojizos y blanquecinos de la Formación Cardiel (Russo y Flores, 1972).

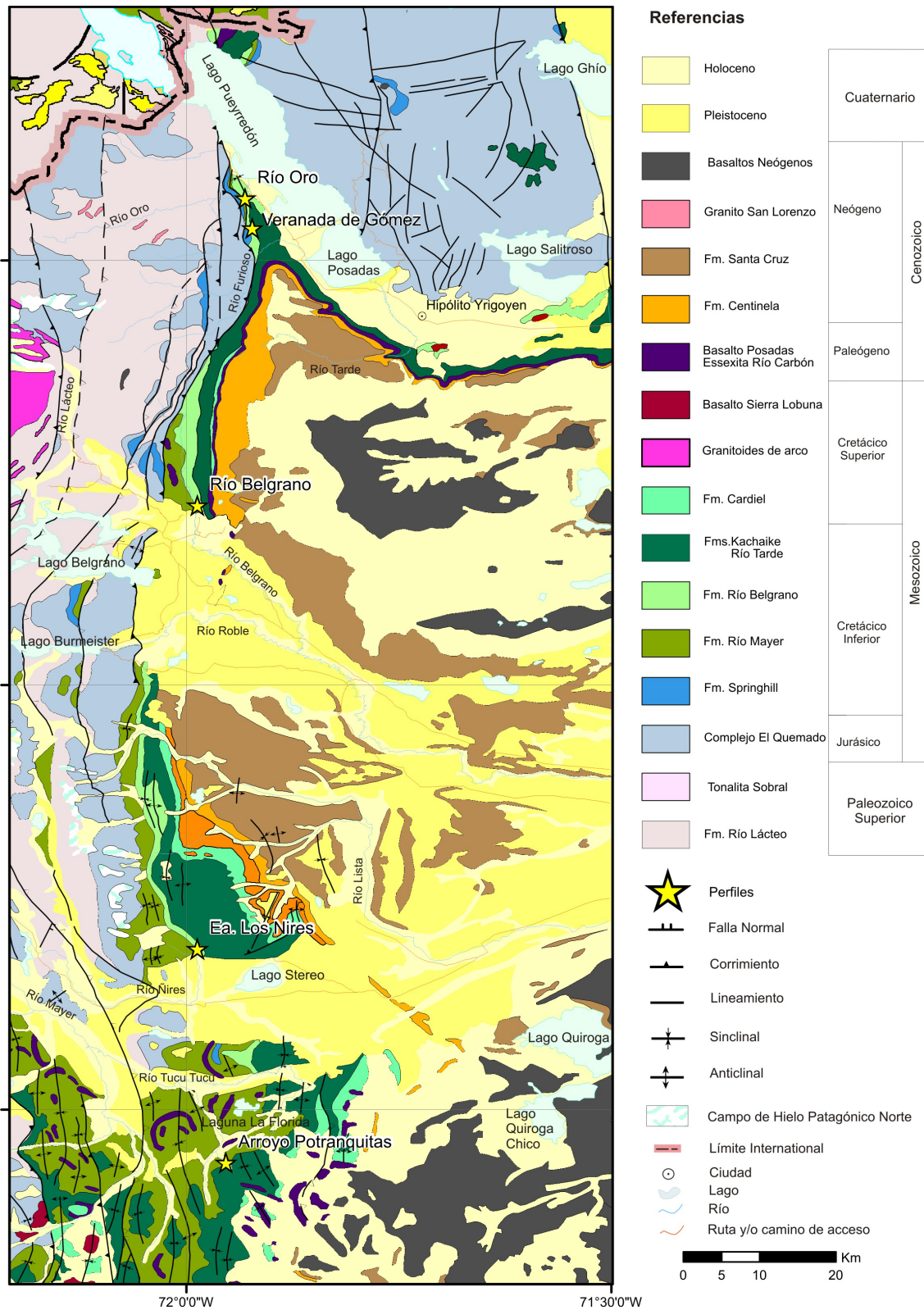


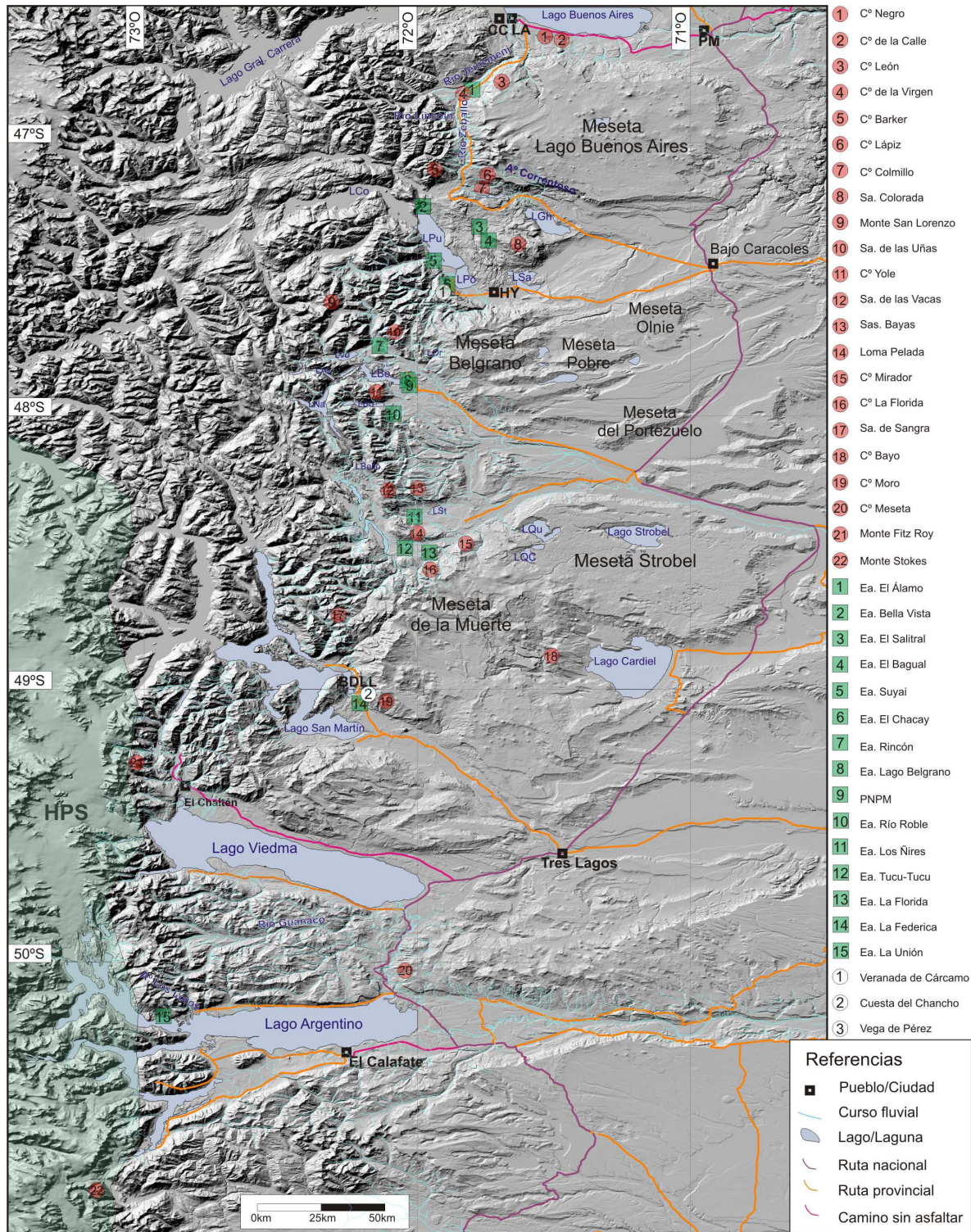
Figura 3.1: Mapa geológico y estructural donde se destaca la ubicación de los perfiles sedimentarios relevados.

El Cenozoico presenta unos 1500 metros de espesor, comprendiendo el Basalto Posadas (Eoceno) en la base (Riggi, 1957), seguido por depósitos marinos del Mioceno temprano de la Formación El Chacay (Chiesa y Camacho, 1995; correlacionable con la Formación Centinela) y los depósitos continentales sinorogénicos de la Formación Santa Cruz (Zambrano y Urien, 1980) que son cubiertos por el Basalto Belgrano del Mioceno superior (Riggi, 1957). Unidades cuaternarias se desarrollaron ampliamente en el piedemonte con depósitos glaciales, fluviales, lacustres y aluviales (Panza, 2002; Figura 3.1).

A continuación se describirán y detallarán observaciones de campo y recopilación, que han sido considerados relevantes para el presente estudio de las unidades litoestratigráficas, como son sus antecedentes y distribución areal, litología y espesores, ambiente de sedimentación o formación, relaciones estratigráficas, edades y correlaciones. Estas características integradas contribuirán a establecer posibles áreas de aporte y la evolución del depocentro septentrional de la cuenca Austral.

----- figura página siguiente -----

Figura 3.2: Mapa con ubicación de localidades mencionadas en el texto. Abreviaciones de ciudades: LA: Los Antiguos; CC: Chile Chico; PM: Perito Moreno; HY: Hipólito Yrigoyen. Otras localidades: PNPM: Parque Nacional Perito Moreno; BDLL: Bahía de la Lancha; HPS: Hielos Patagónicos Sur. Abreviaciones de lagos: LCo: Lago Cochrane; LPo: Lago Posadas; LPu: Lago Pueyrredón; LGh: Lago Ghio; LSa: Lago Salitroso; LVo: Lago Volcán; LBe: Lago Belgrano; LBU: Lago Burmeister; LAz: Lago Azara; LNa: Lago Nansen; LOr: Laguna Oriental; LSt: Lago Stereo; LQu: Lago Quiroga; LQC: Lago Quiroga Chico. En color rojo se enumeran los cerros o sierras, en verde las estancias, y blanco otras localidades de interés.



3.1.1 Formación Río Lácteo

Antecedentes

El término proviene del “Complejo Esquistoso del Río Lácteo” definido por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) haciendo referencia a “pizarras arcillosas y

esquistos más o menos metamorfoseados” localizados en el río Lácteo (Figura 3.2). Bianchi (1967) lo denomina Formación Río Lácteo, unidad que recibiera carácter formal en por Leanza (1972). Se reconoce en territorio argentino en afloramientos cordilleranos de la vertiente oriental desde los 47°10' S al norte del lago Pueyrredón hasta los 48°30' S en la Sierra de las Vacas (Figura 3.2).

Litología

Litológicamente son rocas metasedimentarias, pizarras, metagrauvacas y cuarzofilitas con muy bajo grado metamórfico (Giacosa y Franchi, 2001). Observaciones bajo microscopio mostraron que están compuestas por cuarzo con textura porfiroblástica de incipiente recrystalización en sus contactos, conservando características de su origen sedimentario clástico. Presenta carbonatos, clorita y circones como accesorios (Giacosa, 1987). A escala de afloramiento son rocas oscuras con deformación dúctil y frágil. Las estructuras dúctiles reconocidas en estas rocas paleozoicas fueron foliación, pliegues de escala métrica a centimétrica y venas de cuarzo singenético (Figura 3.3).

Edad y correlaciones

La Formación Río Lácteo sería Devónica-Carbonífera en base a relaciones de contacto con unidades suprayacentes o que la intruyen (Giacosa y Márquez, 2002; Augustsson *et al.*, 2006; Hervé *et al.*, 2007; Calderón *et al.*, 2016).

Litológicamente y por edad se correlaciona con el Complejo Metamórfico Oriental en Chile (CMO; Hervé *et al.*, 2003, 2008), compuesto por metapelitas con cuarzo, albita, micas y clorita. De acuerdo a estudios con geobarómetros y geotermómetros (Augustsson y Bahlburg, 2003; Ramírez *et al.*, 2005; Hervé *et al.*, 2008) conformarían un margen continental pasivo que luego pasa a formar parte de un prisma de acreción. Edades U-Pb SHRIMP en circones determinan al CMO como Devónico tardío-Carbonífero temprano (Hervé *et al.*, 2008). La procedencia mediante circones indica aporte del Ordovícico, Devónico y Carbonífero inferior que podrían derivar del Macizo del Deseado y del Macizo Nordpatagónico (Hervé *et al.*, 2008).

Hacia el sur, en los alrededores del lago San Martín (Figura 3.2), el basamento está constituido por la Formación Bahía de la Lancha (BDLL) con rocas sedimentarias sin metamorfismo (Poiré *et al.*, 1999; Giacosa y Franchi, 2001; Giacosa *et al.*, 2012). Existiría una zona de transición a los 48°30' S entre estas dos unidades litoestratigráficas cuyo contacto sería mediante zonas de cizalla (Giacosa y Márquez, 2002). En la localidad estratotipo, el contenido fosilífero compilado por Giacosa y

Márquez (2002) permite asignarle una edad entre Devónico tardío y Carbonífero temprano (BDLL, Riccardi y Rolleri, 1980; Shell-CAPSA, 1965).

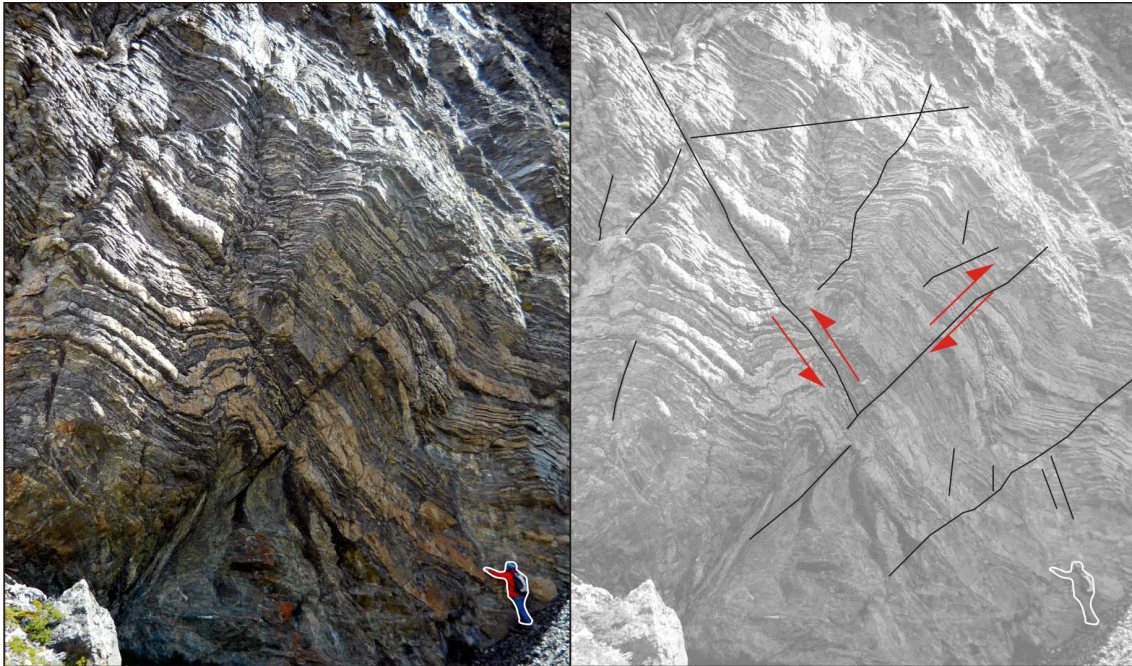


Figura 3.3: Formación Río Lácteo al sur de la ruta provincial n° 81. Deformación frágil y dúctil de metapsamitas y metapelitas. A la derecha se resaltan los planos de deformación frágil que se superpone con la deformación dúctil.

3.1.2 Complejo El Quemado

Antecedentes

Bonarelli y Nágera (1921) agruparon en la “Serie Porfírica Supratriásica” o “Serie Eruptiva Suprajurásica” a un conjunto de rocas volcánicas principalmente, con escasa participación de rocas sedimentarias. Luego Feruglio (1936-1937) denominó al conjunto como “Serie Porfírica” y “Serie efusiva del Quemado” (Feruglio, 1938) haciendo alusión a su localidad tipo ubicada en la Estancia La Unión (anteriormente denominada El Quemado, Figura 3.2). Ha recibido diversos nombres como Serie Ibáñez (Heim, 1940), Vulcanitas Porfíricas en la zona de lagos Posadas-Pueyrredón (Riggi, 1957), Formación El Quemado (Leanza, 1963), entre otros.

Finalmente Riccardi (1971) denomina Complejo El Quemado a un conjunto de rocas volcánicas ácidas del Jurásico Medio-Superior, nombre con el cual se conoce

hasta la actualidad. Esta unidad es llamada Formación Tobífera o Lemaire en Tierra del Fuego (Thomas, 1949) y Formación Ibáñez en Chile (Niemeyer *et al.*, 1984).

Litología y espesores

En el campo las litologías predominantes reconocidas fueron las ignimbritas, volcanitas ácidas y subordinadamente rocas volcánicas mesosilíceas y depósitos epiclásticos (Figura 3.4a). En corte delgado se han observado cristaloclastos de origen metamórfico en una pasta de grano muy fino, con alteración propilítica, que le da coloración verde a la roca. Los espesores estimados son variables, entre 600 y 1000 metros (Ramos, 1979; Sruoga, 1989).

Condiciones geológicas de formación

El volcanismo continental de esta unidad se vincula con la generación de la subducción de la placa Pacífica; el evento volcánico definido por Pankhurst *et al.* (2000) como V3 abarca entre los 157 y 153 Ma, y coincide con el inicio del emplazamiento del Batolito Patagónico. Por otro lado, la correlación del volcanismo con la provincia magmática de Chon Aike también lo relaciona con el rifting y desmembramiento continental que se inicia durante el Jurásico (Storey *et al.*, 1996).

Relaciones estratigráficas

Se apoya en discordancia angular sobre la Formación Río Lácteo según se registra en todas las localidades donde aflora el contacto, un ejemplo de ello fue observado al sur de la Sierra de las Vacas (Figuras 3.2 y 3.4b). Presenta un nivel basal que varía de conglomerados a brechas con clastos oscuros a verdosos del basamento y/o clastos volcánicos intraformacionales. Recientemente estos conglomerados basales, que reciben diversos nombres (Conglomerado Arroyo de la Mina, Formación Arroyo de la Mina, Estratos Río Furioso, Formación Río Furioso), fueron agrupados en la Formación El Bello (Escosteguy *et al.*, 2014; Figura 3.4b, c y d).

Edad y correlaciones

Existe acuerdo en asociar al Complejo El Quemado (Jurásico Superior) con otras unidades volcánicas jurásicas de la Patagonia, como la Formación Marifil en el Macizo Nordpatagónico (Jurásico Inferior), Formación Chon Aike en el Macizo del Deseado (Jurásico Medio), Formación Lago La Plata en los Andes Patagónicos Septentrionales (Jurásico Superior; Haller y Lapido, 1980) y la Formación Lonco Trapial o equivalentes para la cuenca del Golfo de San Jorge (Pankhurst *et al.*, 1998).

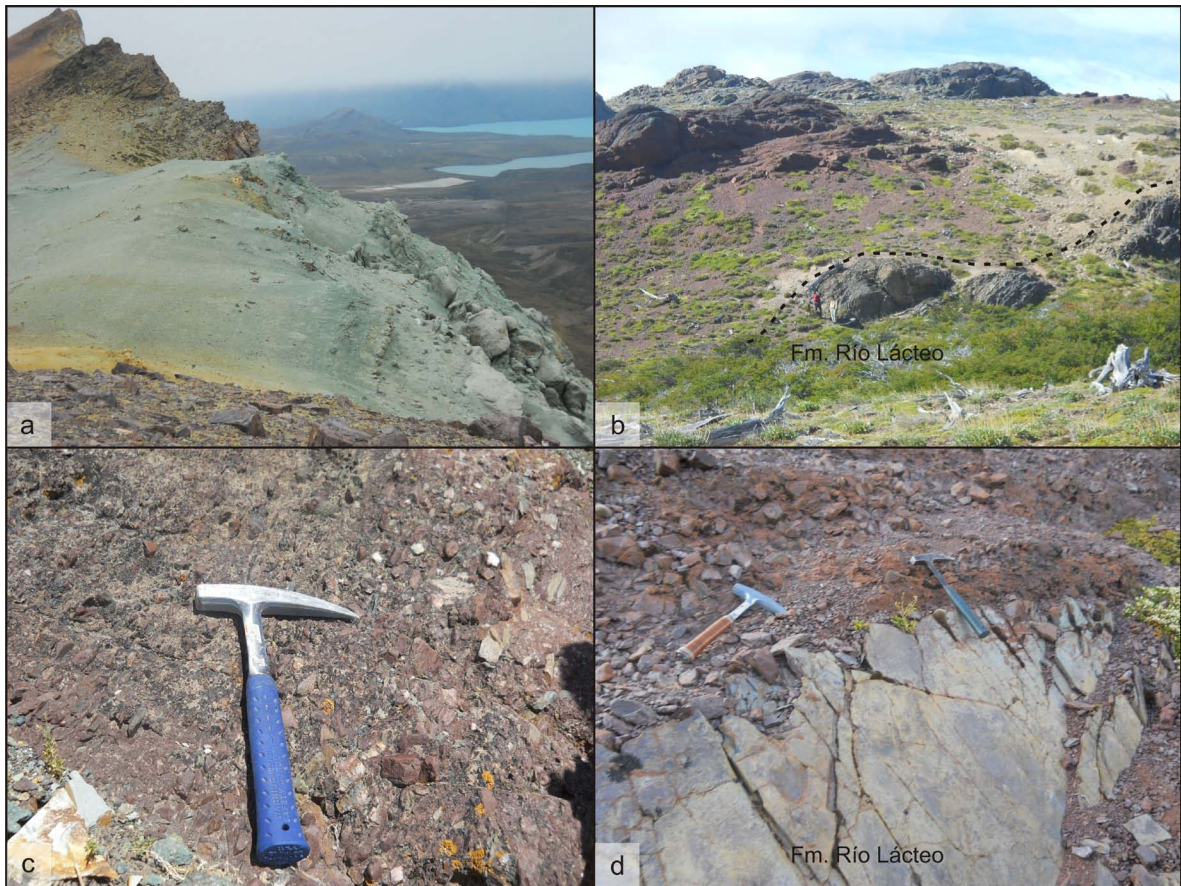


Figura 3.4: (a) Tobas del Complejo El Quemado, vista hacia el sur (lago Belgrano a la derecha de la fotografía). (b) Relación estratigráfica discordante con la infrayacente Formación Río Lácteo al sur del río Ñires. Por encima, conglomerados que pertenecerían a la Formación El Bello presentan coloraciones rojizas y luego tobas verdosas pertenecientes al Complejo El Quemado. Se indican con línea punteada y flechas dichos contactos. (c) Formación El Bello en la península Belgrano. El martillo mide 30 centímetros. (d) Detalle de la discordancia angular entre la Formación Río Lácteo y por encima la Formación El Bello, compuesta mayormente por conglomerados con clastos de basamento. El martillo mide 30 centímetros.

Mediante dataciones U-Pb en circones se establece en la Patagonia extraandina una edad jurásica media temprana entre 188 y 162 Ma (formaciones Marfil y Chon Aike) mientras que para el sector andino (Complejo El Quemado y Formación Tobífera) la edad es jurásica tardía, entre 157/162 y 145 Ma (Nullo *et al.*, 1978; Ramos, 1981; Pankhurst *et al.*, 1998, 2000; Féraud *et al.*, 1999; Calderón *et al.*, 2012, 2016; Figura 3.5). De tal manera, el volcanismo jurásico en la Patagonia varía temporalmente de NE a SO, con edades más jóvenes hacia la cordillera. Durante este período de extensión generalizada para el margen occidental de Gondwana se desarrollan estructuras de hemigraben orientados NNO-SSE con depósitos

sinextensionales que se reconocen en la zona de lago Belgrano y río Los Ñires (Uliana *et al.*, 1989; Baristeas *et al.*, 2013; Ghiglione *et al.*, 2013; Figura 3.6). Estos depósitos se invierten posteriormente (Kraemer, 1998; Likerman *et al.*, 2013; Zeffass *et al.*, 2017), conservando la orientación de los depocentros originales (véase Capítulo 2).

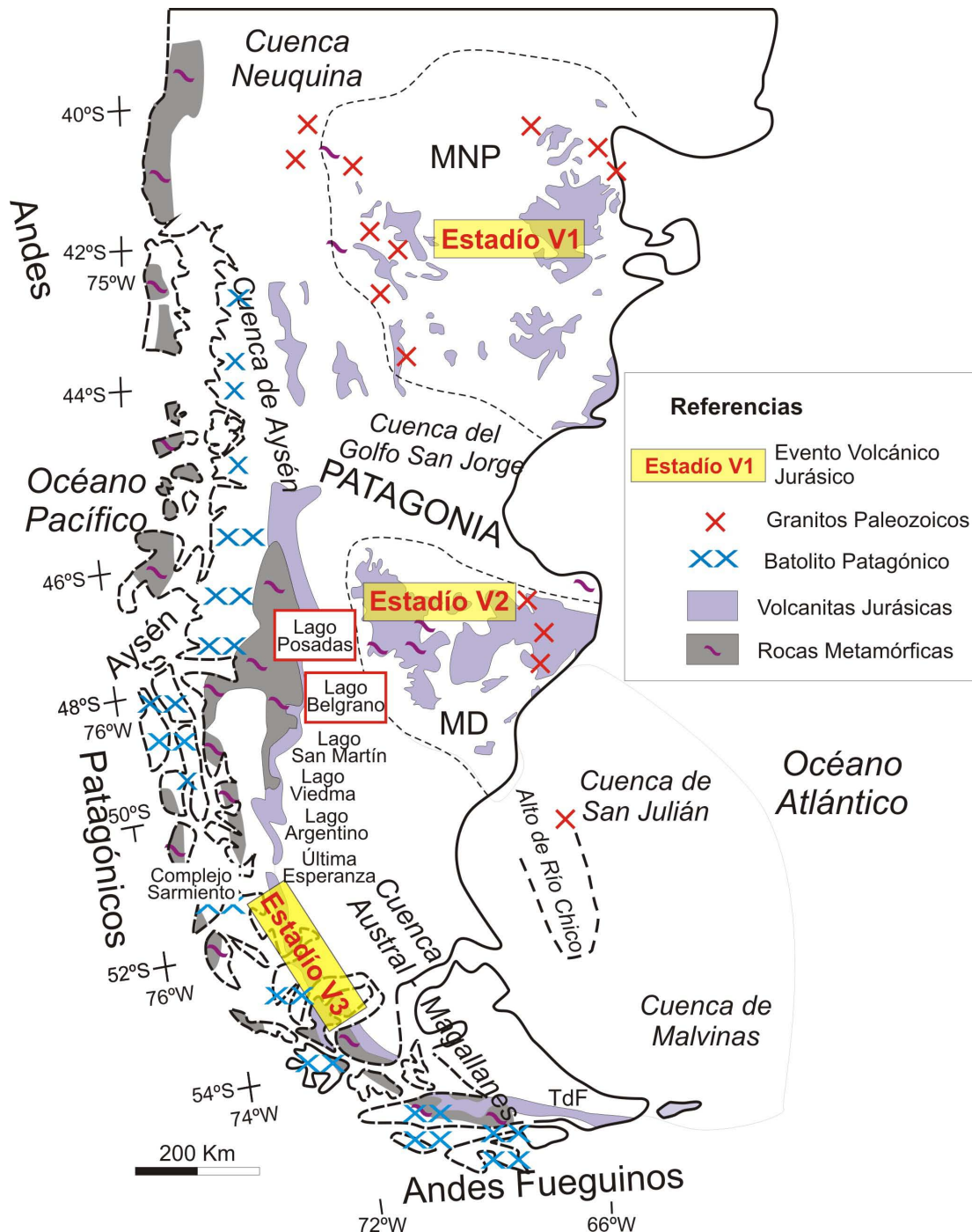


Figura 3.5: Magmatismo ácido jurásico en la Patagonia. Estadíos volcánicos jurásicos basados en Pankhurst *et al.* (2000). DM: Macizo del Deseado; NPM: Macizo NordPatagónico; TdF: Tierra del Fuego.

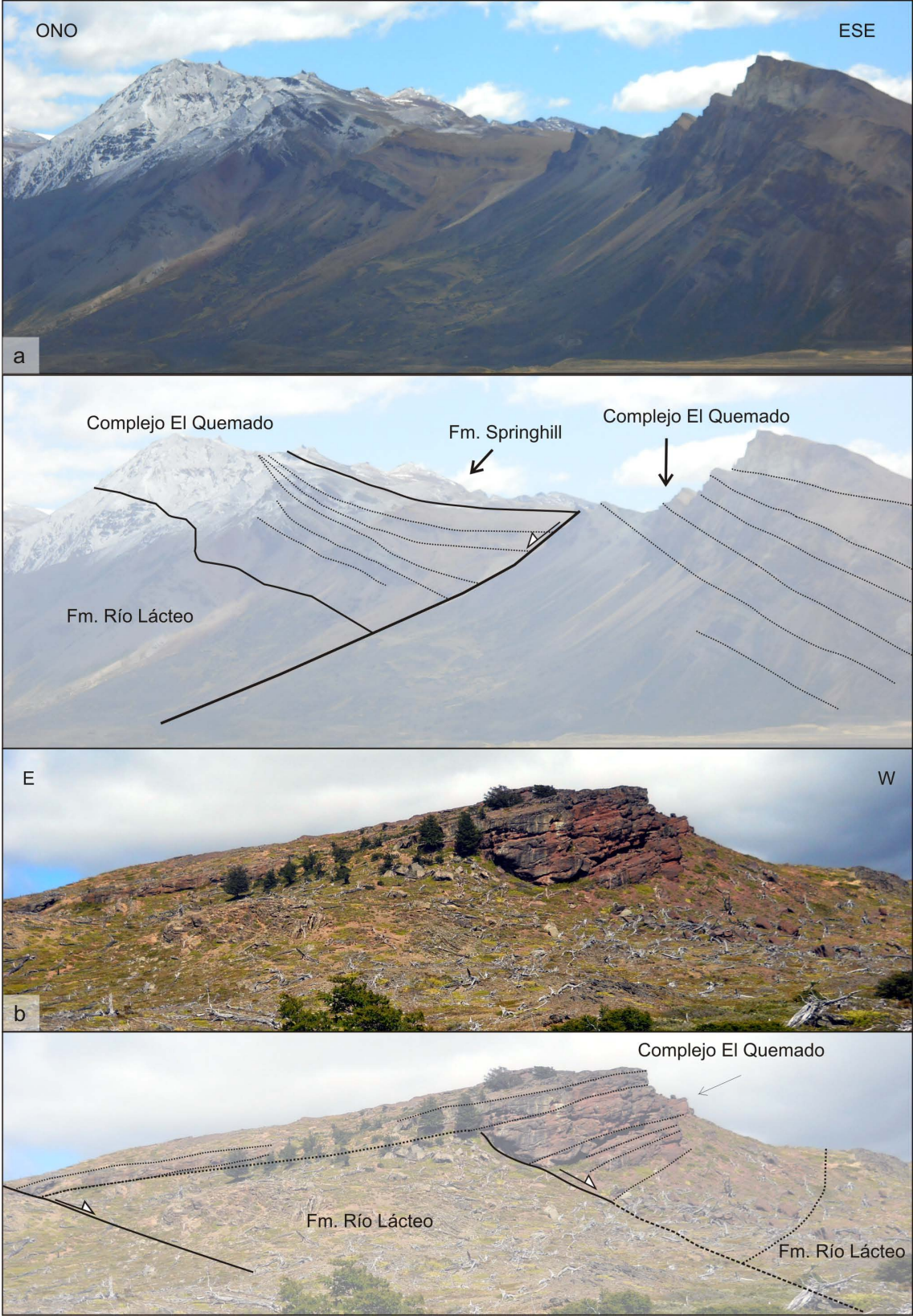


Figura 3.6: (a) Vista al NE Sierra de las Uñas, Depósitos sinextensionales del Complejo El Quemado en discordancia sobre la Formación Río Lácteo. Nótese los estratos de crecimiento extensionales con geometría de cuña, que aumentan su espesor hacia la falla normal. Hacia el tope se encuentra la Formación Springhill. (b) Afloramiento con vista al sur, entre los ríos Ñires y Loma Pelada en el que se observa un pequeño hemigraben, donde una cuña sinextensional jurásica se adelgaza hacia el oeste. (Véase ubicación en Figuras 3.1 y 3.2).

----- figura página anterior -----

3.1.3 Grupo Pueyrredón

En este grupo, basado en las *Pueyrredon Series* de Hatcher (1900) y las Series del lago Pueyrredón de Riggi (1958), Ramos (1979) incluye a la Formación Springhill, la Formación Río Mayer y la Formación Río Belgrano. De este modo agrupa las unidades conformadas por depósitos marinos a transicionales del Cretácico Inferior.

3.1.3.1 Formación Springhill

Antecedentes

Unidad definida mediante perfiles eléctricos en subsuelo por Thomas (1949a) como “*Springhill Sands*” haciendo referencia a rocas sedimentarias apoyadas sobre la Serie Tobífera en el Cerro Manantiales, Chile. Luego denominada Formación Springhill por el mismo autor (Thomas, 1949b). Bianchi (1967) reconoce exposiciones en territorio argentino y posteriormente la denominación es utilizada por diversos autores.

Litología y espesores

En la sierra de las Uñas se reconocieron bancos con estratificación sigmoidal compuestos por areniscas gruesas y conglomerados color amarillo donde se reconocen clastos de cuarzo principalmente (Figura 3.7). Se intercalan niveles de pelita y carbonosos con restos de tallos. En la cuesta del Chancho se describieron 50 metros para esta unidad (Figura 3.2), con areniscas cuarzosas con estratificación sigmoidal bioturbadas, con intercalaciones de pelitas negras y niveles de carbón (Poiré y Franzese, 2010; Varela *et al.*, 2012; Gómez-Dacal, 2018).

Los afloramientos son discontinuos a lo largo de los APA. Sus exposiciones más septentrionales se localizan en el arroyo Correntoso (Figura 3.2), y al sur se encuentra hasta el lago Argentino. En la zona de lago Belgrano, la Formación Springhill cuenta con las mejores exposiciones en la Sierra de la Uñas, alcanzando

175 m de espesor (Ramos, 1979; Ramos, 1982; Boixart, 2017). En la zona de lago Pueyrredón aflora al norte del río Furioso, en la veranada de Gómez, Estancias Bella Vista y El Salitral (Figura 3.2), donde los espesores promedio tienen 30 metros. Hacia el norte del lago Argentino, Blasco *et al.* (1979) reconocen que la unidad tiene 98 metros en el arroyo de los Loros (Figura 3.2) y en la vega de Pérez alcanza los 70 metros.

Ambiente de sedimentación

Constituye facies continentales en su base y marinas de plataforma hacia el techo en la zona de lago Belgrano (Ramos, 1982b). Richiano *et al.* (2016) definen un sistema fluvial, con rellenos de canal y planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos, que gradan a una planicie costera hasta alcanzar un ambiente marino.

La Formación Springhill representa la primera transgresión marina de la Cuenca Austral, desarrollada de sur a norte (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Arbe, 2002; Giacosa *et al.*, 2012) y constituye la principal roca reservorio de la Cuenca Austral (Pianelli *et al.*, 2002).

Relaciones estratigráficas

Se apoya en paraconcordancia o discordancia sobre el Complejo El Quemado, en discordancia erosiva en la Sierra de las Uñas, veranada de Gómez y Estancia El Salitral, mientras que en el arroyo Correntoso y Estancia Bella Vista la Formación Springhill se encuentra mediante una relación de discordancia angular sobre las volcánicas jurásicas. Asimismo, existen pasajes transicionales mencionados en la zona de lago San Martín, en la cuesta del Chanco (Etcheverría y Escosteguy, 2014).

Edad y correlaciones

Se establece en base a dinoflagelados una edad hauteriviana en Sierra Colorada (Arbe, 1986; Ottone y Aguirre-Urreta, 2000) mientras que en la cuesta del Chanco (lago San Martín) han acotado la edad entre el Berriasiano y Valanginiano temprano en base a amonites (Riccardi, 1988) y ostrácodos (Kielbowicz *et al.*, 1983).

Al sur de lago San Martín de acuerdo al contenido fosilífero de amonites se le asigna una edad thitoniana temprana a media (Kraemer y Riccardi, 1997). Estas diferencias de sus edades permiten plantear que la transgresión se inicia de sur a norte en la cuenca Austral y que es marcadamente diacrónica (Riccardi y Roller, 1980; Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Arbe, 1989).



Figura 3.7: (a) Formación Springhill al oeste del río Belgrano, bancos tabulares con rumbo N-S que inclinan hacia el este. Por detrás del río Belgrano en la foto se reconoce entre la niebla afloramientos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. (b) Detalle de los estratos conglomerádicos con estratificación entrecruzada. Los clastos están compuestos por fragmentos de cuarzo y líticos, redondeados. Corresponden a facies marinas de plataforma.

3.1.3.2 Formación Río Mayer

Antecedentes

Inicialmente Hatcher (1897) denominó *Mayer River Beds*, a una serie de lutitas negras fosilíferas apoyadas sobre rocas eruptivas aflorantes en el área del río Mayer (Figura 3.1). Bianchi (1967) incluye a estas lutitas dentro de la Formación Lago San Martín. Riccardi (1971) formalizó la unidad con el nombre de Formación Río Mayer. Se

distribuye ampliamente en los APA, se conoce con este nombre desde el río Zeballos hasta el lago Argentino (Figuras 3.2).

Litología y espesores

La litología está dominada por pelitas, si bien se intercalan niveles de tobas retrabajadas y/o areniscas finas, bancos calcáreos, también son frecuentes las concreciones y presencia de fósiles (Giacosa y Franchi, 2001). En el río Oro se reconocieron unos metros de pelitas negras y verdes, macizas, que intercalan hacia el tramo superior areniscas grisáceas que corresponderían a la Formación Río Belgrano.

En la Sierra de las Uñas se reconocieron pelitas macizas negras y laminadas (Figura 3.8), con intercalaciones hacia la parte superior de estructuras heterolíticas, con laminación ondulosa a lenticular, que destacan en el terreno por su mayor consolidación (Figura 3.8d). En el extremo sur de dicho cordón serrano la Formación Río Mayer se encuentra deformada por un pliegue por propagación de falla que afecta una sucesión donde alternan bancos de areniscas y pelitas (Figura 3.8e).

Al oeste del lago Pueyrredón se registran entre 50 y 70 metros (Giacosa y Franchi, 2001; Ramos y Aguirre-Urreta, 2002; Aramendía, 2016). Los mayores espesores en la zona de lago Belgrano miden 210 metros (Figuras 3.1, 3.8a y b), mientras que en la zona entre los lagos San Martín y Viedma el espesor alcanza de 700 a 1000 metros (Riccardi, 1971; Nullo *et al.*, 1999).

Ambiente de depositación

Arbe (2002) interpreta la base de la Formación Río Mayer como un pasaje de plataforma marina interna profunda que pasa a plataforma somera dentro del subciclo transgresivo. Aramendía (2016) indicó en la veranada de Gómez (Figuras 3.1) arreglos granocrecientes hacia el techo indicando un claro pasaje de ambiente marino a transicional de tipo deltaico (Figura 3.9).

Hacia el sur, en afloramientos ubicados entre los lagos San Martín y Argentino, Richiano *et al.* (2012) definieron para la Formación Río Mayer una sección inferior que se corresponde con un ambiente marino de plataforma externa, una sección media con un ambiente marino de plataforma externa con influencia deltaica y por último una sección superior que pertenece al prodelta.

Relaciones estratigráficas

La Formación Río Mayer cubre en paraconcordancia al Complejo El Quemado o se apoya en concordancia sobre la Formación Springhill (Kraemer y Riccardi, 1997).

Edad y correlaciones

Se caracteriza por presentar abundante fauna de cefalópodos de distintos pisos del Cretácico Inferior. En la zona de río Roble, Aguirre-Urreta y Ramos (1981) determinan una edad valanginiana-hauteriviana, en tanto Ramos (1982b) sugiere la Formación Río Mayer pertenece al Hauteriviano-Barremiano, tal como propone Pöthe de Baldi (1981).

En la región de los lagos Fontana y La Plata se correlaciona con la Formación Katterfeld, mientras que hacia el sur, en la región de Última Esperanza en Chile, es equivalente a la Formación Zapata (Katz, 1963) o Erezcano (Ceccioni, 1955). En el subsuelo de Tierra del Fuego corresponde a la Formación Pampa Rincón o *Inoceramus* inferior (Flores *et al.*, 1973; Riccardi y Rolleri, 1980).

----- figura página siguiente -----

Figura 3.8: Formación Río Mayer en sector sur de la Sierra de las Uñas: (a) A la derecha persona de escala, en el extremo superior derecho se observa afloramiento de la Essexita Río Carbón que intruye a la Formación Río Mayer, (b) vista hacia el norte del afloramiento, en el extremo superior izquierdo se reconoce el Monte San Lorenzo. Los estratos inclinan hacia el este, y consisten de una sucesión de pelitas con intercalaciones de areniscas finas, (c) detalle de contenido fosilífero (amonites), material suelto por meteorización, (d) hacia la parte superior de la Formación Río Mayer se reconocen areniscas con laminación heterolítica de tipo ondulosa a lenticular. (e) Vista hacia el noreste, pliegue por propagación de falla que afecta a la Formación Río Mayer.



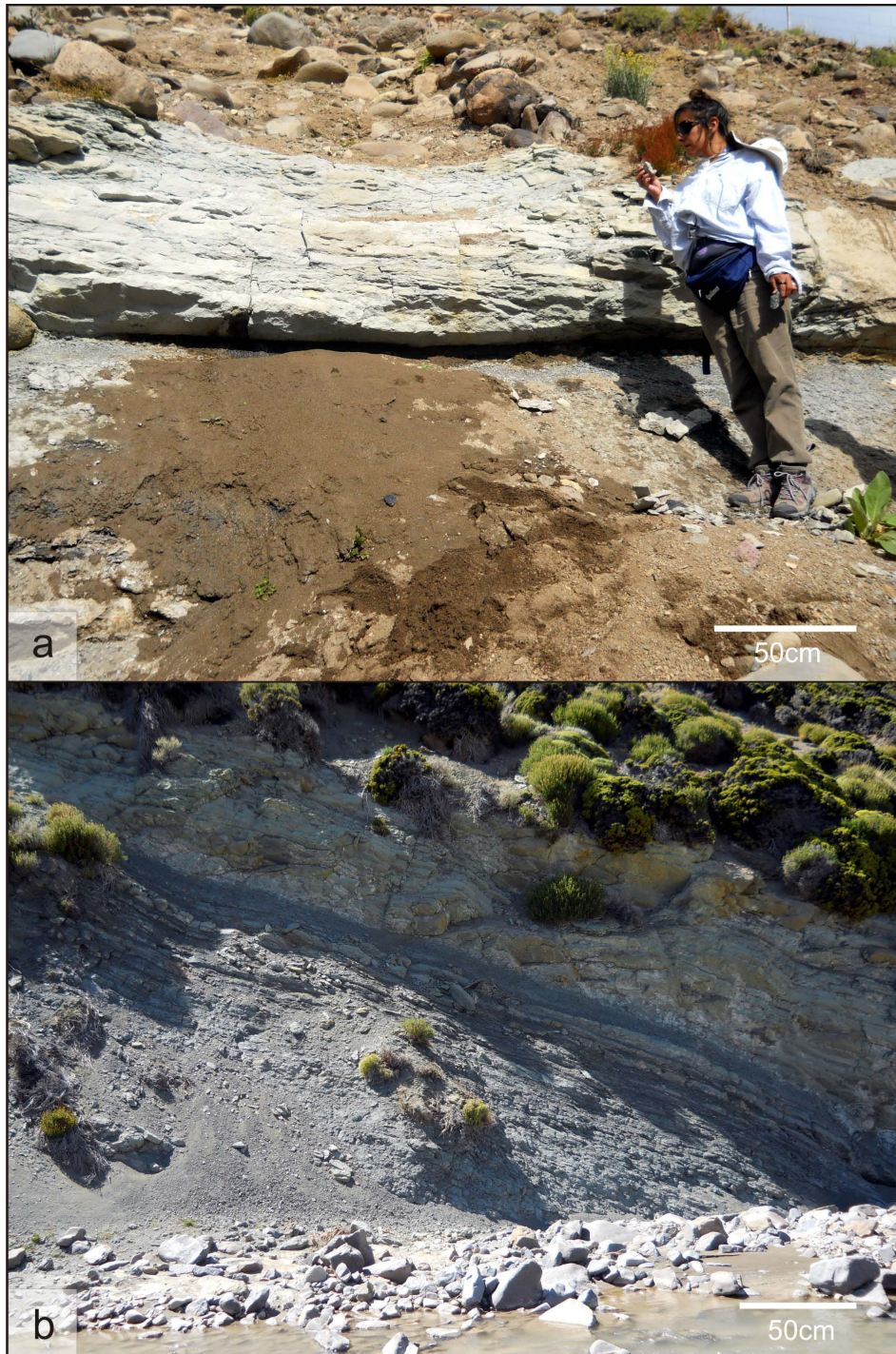


Figura 3.9: Contacto entre la Formación Río Mayer y Formación Río Belgrano. (a) En el puente de la Ruta Provincial 41 que cruza el río Zeballos. Por debajo se reconocen pelitas laminadas con mantos de carbón y por encima, estratos tabulares que también afloran sobre el margen derecho del río Zeballos. Compuestos por areniscas con estratificación horizontal. Cubriendo las areniscas, se observan gravas y arenas, correspondientes a depósitos aluviales cuaternarios. (b) En margen izquierda de Río Belgrano, al este de la Sierra de las Uñas. El pasaje es transicional, estableciendo el límite entre las unidades por el cambio litológico neto, donde se inicia el predominio de las areniscas.

Al norte del lago Argentino Kraemer y Riccardi (1997) identificaron dos niveles fosilíferos atribuidos al Berriasiano tardío y al Valanginiano temprano, en una sección medida al oeste de la vega de Pérez (véase ubicación en Figura 3.2). Por su parte, Arbe y Hechem (1984), en base a fósiles encontrados en la sección de arroyo de las Hayas le asignan una edad albiana tardía a la Formación Río Mayer.

Esta unidad litoestratigráfica tiene un mayor desarrollo en espesor (700 m), y representa un mayor intervalo de tiempo al sur del lago Viedma (Berriasiano-Albiano, o dicho de otra manera abarcando todo el Cretácico Inferior), mientras que en la zona de estudio el espesor no supera los 200 metros y la edad se acota entre el Hauteriviano y el Barremiano (Aguirre-Urreta, 1987).

En la región de lago Belgrano la máxima expansión marina culminó en el Barremiano, mientras que al sur del lago Viedma desarrolla un mayor período temporal. La Formación Río Mayer marca la máxima expansión marina y el fin del subciclo transgresivo que se habría iniciado con la Formación Springhill según Arbe (2002). Estudios realizados con una escala de trabajo de mayor detalle, reconocen cortejos transgresivos y de mar alto dentro de los ciclos de segundo orden propuestos por Arbe (Richiano *et al.*, 2012).

3.1.3.3 Formación Río Belgrano

Antecedentes

Formalizada por Ramos (1979) en base a los *Belgrano Beds* descritos por Hatcher (1900) en su "*Pueyrredon Series*". En la misma unidad incorpora también a los denominados *Ghio Beds* del lago Salitroso (Ramos, 1982b; Franchi, 1984).

Litología y espesores

La Formación Río Belgrano está compuesta principalmente por areniscas de color verde y gris (Figura 3.10). La sección está dominada por areniscas finas a medianas de color verde con delgadas intercalaciones pelíticas y concreciones calcáreas. La parte media presenta pelitas y limolitas grises y negras y arcilitas calcáreas, y finalmente culmina con bancos granocrecientes de areniscas. En el río Belgrano se registraron 117 metros, mientras que en el perfil del Río Oro se han medido 40 metros de areniscas finas a medianas, color verdoso, con intercalaciones de conglomerados finos.

Existen otros perfiles medidos en el río Oro, Furioso y río Tarde, en la margen occidental del lago Posadas, en la Veranada de Gómez, en las márgenes del río Belgrano, en Estancia Río Roble, hasta el sur de las sierras Bayas y arroyo Potranquitas (Giacosa y Franchi, 2001). Espesores del orden de 110-150 metros se registran entre el río Oro y río Roble (Ramos, 1979; Burstein, 1980; Homovc, 1980; Aguirre-Urreta y Ramos, 1981) y unos 50 metros en la zona de Estancia Los Ñires y Arroyo Potranquitas (Blasco *et al.*, 1980).

Ambiente de sedimentación

El paleoambiente sedimentario es deltaico, destructivo, por acción de olas dominante, diferenciado por facies de frente deltaico de facies de planicie deltaica (Arbe, 2002).

El patrón de apilamiento de esta unidad es mayormente agradacional, si bien secciones medias compuestas por delgados niveles de conglomerados marcan el inicio de la tendencia granocreciente. La presencia de estructuras tractivas en areniscas y las conchillas retrabajadas sugieren un ambiente marino somero cercano a la línea de costa. Las areniscas verdes indican la continuación de la regresión marina que se inicia con el tramo superior de la Formación Río Mayer en la zona, marcando el pasaje de un ambiente transicional a netamente litoral cercano a la línea de costa (Aramendía *et al.*, 2018).

Esta unidad representa una regresión particular del sector norte de la cuenca Austral, desarrollada desde el Lago Pueyrredón hasta el arroyo Potranquitas (Figura 3.1).

Relaciones estratigráficas

La Formación Río Belgrano se dispone en general en contacto neto plano (Figura 3.9), en sectores erosivo, sobre la Formación Río Mayer.

Edad y correlaciones

La edad en base a contenido fósil de amonites del género *Hatchericeras*, descrita por Stanton (1901) y Leanza (1970), comprende el Barremiano-Aptiano. Recientes estudios de edades U-Pb en circones detríticos en la base arrojan un importante familia de circones de ~122 Ma que junto a relaciones estratigráficas permitió interpretar una edad aptiana para la Formación Río Belgrano por Ghiglione *et al.* (2015). La depositación de la Formación Río Belgrano es coetánea con la Formación Río Mayer hacia el sur (Richiano *et al.*, 2012). Es interesante destacar que

la fauna de amonites que se encuentra en zona de lago Belgrano se registra en las pelitas de la Formación Río Mayer en la zona del arroyo Potranquitas y lago San Martín.

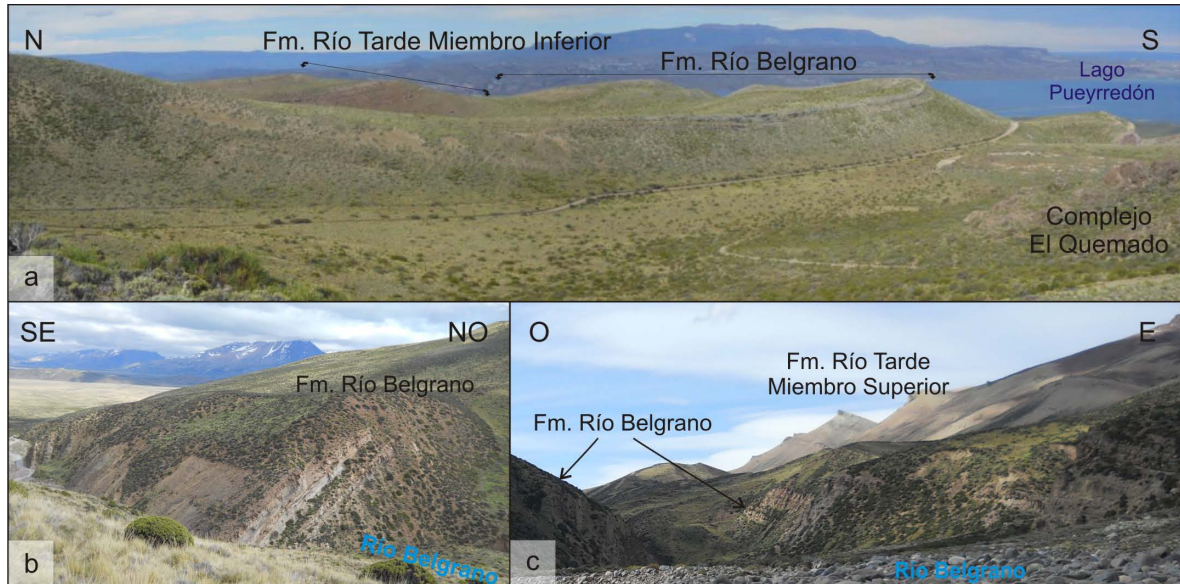


Figura 3.10: (a) Foto panorámica. Exposiciones de la Formación Río Belgrano al oeste del lago Pueyrredón, formando un sinclinal con eje del plegamiento orientado ~N-S. La unidad está compuesta por estratos de areniscas finas a medianas con laminación horizontal y estratificación entrecruzada. Por encima se reconocen conglomerados rojizos del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. (b) y (c) Márgenes del río Belgrano, con bancos de areniscas de la Formación Río Belgrano que inclina hacia el este, (c) hacia el este en la fotografía con contacto cubierto se encuentra la Formación Río Belgrano, y por encima del Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

3.1.4 Grupo San Martín

Este grupo está conformado por depósitos continentales que sobreyacen al Grupo Pueyrredón, igualmente basado en la denominación otorgada por Hatcher (1900) de *San Martín Series*. Aquí se incluye a la Formación Río Tarde y la Formación Cardiel.

3.1.4.1 Formación Río Tarde

Antecedentes

Hatcher (1987, 1900) designa a estos depósitos primero como los *Upper Conglomerates* y luego las *Variegated Sandstones*. Esta unidad fue posteriormente denominada Formación Río Tarde por Ramos (1979) quien la divide en un miembro inferior conglomerádico y un miembro superior compuesto por areniscas con mayor aporte de componentes piroclásticos. Homovc (1980) presentó el perfil tipo ubicado en el cañadón del río Tarde, al sur del lago Posadas.

Litología y espesores

El Miembro Inferior está compuesto por conglomerados y areniscas conglomerádicas color rojizo, con troncos silicificados hacia el techo. Presenta comunmente estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar. Comprende también niveles de pelitas con restos de madera petrificada. Los conglomerados son clasto sostén y forman en corte transversal bancos amalgamados de unos 25 metros de espesor. Se intercalan algunos bancos de areniscas.

El Miembro Inferior presenta menor distribución areal respecto al Miembro Superior. Espesores del Miembro Inferior varían entre 55 metros al norte del lago Pueyrredón (Ramos, 1979) hasta 93 metros en el cañón del río Tarde (Homovc, 1980). El mayor espesor de este miembro se registra en el río Oro con 242 metros (Giacosa y Franchi, 2001).

El Miembro Superior de la Formación Río Tarde en el cerro de la Virgen presenta 80 metros de tobas sin base ni techo aflorando, que se disponen en estratos con laminación horizontal o macizas de no más de 2 metros de potencia, alterando coloraciones verdes, rosadas y blanquecinas (Figura 3.11). Exposiciones más completas, que superan los 300 metros, se registran entre los lagos Pueyrredón y Belgrano (en cañón del río Tarde 356 m, Homovc, 1980; en río Belgrano 320 m, Ramos, 1979). Afloramientos septentrionales aledaños a la ruta provincial 41 presentan un espesor incompleto de 150 metros, en cercanías a la Estancia el Álamo (Figura 3.11a).

Ambiente de sedimentación

El paleoambiente sedimentario para el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde es continental fluvial (Ramos, 1979; Arbe, 1986). Aramendía *et al.* (2018) indicó que la presencia de estructuras entrecruzadas en artesa y planares podrían asociarse

con barras gravosas en un sistema fluvial entrelazado con poca preservación de la planicie de inundación. En cuanto al Miembro Superior las sedimentitas corresponderían a depósitos de planicie de inundación con caída de cenizas y lapilli (Giacosa y Franchi, 2001).

Relaciones estratigráficas

El Miembro Inferior de la Formación Río Tarde se encuentra en discordancia erosiva sobre la Formación Río Belgrano, con un contacto erosivo e irregular (Figura 3.10a; Aramendía, 2016). El contacto entre los miembros de la unidad es concordante (Figura 3.12).

Edad y correlaciones

Hacia el sur del lago Burmeister, la Formación Río Tarde Miembro Superior se correlaciona con la Formación Kachaike (véase próxima Sección 3.2). A su vez, se correlaciona por su edad en parte con el Grupo Divisadero en los Andes Patagónicos Septentrionales, el Grupo Chubut y Baqueró en la Patagonia extraandina (Ramos, 2015; Ghiglione *et al.*, 2015). La sedimentación del Miembro Inferior comenzaría en el Aptiano, en base a relaciones con la infrayacente Formación Río Belgrano (Giacosa y Franchi, 2001). Dataciones en el Miembro Superior mediante el método K/Ar en biotitas y plagioclasas dieron una edad albiana tardía-cenomaniana basal (Ramos y Drake, 1987). Recientes dataciones U-Pb en circones en un nivel tobáceo intermedio del Miembro Superior arrojan una edad de 112 ± 2 Ma (Ghiglione *et al.*, 2015) con lo cual la Formación Río Tarde se considera Aptiana-Albiana.

----- figura página siguiente -----

Figura 3.11: (a,b) Formación Río Tarde Miembro Superior. Afloramientos septentrionales al sur de Los Antiguos, al este de la ruta provincial 41. (a) Se reconoce un plegamiento por propagación de falla con el limbo dorsal de mayor inclinación hacia el sur. (b) Cerro de la Virgen, 80m de espesor medido con base cubierta para la Formación Río Tarde Miembro Superior. (c) Pared vertical donde aflora mayormente la Formación Río Tarde Miembro Superior en lago Posadas Pueyrredón, luego coladas del Basalto Posadas, sedimentitas marinas de la Formación El Chacay y finalmente depósitos continentales de la Formación Santa Cruz. (d) Formación Río Tarde Miembro Superior al este del río Belgrano, por encima, en discordancia angular, se encuentra el Basalto Posadas. (e) Formación Kachaike en Cerro La Florida localizado al sur del río Tucu Tucu.

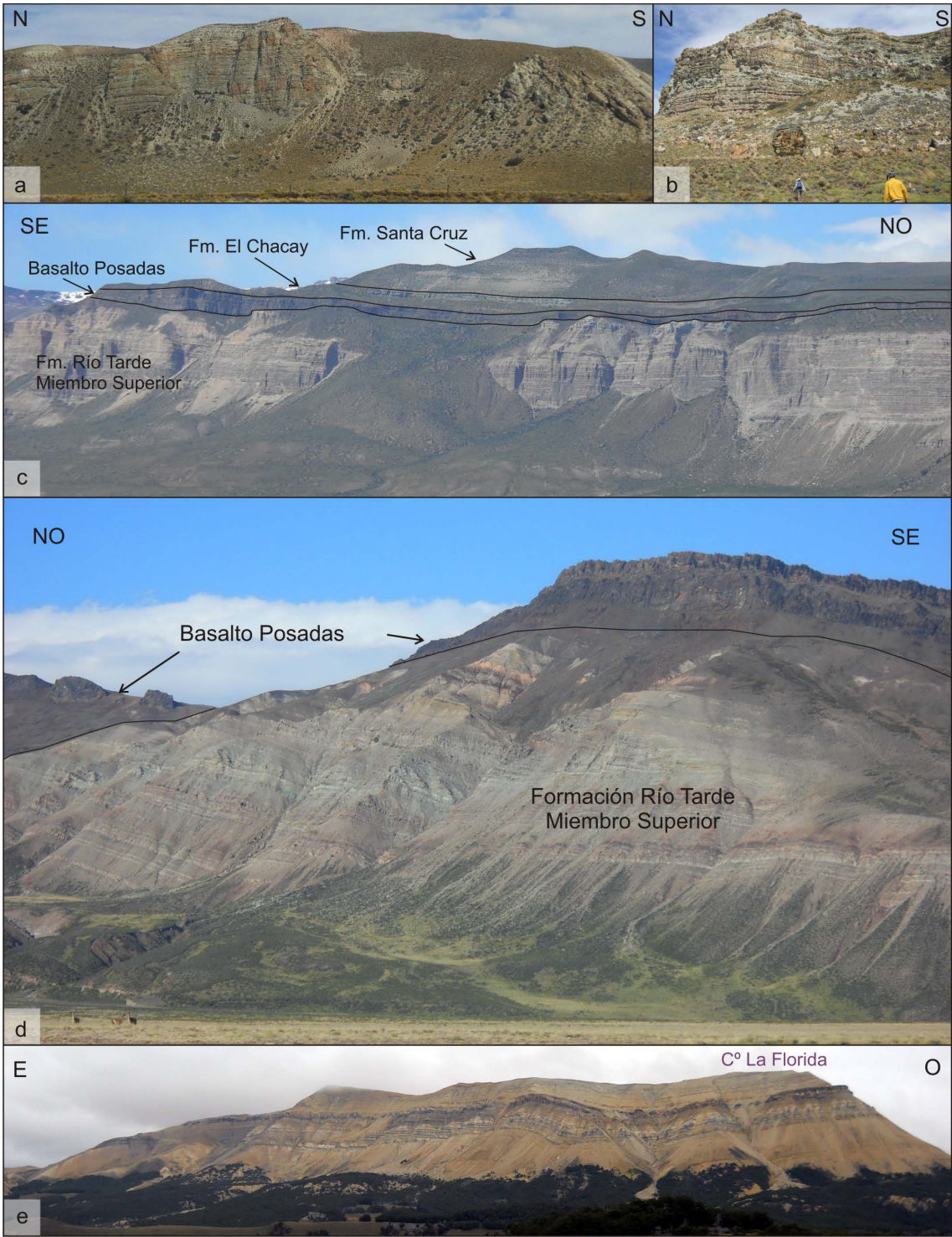




Figura 3.12: De oeste a este, unidades del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la margen norte del río Furioso. Notar la relación estratigráfica concordante entre las formaciones Springhill y Río Mayer.

3.1.4.2 Formación Cardiel

Antecedentes

Russo y Flores (1972) asignan esta unidad litoestratigráfica a pelitas y tobas, con la localidad tipo en el lago Cardiel. Conforman los *Guaranitic Beds* descritos originalmente por Hatcher (1900).

Litología y espesores

La litología comprende pelitas y tobas rojizas a grises y blancas (Figura 3.14). Las mejores exposiciones en la zona de estudio se hallaron en el cerro Mirador (Figura 3.2). Aflora desde el río Furioso hasta la Laguna Oriental en la zona de lago Belgrano, donde Piatnitzky (1938) menciona 85 metros. El espesor registrado en su localidad tipo es entre 200 y 300 metros (Riccardi y Rolleri, 1980; Andreis *et al.*, 2007).

Ambiente de sedimentación

La Formación Cardiel representa un ambiente continental fluvial de baja energía (Arbe, 1987). Ramos (1979) sugiere un ambiente de bajo relieve que podría ser lagunar o de planicies aluviales distales en su parte superior.

Relaciones estratigráficas

El contacto con unidades infrayacentes, tanto con el Miembro Superior de la Formación Río Tarde como con la Formación Kachaike, es transicional. El contacto con el Basalto Posadas en el techo es mediante una discordancia angular.

Edad y correlaciones

La Formación Cardiel presenta continuidad con las unidades infrayacentes mencionadas en el párrafo anterior, con lo cual se infiere que la edad máxima es albiana tardía-cenomaniana. Arbe (1986) dató por K/Ar una toba vitrocralina del Miembro Inferior de la Formación Cardiel en la sección del cerro Mirador obteniendo una edad de 81 ± 10 Ma. Si se considera esa edad mínima, se puede ubicar a la formación entre el Albiano tardío-Cenomaniano y el Campaniano.

Hacia el sur engrana lateralmente con la Formación Mata Amarilla (Arbe, 1986; Macellari, 1988).



Figura 3.14: Vista al sur del Cerro Mirador (ubicación en Figura 3.2). Se distinguen capas de colores rojizos y grises inclinando al este pertenecientes a la Formación Cardiel, y dispuestas sobre las areniscas tobáceas y conglomerados castaños de la Formación Kachaike.

3.1.5 Formación Kachaike

Si bien esta unidad se correlaciona con el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, es descripta por separado debido a sus características especiales como su

contenido en flora. Asimismo, autores como Baldoni (1979,1980) y Longobucco *et al.* (1985) correlacionaron la taoflora de las formaciones Kachaike, Río Belgrano y Río Mayer con la Formación Baqueró.

Antecedentes

Definida por primera vez por Feruglio (1938) como “Estratos de Kachaike”. Riccardi (1971) definió en el lago San Martín a las areniscas que suprayacen a Formación Río Mayer como Formación Kachaike. Riccardi y Rolleri (1980) la redefinieron extendiendo su distribución hacia el norte y la correlacionaron con la Formación Piedra Clavada. Este mismo criterio fue utilizado por Aguirre-Urreta y Ramos (1981) a diferencia de Arbe (1986,1987) que si separa estas formaciones.

En el río Tucu Tucu se reconocen buenas exposiciones en el chorrillo de Medio en Estancia Los Ñires, en las márgenes de los arroyos Potrancas y Potranquitas para el cerro La Florida (Figura 3.11e), y extensos afloramientos al este de la Ea. Tucu-Tucu.

Litología

Se compone principalmente de areniscas tobáceas macizas de grano medio a grueso, color castaño claro con restos de carbón, troncos petrificados de hasta 1 metro de diámetro y frondes bien preservadas (Figura 3.13), alternando con areniscas similares conteniendo amonites y bivalvos. Niveles de areniscas tobáceas medianas a finas color gris en bancos de medio metro de espesor, en ocasiones intercalan con niveles sabulíticos color castaño rojizo y estratificación de bajo ángulo. También se encuentran niveles sabulíticos de color rosado, de selección moderada con clastos subangulosos de hasta 7 milímetros y restos de carbón.

Ambiente de sedimentación

El ambiente sedimentario interpretado basado en un perfil sedimentológico realizado al este de la Ea. Kachaike (Rebassa, 1982) consta de una planicie deltaica en la base, seguido por pelitas de prodelta para culminar nuevamente en una planicie deltaica.

Relaciones estratigráficas

La Formación Kachaike presenta contacto neto sobre areniscas de la Formación Río Belgrano, relación observada en el cerro La Florida y Loma Pelada.

Edad y correlaciones

La edad de la Formación Kachaike se basa en distintas evidencias. Las asociaciones palinológicas terrestres indican edad aptiana tardía a albiana temprana (Rebassa, 1982; Baldoni *et al.*, 2001), mientras que la fauna de amonites de *Sanmartinoceras* brinda una edad relativa aptiana tardía (Aguirre-Urreta, 2002).

Longobucco *et al.* (1985) han identificado la siguiente taoflora en niveles basales de formación Kachaike para la región del Tucu-Tucu: *Hausmania (Protorhipis) papillo*, *Gleichenites sanmartinii*, *Cladophlebis patagonica*, *Cladophlebis aff. C. haiburnensis*, *Ptilophyllum acutifolium*, *Pseudecten ensiformis*. Correlacionan esta taoflora con las de Baqueró, Lago San Martín y arroyo La Potranquita, asignándoles una edad aptiana-albiana.



Figura 3.13: Restos de carbón y frondes de la Formación Kachaike, en las inmediaciones de Ea. La Florida.

3.1.6 *Essexita Río Carbón*

Antecedentes

Hauthal (en Wilckens, 1905) describió la extensión de estas rocas en su mapa escala 1:500.000, entre Lago Argentino y el seno de Última Esperanza. Quensel (1911) las clasificó como Essexitas, en especial las aflorantes en el río Carbón. Riccardi (1971) hace referencia a un conjunto de intrusivos alcalinos ubicados en la zona de lago San Martín, estableciendo formalmente la actual denominación.

Los afloramientos se ubican en la zona oeste del río Belgrano, un filón se reconoce detrás de la casa de guardaparques del PNPM (Figura 3.2). Asimismo se encuentra en la zona de Loma Pelada y Arroyo Potranquitas (Figura 3.15). Hacia el sur se reconoce hasta el lago Viedma.

Litología

Litológicamente son essexitas y teschenitas, es decir son rocas hipabisales con textura granosa fina, hipidiomorfa e inequigranular, en la que se distinguen cristales de plagioclasa y nefelina como minerales principales, biotita y olivina como accesorios característicos, y como minerales minoritarios titanita, apatita y opacos (Relañez, 2014).

Relaciones estratigráficas

Los afloramientos de essexita se emplazan principalmente en forma de filones capa dentro de la Formación Río Mayer (Figuras 3.8a y 3.15), asimismo en la Estancia Tucú-Tucú intruyen a la Formación Kachaike (Relañez, 2014; Escosteguy *et al.*, 2017).

Edad

Una datación mediante el método de K/Ar en roca total para Estancia Los Corrales arrojó un valor de 46 ± 3 Ma (Busteros y Lapido, 1983) siendo similar a la edad de 48 ± 4 Ma obtenida por Ramos (1981) por el mismo método (Giacosa y Franchi, 2001).

Condiciones geológicas de formación

Los cuerpos intrusivos podrían asociarse al vulcanismo que generó el basalto Posadas por la afinidad geoquímica así como también por su edad similar (Riccardi, 1971; Ramos, 2002). Se habrían generado producto de la subducción de una dorsal sísmica con el desarrollo de una ventana astenosférica por debajo de la placa Sudamericana (Kay *et al.*, 1990; Ramos y Kay, 1992).



Figura 3.15: *Essexita Río Carbón intruyendo a la Formación Río Mayer en el arroyo Potranquitas. El contacto neto lo señala la flecha y línea punteada en color rojo.*

3.1.7 Basalto Posadas

Antecedentes

Unidad reconocida por Hatcher (1903) entre secciones cuspidales del cretácico y la base marina del terciario en la zona de los lagos Posadas y Pueyrredón, posteriormente formalizada por Riggi (1957). Riccardi (1971) extiende su distribución hacia el lago San Martín.

Tiene una amplia distribución regional si bien sus afloramientos no son continuos. Aflora desde el norte del lago Columna hasta el lago Burmeister, luego hacia el sur se encuentra en el Cerro Mirador, y continua en el cerro la Meseta y Moro (Riccardi, 1971). También se reconoce en la región de lago Cardiel y hasta el río Guanaco.

Litología y espesores

Los basaltos son olivínicos, color negro a gris oscuro, incluso con tonalidades rojizas. Son macizos en general, se observaron a simple vista vesículas rellenas con olivinas verdes. También se encuentran lavas vesiculares. Bajo microscopio son basaltos con textura porfírica, con fenocristales de olivina, plagioclasa y clinopiroxeno.

En el sector de estudio se reconocen 2 coladas basálticas al oeste de lago Posadas, y hasta 3 coladas basálticas al oeste de la laguna Oriental (Figura 3.16). Homoc (1980) describe 38 metros de espesor en el cañón del río Tarde y 30 metros al este de la Estancia Lago Belgrano (Ramos, 1979).

Relaciones estratigráficas

Generalmente se disponen en discordancia angular en su base, para algunos casos existe erosión del techo en las unidades cretácicas. Al este del río Belgrano cubre tanto a la Formación Río Tarde Miembro Superior como a la Formación Cardiel. Al oeste del lago Posadas se encuentra por encima del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. En la zona del Arroyo Potranquitas se encuentra cubriendo las fangolitas de la Formación Cardiel y hacia el río Tucu-Tucu lo hace sobre la Formación Kachaike.

Edad y correlaciones

En el sector norte, Ramos (1979) asignó una edad eocena en base a la similar composición y edad con la essexita Río Carbón postulada por Riccardi (1971). Esta edad fue determinada previamente por Riggi (1957) de acuerdo con relaciones estratigráficas. Posteriormente, dataciones de K/Ar en roca total de Ramos (1982a) marca el inicio en el Paleoceno y climax en el Eoceno medio (48-45 Ma). Edades de Ramos y Drake (1987) igualmente obtenidas por el mismo método de basaltos tomados al SO del lago Posadas dan $43,5 \pm 7$ Ma, es decir eocenas, del mismo modo que Giacosa y Franchi (2001) asignan para el Basalto Posadas edades desde el Eoceno hasta Eoceno medio.

Condiciones geológicas de formación

Este magmatismo basáltico se atribuye a la colisión de la dorsal oceánica Farallón-Aluk con el margen sudamericano desde los 52 Ma. Este punto fue migrando hacia el sur durante 10 Ma, generando volcanismo alcalino con características geoquímicas de tipo OIB interpretados como basaltos de intraplaca (Ramos, 1982a).

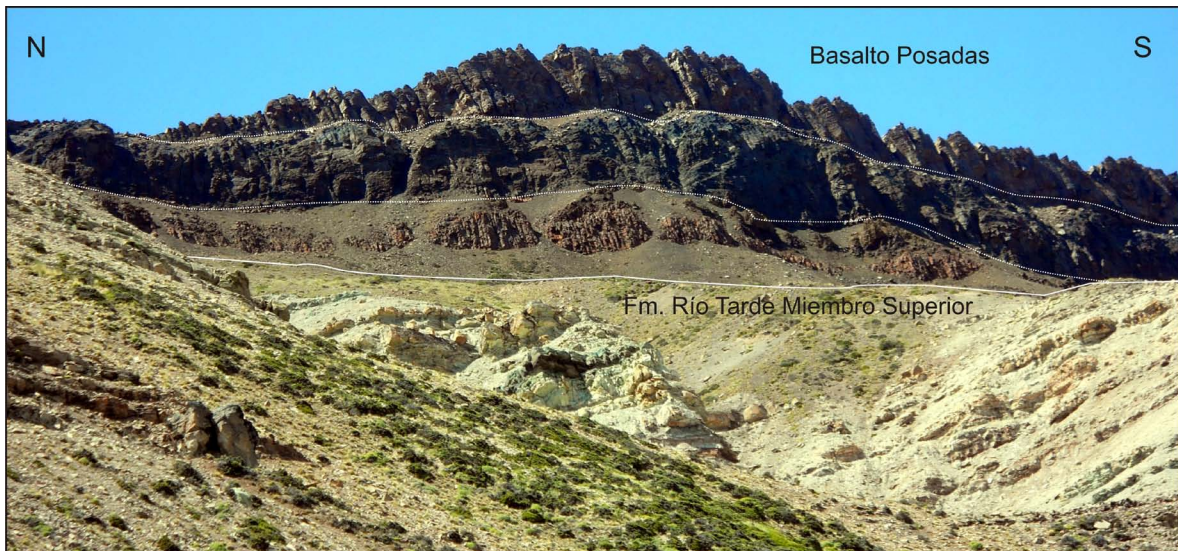


Figura 3.16: Vista hacia el E, Basalto Posadas al este del río Belgrano. Se delimitaron 3 coladas basálticas cuyo espesor total estimado es de 30 metros.

3.1.8 Formación El Chacay / Centinela

Antecedentes

Esta unidad presenta varios nombres en la literatura. Se utilizó informalmente el nombre Patagoniano para denominar la transgresión marina proveniente del Atlántico. Esta nomenclatura fue utilizada por Ugarte (1956). Hatcher (1900) los refiere a los *Patagonian beds*. Feruglio (1949), Reverberi (1956) y Riggi (1957) la denominan Patagoniense. Posteriormente el nombre Formación Patagonia es empleado por Ramos (1979) y Homoc (1980), entre otros.

El nombre de Formación Centinela fue propuesto por Furque y Camacho (1972) para designar los depósitos marinos del Cenozoico, en la zona de lago Argentino. Riccardi y Roller (1980) y Ramos (1982b) extienden esta denominación para los APA. Por su parte, Chiesa y Camacho (1995) proponen la denominación Formación El Chacay entre los lagos Posadas y Cardiel. Hace relativamente pocos años, Cuitiño y Scasso (2010) plantearon el uso de Formación Estancia 25 de Mayo.

La distribución areal abarca la zona del río Jeinemeni (Figura 3.17) en el sector noroeste de la Meseta del lago Buenos Aires. Hacia el sur, aflora desde el río Furioso en forma continua hasta la zona de lago Belgrano.

Litología y espesores

En el río Jeinemeni se midieron 55 metros de esta unidad (Giacosa y Franchi, 2001), en el cañón del río Tarde Homovc (1980) describe 130 metros, Vittore (2002) mide 144 metros en la Veranada del Cárcamo (suroeste del lago Posadas, Figura 3.2), Chiesa y Camacho (1995) subdividen a esta unidad en tres secciones en el borde septentrional de la meseta Belgrano.

La sección inferior compuesta por areniscas, una intermedia dominada por pelitas y una sección superior arenosa. Las secciones inferior e intermedia marcarían la etapa transgresiva, mientras que la sección superior representa la secuencia regresiva. Ramos (1982b) describe potentes niveles de pelitas en los afloramientos más orientales.

Las areniscas de la Formación El Chacay presentan composición arcósica, compuesta por granos subredondeados de feldespato, cuarzo y algunos líticos volcánicos (Sacomani, 1982), así como areniscas líticas, con abundancia de clastos de origen volcánico (Chiesa y Camacho, 1995).

Ambiente de sedimentación

Esta unidad representa una transgresión marina del Atlántico que alcanzó el sector cordillerano en el Mioceno temprano (Cuitiño y Scasso, 2010). Los sedimentos se habrían depositado en un mar somero de plataforma dominado por oleaje, en el que alternaban condiciones de tormenta y buen tiempo (Chiesa y Camacho, 1995). Cuitiño *et al.* (2015) dividen esta secuencia en seis facies: barras submareales, depósitos arenosos marino-someros, depósitos fangosos de plataforma, complejo estuarino, canales fluviales y planicie de inundación. Dichos autores interpretaron un ambiente marino-somero dominado por mareas que gradaría a un sistema estuarino con influencia de oleaje y fluvial. El sistema de estuario pasaría transicionalmente a un sistema fluvial con extensas planicies de inundación, pertenecientes en parte a la suprayacente Formación Santa Cruz. Estas facies muestran un arreglo general transgresivo-regresivo, que divide a la unidad en dos secuencias, separadas por una superficie erosiva (Cuitiño *et al.*, 2015).

El contenido fosilífero es abundante con fauna de bivalvos, gastrópodos, briozoarios, brachiópodos y equinodermos. En la zona del río Jeinemeni y río Zeballos los fósiles fueron estudiados por Malumián (1982) y Ubaldón (1983). Los invertebrados de la zona de la meseta Belgrano fueron analizados por Ortmann (1902).

Relaciones estratigráficas

El contacto con el Basalto Posadas es mediante una discordancia erosiva.

Edad y correlaciones

En base a fósiles y relaciones estratigráficas con la unidad suprayacente se acota la edad de la Formación El Chacay al Oligoceno tardío- Mioceno temprano (Blisniuk *et al.*, 2005; Parras *et al.*, 2008). Dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ realizadas en ostras por Cuitiño *et al.* (2015) restringen la edad entre los 20,3 y 18,1 Ma.



Figura 3.17: Vista hacia el norte, areniscas con abundantes bivalvos de la Formación El Chacay aflorantes en ambas márgenes del río Jeinemeni.

3.1.9 Formación Santa Cruz

Antecedentes

Hatcher (1897,1900) describe como *Santa Cruz Beds* a los depósitos continentales miocenos. En el área de la Meseta del Lago Buenos Aires, Ugarte (1956) denomina como Grupo Río Zeballos a las rocas sedimentarias continentales del Neógeno. Dicho Grupo está compuesto por las formaciones Río Jeinemeni, Cerro

Boleadoras y Río Correntoso. En la zona del lago Argentino, Furque (1973) denominó a éstos depósitos como Formación Santa Cruz.

Litología y espesores

El Grupo Río Zeballos aflora principalmente al oeste de la meseta del Lago Buenos Aires, mientras que la Formación Santa Cruz se extiende al sur de la misma (Figura 3.18a). Al sureste de la meseta Buenos Aires afloran niveles pelíticos y de coloraciones grises de la Formación Santa Cruz, próxima a la ruta nacional 40, donde presentan un paisaje característico tipo *bad land* (Figura 3.18b). La base del Grupo Río Zeballos, en la Formación Río Jeinemeni exhibe una erosión similar en la margen oriental del río homónimo (Figura 3.19a).

Para la Formación Santa Cruz se distinguen tres secciones: una inferior pelítica, una intermedia dominada por areniscas con intercalaciones de pelitas y una sección superior pelítica (Ramos, 1979).

La Formación Río Jeinemeni presenta alternancia de colores grises o verdosos a rojizos, compuesta por areniscas y arcilitas (Figura 3.19a). Los bancos tienen geometría tabular, también se reconocieron lentes de yeso. El espesor máximo es de 250 metros (Ugarte, 1956) y el contacto con la Formación El Chacay es transicional.

Por encima, en contacto transicional se encuentra la Formación Cerro Boleadoras, compuesta por areniscas medianas color anaranjado en afloramiento, con estructura interna horizontal y diagonal de bajo ángulo hacia el techo. Los bancos de areniscas son notablemente potentes e intercalan tobas cineríticas (Figura 3.19b). El espesor máximo fue estimado en 960 metros por Ugarte (1956).

La Formación Río Correntoso es la unidad más joven del Grupo Río Zeballos, compuesta por bancos granocrecientes de arcilitas, areniscas y conglomerados (Ugarte, 1956). Cubre en transición a la Formación Cerro Boleadoras, y el espesor medido fue de 300 metros en cercanía al cerro León (Ugarte, 1956).

La Formación Santa Cruz alcanza 650 metros al este del río Belgrano (Ramos, 1982b) y 240 metros en el cañón del río Tarde (Homovc, 1980).

Ambiente de sedimentación

La sedimentación de la Formación Santa Cruz es continental fluvial, con importante participación piroclástica. Se vincula con la regresión del mar patagoniano y el levantamiento de los Andes (Giacosa y Franchi, 2001).

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Santa Cruz corresponde a una discordancia angular en el sector cordillerano mientras que hacia el este el contacto es concordante.

Edad y correlaciones

En base a fauna de vertebrados se asigna una edad miocena inferior (Ramos, 1979). Por su parte, Ugarte (1956) teniendo en cuenta relaciones estratigráficas asignó la misma edad al Grupo Río Zeballos.



Figura 3.18: (a) Afloramiento de la Formación Santa Cruz al este de la ruta provincial 37 con destino al PNPM. La sección basal intercala pelitas y areniscas con tendencia granocreciente. Luego una sección compuesta por pelitas, y por encima nuevamente se reconoce alternancia de bancos de areniscas y pelitas. El tramo superior está dominado por pelitas. (b) Este de la ruta Nacional 40, camino a Estancia Cueva de las Manos. Se observan afloramientos del grupo Bahía Laura con coloraciones rojizas en la base, y por encima se reconocen pelitas y arcilitas continentales pertenecientes a la Formación Santa Cruz. Los estratos inclinan levemente hacia el este y presentan un paisaje erosionado tipo bad land.

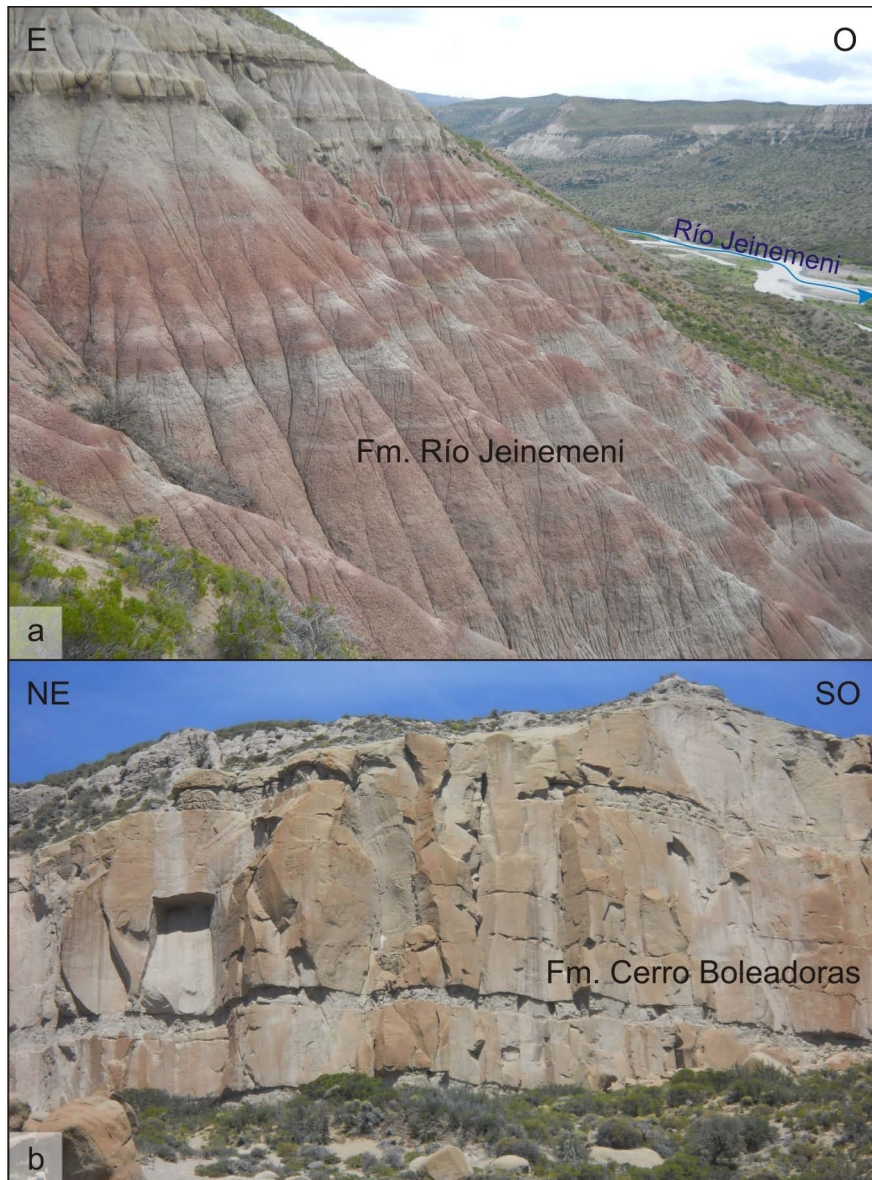


Figura 3.19: Grupo Río Zeballos: (a) Formación Río Jeinemeni aflorando en margen izquierda del río Jeinemeni, compuesta por alternancia de areniscas y arcilitas con color rojizo y blanquecino; (b) Formación Cerro Boleadoras próxima a ruta provincial 41, al sur de Los Antiguos. Potentes bancos de areniscas medianas a finas con intercalaciones de tobas.

3.1.10 Basalto Belgrano

Antecedentes

Riggi (1957) denominó Basalto Belgrano a los basaltos que coronan dicha meseta. Estas rocas habían sido identificadas por Hatcher (1900, 1903). Ramos (1982 b) y De Barrio (1984, 1989) extendieron esta denominación a cuerpos basálticos situados al sur y oriente de la localidad original. Por otra parte, Ugarte (1956) en la

zona de la meseta del lago buenos Aires denomina Basalto Lago Buenos Aires a basaltos olivínicos ubicados en la meseta ubicada al sur, posteriormente designada como Formación Meseta Lago Buenos Aires por Lapido (1979) y Busteros y Lapido (1983).

Litología

Unidad compuesta por coladas que forman mesetas (Figura 3.20). Las lavas están compuestas por basaltos olivínicos, así como también se han reconocido basaltos con fenocristales de olivina que integran los diques que intruyen a la Formación Santa Cruz en cercanía a la Laguna Oriental, y asignados al Basalto Belgrano por Ramos (1982b).

Condiciones geológicas de formación

El origen de estos magmas básicos para el Neógeno se vincula a la subducción de la dorsal sísmica de Chile (Ramos y Mahlburg Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997).

Relaciones estratigráficas

En general cubren de manera concordante las sedimentitas miocenas, y la base de las coladas se encuentran cubiertas por depósitos morénicos o por remoción en masa y depósitos coluviales (Figura 3.20). Las coladas de lava pleistocena de la Formación El Sello cubren las mesetas basálticas. Las rocas del Basalto Belgrano intruyen a la Formación Santa Cruz, relación observada en el sector de la laguna La Oriental (Figura 3.20c).

Edad y correlaciones

Las relaciones estratigráficas indican que esta formación es posterior a la Formación Santa Cruz acotando el límite inferior al Mioceno medio. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de basaltos en la meseta del Pobre arrojaron un valor de $10,10 \pm 0,32$ Ma, asignándola al Mioceno tardío (Gorrington *et al.*, 1997).

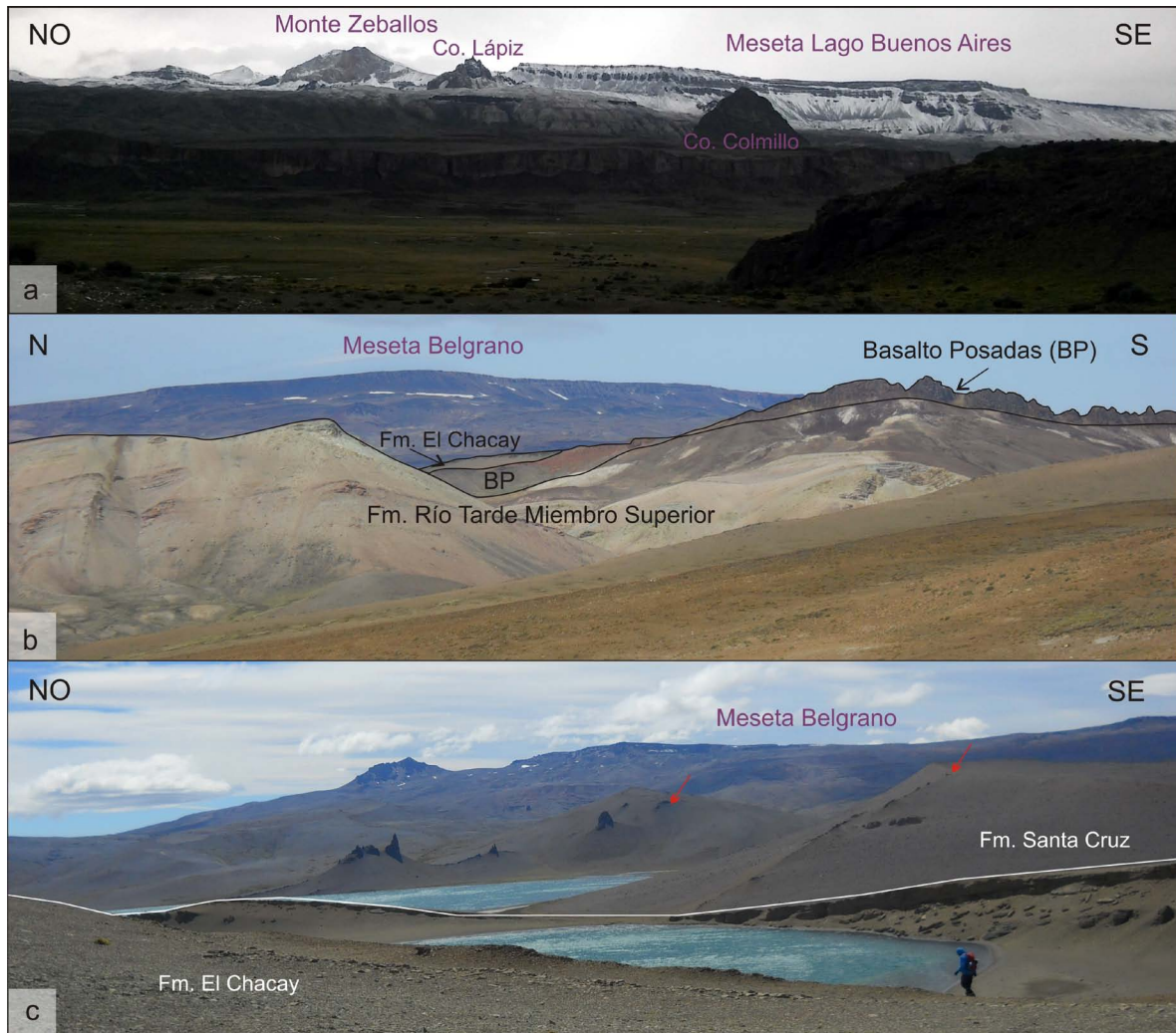


Figura 3.20: Mesetas basálticas miocenas: (a) Meseta del Lago Buenos Aires, se destaca el monte Zeballos, el Cerro Lápiz y el Cerro Colmillo, éstos dos últimos formados por cuerpos intrusivos denominados Traquita Cerro Lápiz de edad Pliocena e Intrusivo Colmillo, del Cretácico Superior-Paleoceno, respectivamente, (b) Meseta Belgrano por detrás del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, Basalto Posadas y Formación El Chacay, con sucesiones que inclinan hacia el este. (c) Diques de composición basáltica (flechas rojas), orientados aproximadamente E-O y que intruyen a la Formación Santa Cruz.

3.1.11 Depósitos cuaternarios

Para el Pleistoceno se encuentra el Basalto El Sello y el Basalto Pinturas junto con depósitos glaciarios, glaci-fluviales, y glaci-lacustres, mientras que para el Pleistoceno-Holoceno se describen depósitos neo-glaciarios, depósitos aluviales antiguos, glaci-lacustres (Giacosa y Franchi, 2001; Escosteguy *et al.*, 2003).

El período Holoceno se caracteriza por depósitos glaciares y glacifluviales, de remoción en masa y asentamientos gravitacionales, así como depósitos coluviales, lacustres, aluviales aterrazados, y aluviales indiferenciados (Figura 3.21).

----- figura página siguiente -----

Figura 3.21: (a) Vista hacia el NE, Monte San Lorenzo en el centro de la foto. Geoforma de valle en U orientada N-S. Afloran rocas paleozoicas pertenecientes a la Formación Río Lácteo. (b) Depósitos cuaternarios de remoción en masa en la ladera conformado por conos de deyección que coalescen parcialmente sobre rocas del Complejo El Quemado al oeste de la Meseta del Lago Buenos Aires. (c) Vista al sur donde se reconoce un deslizamiento planar en la Formación El Chacay, ubicado al oeste del lago Posadas.



3.2 Correlación de unidades litoestratigráficas

Se presenta un cuadro estratigráfico correlacionando de norte a sur las distintas unidades litoestratigráficas en el sector del lago Buenos Aires, Lago Posadas-Belgrano y río Tucu Tucu (Cuadro 3.1). Allí se muestran las distintas denominaciones utilizadas, que posteriormente se relacionarán con los eventos de deformación.

El Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Cretácico Superior) es equivalente a la Formación Kachaiké en el sector del río Tucu Tucu (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Cuadro 3.1 y Figuras 3.22 y 3.23). Para el Neógeno en el sector de la Meseta de Lago Buenos Aires el Grupo Río Zeballos se corresponde con la Formación Santa Cruz hacia el sur (Ramos, 1982b). Por último se destaca la equivalencia entre la Formación Meseta Lago Buenos Aires y Basalto Belgrano (Ugarte, 1956; Riggi, 1957), y en el sector del río Tucu-Tucu denominado Basalto Strobel (Ramos, 1982b, 1989; Cuadro 3.1).

Era	Período	Epoca	Edad	Sector Lago Buenos Aires	Sector Lago Posadas-Belgrano	Sector Río Tucu Tucu
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	0,0117 Ma	Depósitos glaciales, glacioluviales, fluviales, remoción en masa		
		Pleistoceno	2,58 Ma			
	Neógeno	Plioceno	3,333 Ma	Fm. El Sello		
		Mioceno	superior	Fm. Meseta LBA	Basalto Belgrano	Basalto Strobel
			inferior	Fm. Río Correntoso	Fm. Santa Cruz	
				Fm. Cerro Boleadoras		
				Fm. Río Jeinemeni		
			23,03 Ma	Fm. El Chacay /Centinela		
	Paleógeno	Oligoceno	33,9 Ma	Basalto Posadas		
		Eoceno	56 Ma			
Paleoceno		66 Ma				
Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano			
			Campaniano			
			Santoniano			
			Coniaciano			
			Turoniano			
			Cenomaniano			
			~100,5 Ma			
		Inferior	Albiano	Fm. Río Tarde Mb. superior	Fm. Kachaiké	
			Aptiano	Fm. Río Belgrano		
			Barremiano	Fm. Río Mayer		
			Hauteriviano	Fm. Springhill		
			Valanginiano			
			~145 Ma			
	Superior	163,5±1,0 Ma	Complejo El Quemado			
Pz	Carbonífero	inferior	358,9±0,4 Ma	Fm. Río Lácteo		
	Devónico	Superior	382,7±1,6 Ma			

Cuadro 3.1: Cuadro estratigráfico y correlación para el sector norte de los APA, basado en Ramos (1979), Giacosa y Franchi (2001), Escosteguy et al. (2003), Cuitiño et al. (2015).

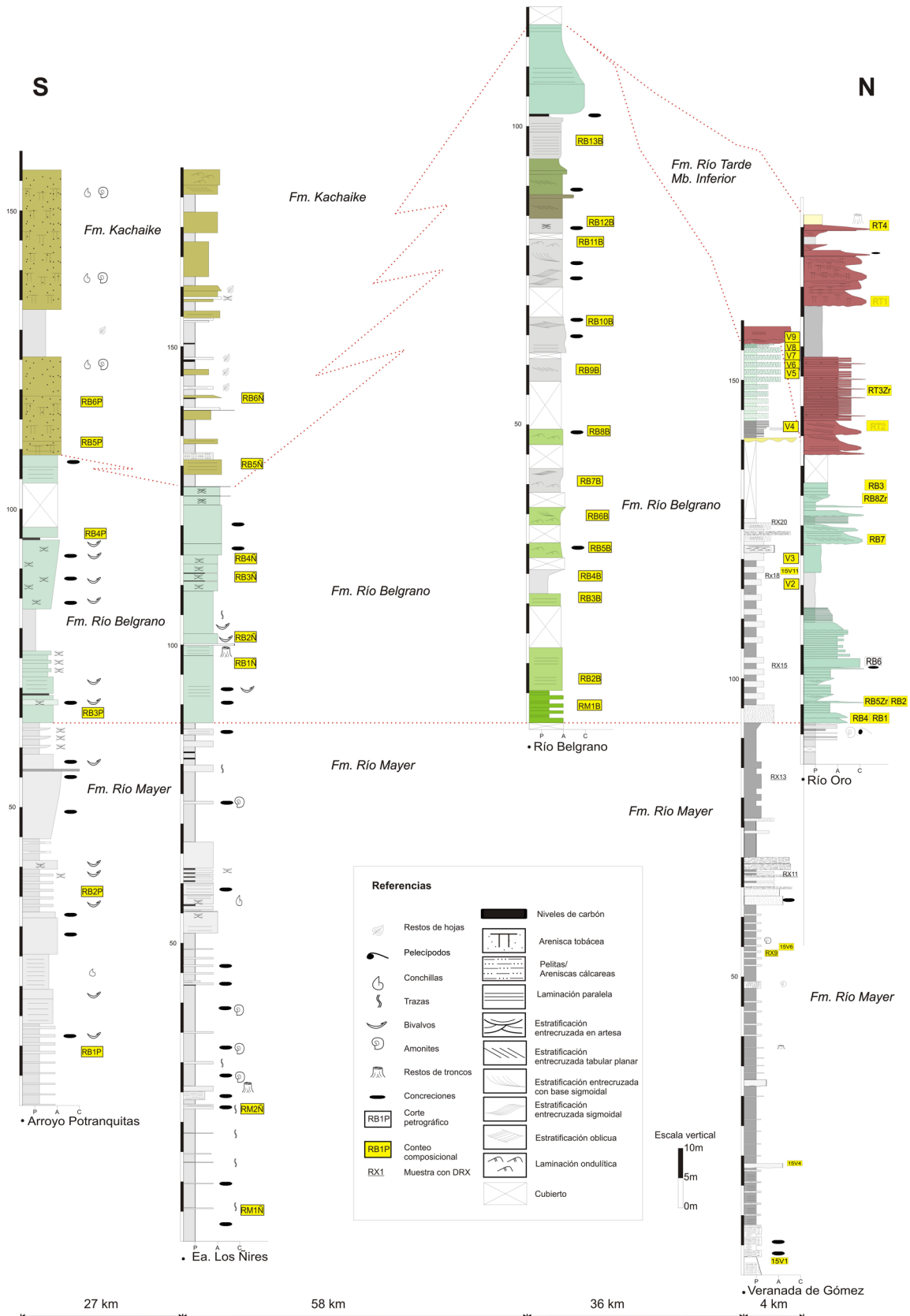


Figura 3.22: Perfiles sedimentológicos relevados, y ubicados de norte a sur (de derecha a izquierda): Río Oro, Veranada de Gómez, Río Belgrano, Estancia Los Nires y Arroyo Potranquitas (ubicación en Figura 3.1). En línea punteada roja se delimitan las unidades litoestratigráficas del Cretácico Inferior. En la correlación, se horizontaliza la base de la Formación Río Belgrano. Referencias para tamaño de grano en la base de cada perfil: P: pelita; A: arenisca; C: conglomerado.

----- figura página anterior -----

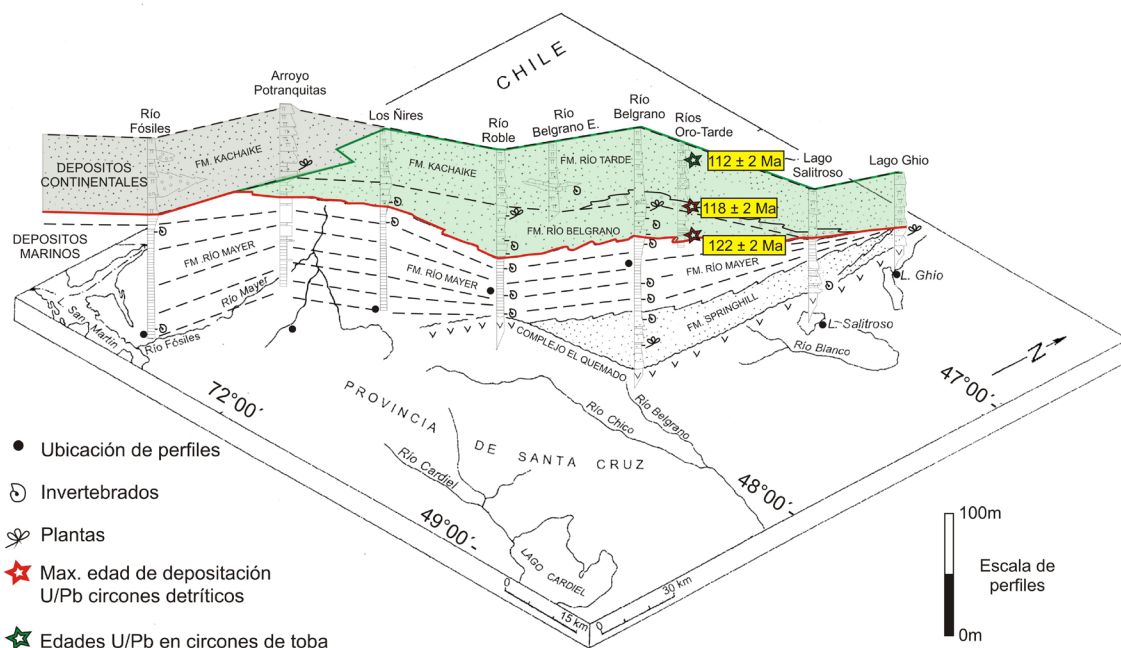


Figura 3.23: Esquema para el Cretácico Inferior entre los lagos Ghio y Arroyo Potranquitas (modificado de Aguirre-Urreta y Ramos, 1981). Los perfiles están espacialmente ubicados, y contienen datos de contenido fósil y edades U-Pb en circones. La línea roja correlaciona la base de la Formación Río Belgrano a lo largo del depocentro mostrando los primeros depósitos de grano grueso correspondientes al retroarco compresivo.

3.3 Perfiles relevados

A continuación, se describen de norte a sur perfiles sedimentológicos realizados que abarcan en general a las formaciones Río Mayer, Río Belgrano,

Miembro Inferior de Río Tarde y Formación Kachaike hacia el sur (Figura 3.22). En el perfil de Río Belgrano se presenta un perfil compuesto, sumando a la Formación El Chacay y la base de la Formación Santa Cruz.

3.3.1 Perfil Río Oro

El perfil sedimentológico se encuentra al SE del Río Oro (47° 25' 38"S, 71° 56' 55"O). Incluye a la Formación Río Belgrano y Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (Figura 3.24). Se encuentran pelitas con amonites y bivalvos que comienzan a intercalar estratos de areniscas, estos últimos asignados en parte a la transición entre las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. El límite se estableció en base a la granulometría, donde dominan las areniscas se delimitó la base de la Formación Río Belgrano. El espesor medido para ésta unidad es de 40 metros de areniscas finas a medianas, color verdoso, con intercalaciones de conglomerados finos. Se inicia esta sucesión con 9 metros compuestos de areniscas finas con estratificación flaser, ondulosa y estratificación entrecruzada, e intercala areniscas conglomerádicas con bases erosivas. Continúan 2 metros de areniscas conglomerádicas con pelecípodos, gastrópodos y corales. La sección continúa con 8 metros de areniscas medianas granodecrecientes en bancos de 0,5 metros de potencia cuyo tamaño de grano alcanza pelita, seguido de 6 metros de pelita y 5 metros de areniscas finas macizas. La sección culmina con 10 metros de estratos de conglomerados que gradan a areniscas con base neta erosiva y estratificación entrecruzada tabular planar.

Luego de 7 metros cubiertos, de forma concordante, se encuentra la Formación Río Tarde, con un espesor de 40 metros para su Miembro Inferior. Los primeros 12 metros de la sección consisten de estratos granodecrecientes de conglomerados a areniscas medianas rojizas, con base erosiva, estratificación entrecruzada y paralela. La sección continúa con 11 metros de areniscas gruesas a medianas y tobas, y 9 metros de bancos conglomerádicos rojos con base erosiva. El último tramo de 7 metros del perfil está compuesto por areniscas que alternan bancos de 1 metro de areniscas muy gruesas a medianas con base erosiva que luego presentan estructuras de estratificación entrecruzada tabular en 1 metro de areniscas finas a medianas seguidas por un banco de pelitas y nuevamente 1 metro de areniscas finas a medianas con estratificación entrecruzada tabular. Culmina con estratos de areniscas gruesas con base erosiva que gradan a areniscas con restos de troncos silicificados.

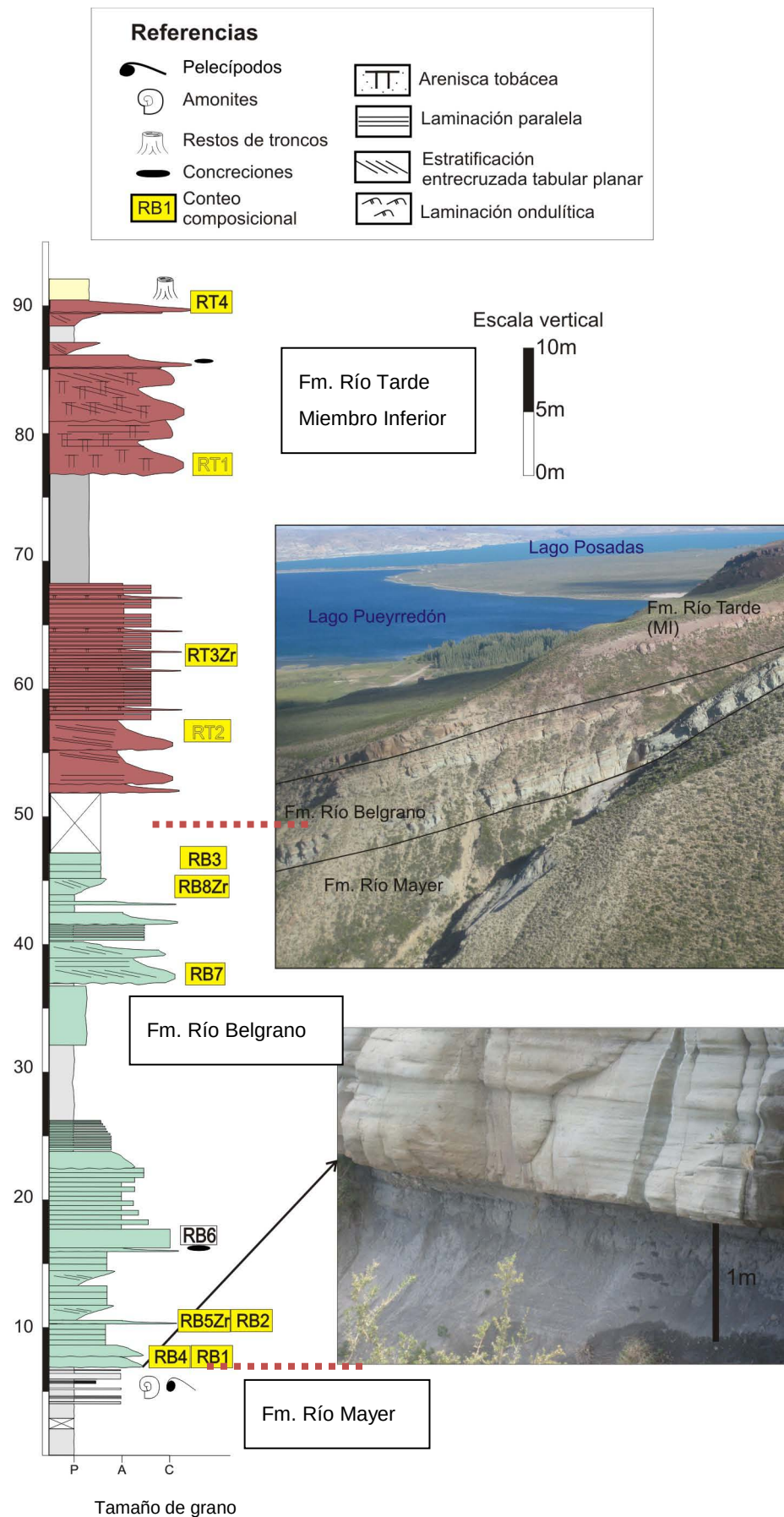


Figura 3.24: Perfil del Río Oro. Ubicación en Figura 3.1.

3.3.2 Perfil Veranada de Gómez

El perfil en esta localidad (47°27'47"S, 71°56'37"O) abarca a la Formación Río Mayer (92,5 metros, Figura 3.25), Formación Río Belgrano (62 metros) y la base del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (Figura 3.26).

La Formación Río Mayer tiene un total de 92,5 metros de espesor medidos en este perfil, compuesta principalmente por pelitas con algunos estratos de areniscas y niveles con componentes piroclásticos retrabajados. Se inicia con 3 metros de limolitas calcáreas macizas color negro, que luego grada a arcilitas. Continúan 5 metros con limolitas nuevamente donde se observan concreciones en areniscas con tamaño de grano arena fina con un diferenciable color de alteración castaño anaranjado y mayor consolidación. Las concreciones tienen un tamaño de 25x60 cm. Por encima se continúan 10 metros de pelitas laminadas que intercalan estratos de limolitas con espesores entre 10 y 30 cm. El techo de esta sucesión está cubierto por un nivel de 0,7 metros de potencia compuesto por conglomerado fino con base erosiva con aporte de componentes piroclásticos retrabajados. Continúan otros 10 metros de pelitas que intercalan estratos con retrabajo de componentes piroclásticos de entre 10 cm hasta 50 cm de potencia. Por encima se encuentran 10 metros de pelitas que alternan con areniscas medianas, con presencia de concreciones y troncos fósiles hacia el techo. Continúan otros 10 metros de pelitas que intercalan estratos con componentes piroclásticos retrabajados. Se destaca por encima un banco de 1 metro de potencia que contiene fauna de amonites. Los últimos 14 metros de esta sección se componen de pelitas con intercalaciones de areniscas finas.

Por encima hay una sucesión de 30,5 metros de espesor caracterizada por intercalaciones de areniscas finas a medianas con pelitas, las secciones inferiores presentan niveles de conglomerados basales. Se inicia con estratos de 2 metros de areniscas gruesas con concreciones de 50x80 cm, continúan por 6 metros areniscas finas a medianas con intercalaciones de niveles de conglomerados de 30 centímetros de espesor, junto con pelitas. Por encima se identificaron estratos de conglomerados consolidados, con clastos de 2 mm a 1 cm. Continúan 4 metros de pelitas desagregadas y un estrato de 0,5 metros de areniscas medianas a gruesas. Luego 2 metros de pelitas y nuevamente areniscas gruesas. Los próximos 16 metros presentan alternancia de pelitas y limolitas desagregadas.

El inicio de la Formación Río Belgrano se establece con un estrato de 3 metros de areniscas medianas y continúa una sucesión de 25 metros de areniscas y limolitas

intercaladas. En contacto neto erosivo se encuentra un estrato de areniscas gruesas de 1 metro de potencia, con base erosiva y laminación ondulítica. Por encima continúan 0,8 metros de areniscas finas, 1 metro de areniscas medianas con estructura entrecruzada tabular planar, un nivel de 0,5 metros de conglomerados intercalado con clastos de hasta 0,5 centímetros. Continúan 0,3 metros de limolitas y 1 metro de areniscas medianas con estratificación entrecruzada tabular planar. Luego de 12 metros cubiertos, se encuentra un estrato con base erosiva de conglomerado y continúa 3,5 metros de una sucesión que intercala pelitas y areniscas finas. Por encima se intercalan 12,5 metros entre areniscas finas a medianas macizas y pelitas color gris verdoso. Culmina la sección con un metro de areniscas medianas con laminación horizontal.

El Miembro Inferior de la Formación Río Tarde yace en contacto neto erosivo sobre la Formación Río Belgrano. Se indentifican areniscas gruesas y conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar color rojizo.



Figura 3.25: Vista hacia el sur, pelitas de la base de Formación Río Mayer del perfil Veranada de Gómez.

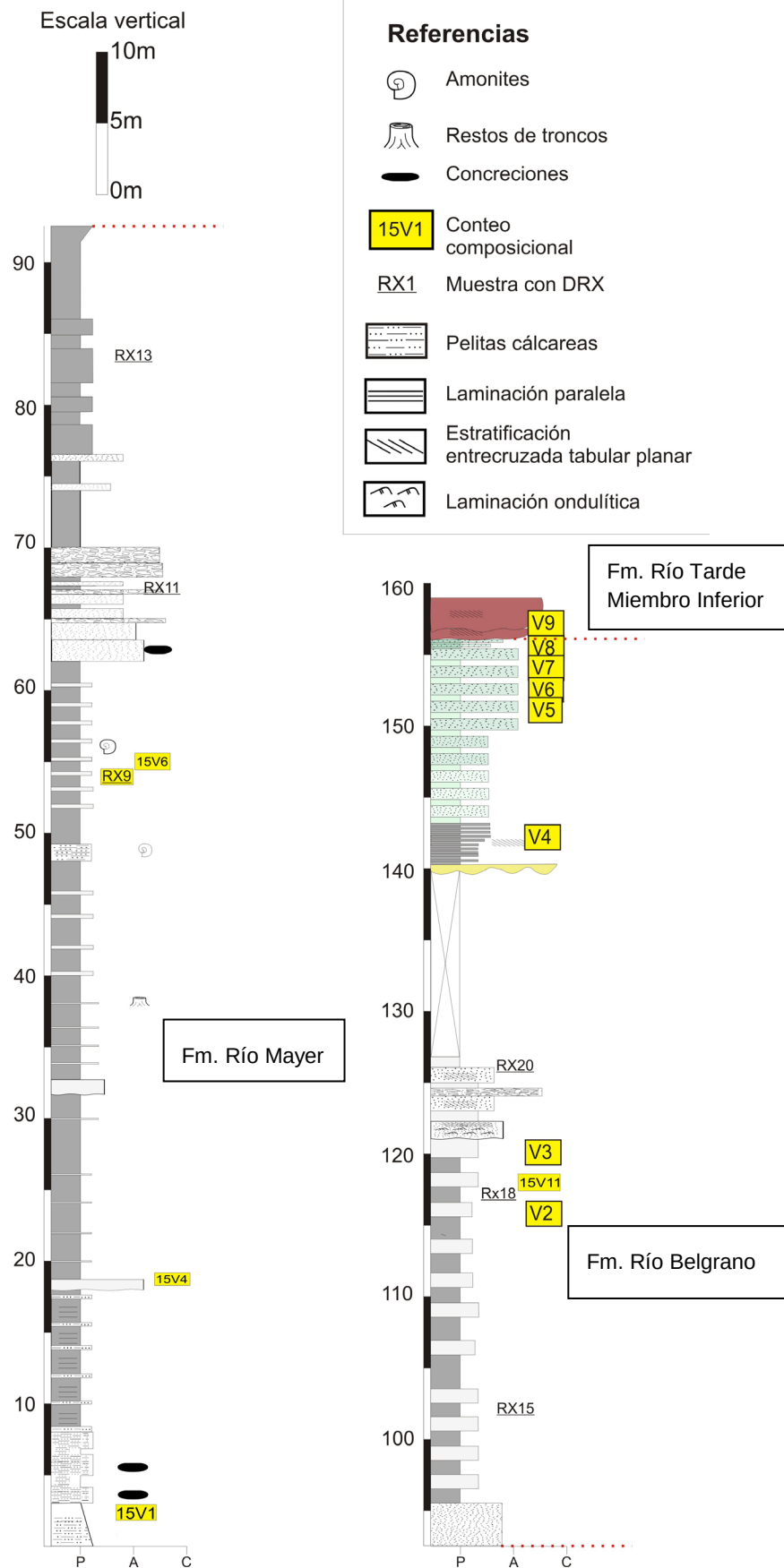


Figura 3.26: Perfil de veranada de Gómez, ver ubicación en Figura 3.1.

3.3.3 Perfil Río Belgrano

Se realizó una sección compuesta que abarca desde la Formación Río Belgrano hasta la base de la Formación Santa Cruz (Figuras 3.27 y 3.28). Un perfil de detalle se realizó en la Formación Río Belgrano (117 metros; Figura 3.27) y unidades cenozoicas de Formación El Chacay (269 metros) y Formación Santa Cruz (15 metros).

El perfil incluye la Formación Río Belgrano en el sector relevado del río Belgrano (Base: 47° 47' 8"S, 72° 00' 32"O). La base del perfil presenta 5 metros de transición entre la Formación Río Mayer y Río Belgrano (Figura 3.9b). Luego el primer tramo de 26 metros en general alterna estratos de areniscas medianas y limolitas. Esta sucesión se inicia con 7 metros de areniscas medianas color verde con laminación paralela en el techo. Un tramo cubierto por 7 metros que continúa con 2 metros de areniscas medianas con laminación paralela y 5 metros de areniscas finas a medianas. Otro tramo cubierto por 2 metros, la sección continúa con 54 metros de capas entre 2 y 5 metros de espesor, con laminación ondulítica en la base y laminación paralela, estratificación planar, sigmoidal y laminación ondulítica hacia el techo (Figuras 3.28a, b y c). Se identificaron niveles con concreciones.

Los últimos 35 metros son de granulometría más gruesa, comienza con 6 metros de areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa y concreciones en la base, y por encima 1 metro de conglomerados finos. Continúan 14 metros de areniscas medianas a gruesas con laminación paralela que culmina con un nivel de limolitas con concreciones. La sección finaliza con 5 metros de conglomerados y bancos granodecrecientes de arenisca gruesa a muy fina con laminación paralela.

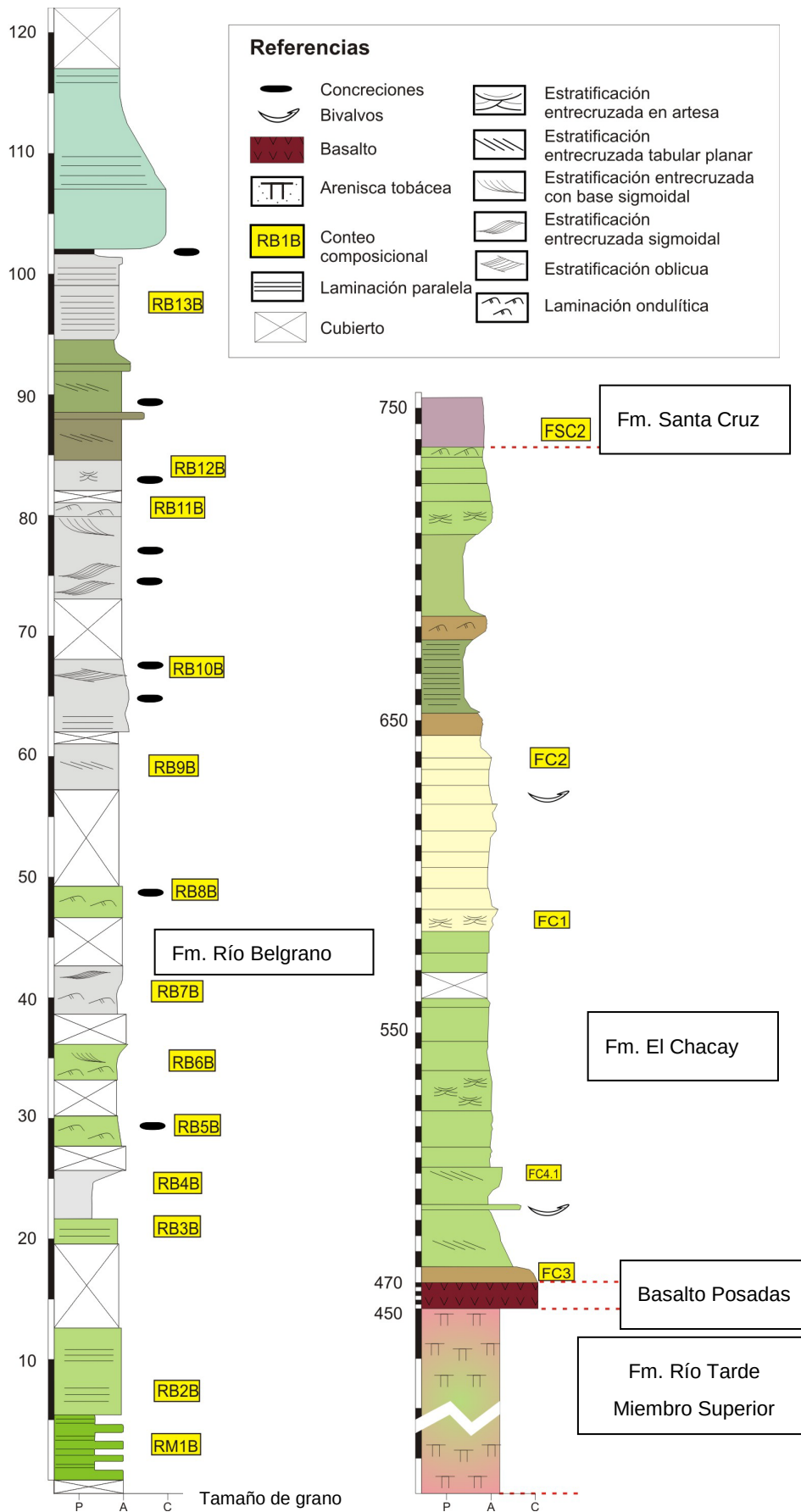


Figura 3.27: Perfil de Río Belgrano, ver ubicación en Figura 3.1.

La Formación Río Tarde Miembro Superior se encuentra con base cubierta (47° 47' 27" S, 71° 59' 54" O), se inicia con 11 metros de tobas color rosado en su base y hacia el techo presenta color verde a verde claro. Estas tobas son intruidas por un dique color gris oscuro de 1 metro de potencia. Luego 9 metros cubiertos hasta encontrar 2 metros de toba color verde claro. Un metro nuevamente cubierto y un banco del mismo espesor compuesto por areniscas tobáceas de grano medio a grueso con estratificación entrecruzada. Continúan, con sectores cubiertos, tobas color verde. Se reconoce un banco con geometría lenticular de areniscas medianas a gruesas, color verde oscuro (Figura 3.28d). Por encima, continúan aflorando varios metros de tobas que intercalan colores verdosos y rojizos, considerando un total de 320 metros para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Ramos, 1979; Figura 3.8d).

El Basalto Posadas está compuesto por tres coladas diferenciadas de basaltos olivínicos con disyunción columnar, con un espesor total que no supera los 30 metros (Figura 3.16).

Por encima, con base cubierta, se encuentra la Formación El Chacay (47° 47' 05" S, 71° 59' 10" O). Se inicia la sección inferior con conglomerados con clastos de basaltos y valvas, tanto enteras como fragmentadas, de ostras (Figura 3.28e). La textura es clasto-sostén que grada a matriz sostén de tamaño arena. Por encima, se encuentran niveles de areniscas medianas a gruesas, en partes conglomerádicas, de color verde y con moluscos, que presentan intercalaciones con niveles de calizas bioclásticas conformadas por ostras mayormente (Figura 3.28f). Hacia el tope se observan niveles de menor tamaño de grano (Figura 3.28 j), areniscas finas y pelitas que intercalan estratos de coquinas muy densos con ostras desarticuladas. Las areniscas medianas a finas presentan estratificación entrecruzada tabular y en artesa con colonia de briozoos (Figuras 3.28g, h e i) así como también laminación heterolítica de tipo ondulosa a lenticular (Figura 3.28k). Hacia el techo de la Formación El Chacay hay estratos de areniscas finas a medianas con laminación ondulítica (Figura 3.28l).

La parte inferior de la Formación Santa Cruz presenta un pasaje gradual con la unidad infrayacente. Está conformada por 15 metros de arcilitas y limolitas intercaladas con areniscas finas de colores grises y gris violáceo. Dentro de estos niveles se han encontrado pequeñas raíces y ondulitas en los niveles arenosos.

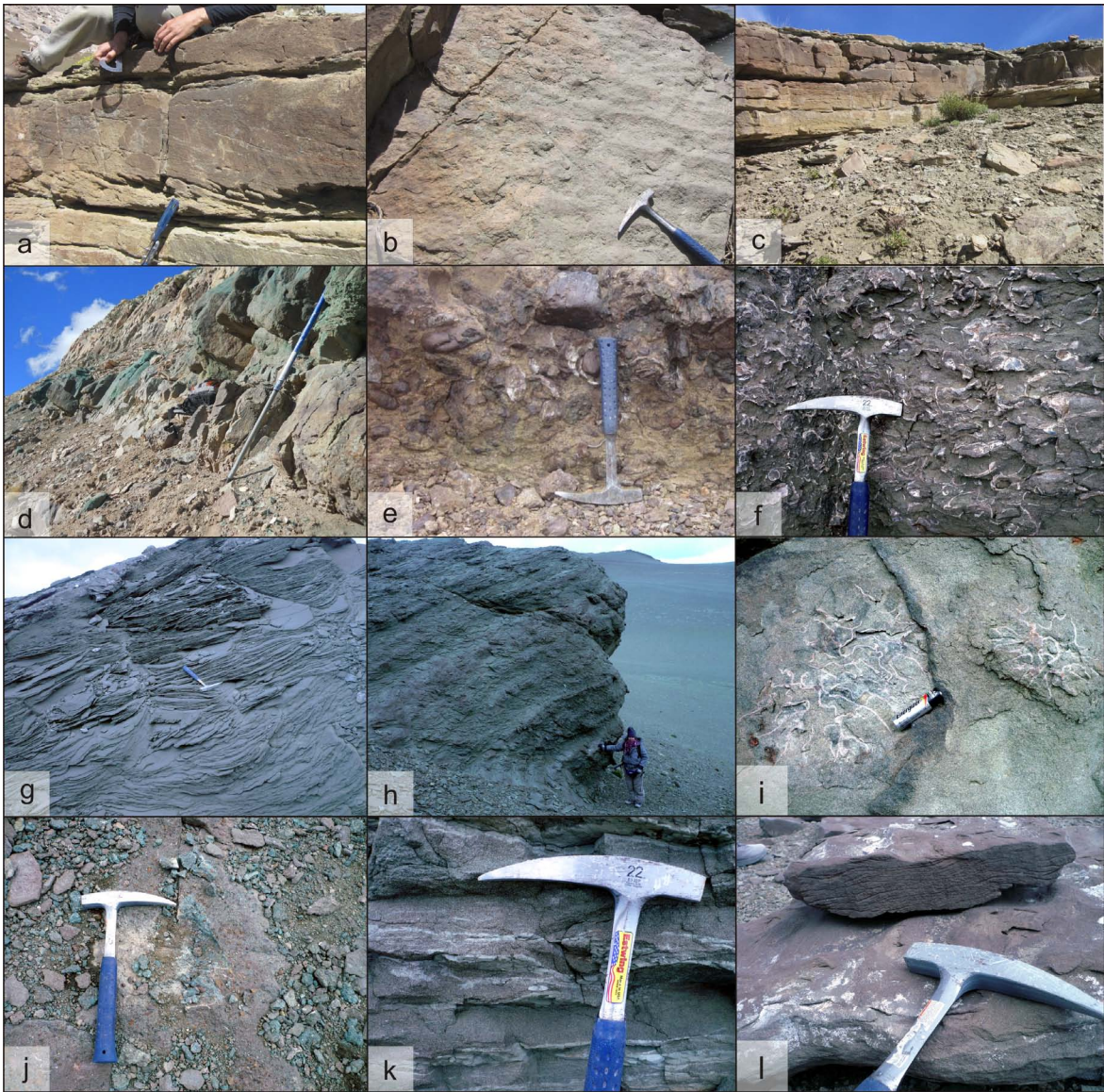


Figura 3.28: Perfil en localidad de Río Belgrano de estratos más antiguos a jóvenes: (a) Formación Río Belgrano, estratos de la sección media de perfil en Figura 3.27, areniscas con estratificación entrecruzada con base sigmoidal y por encima (b) un estrato con laminación ondulítica. (c) Vista general de (a) y (b). (d) Formación Río Tarde Miembro Superior, estrato de areniscas color verde con geometría lenticular. Báculo de escala 0,5 metros (color gris). (e) Depósitos basales de la Formación El Chacay, con clastos tamaño conglomerado de basaltos y fragmentos de ostras. (f) Areniscas con ostras. (g) Areniscas finas con estratificación entrecruzada en artesa, piqueta de 30 cm de escala. (h) Estructuras entrecruzadas tabulares. (i) Colonia de briozoos. Pila de 5 cm de escala. (j) Niveles conglomerádicos intercalados entre areniscas. (k) Laminación heterolítica lenticular. (l) Laminación ondulítica.

3.3.4 Perfil Estancia Los Ñires

El perfil medido en Estancia Los Ñires (Base: 48° 19' 1,9" S, 72° 00' 28,55" O) es de 179 metros, e incluye a las formaciones Río Mayer (86 metros), Río Belgrano (40 metros) y Kachaike (53 metros; Figura 3.29).

La Formación Río Mayer tiene 86 metros y está dominada por pelitas con niveles de concreciones y amonites, y se intercalan niveles de areniscas finas con trazas. Hacia la parte media del perfil hay estratos de areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa, laminación horizontal, con concreciones e intercalaciones de delgados niveles de carbón. El tramo superior de ésta formación se caracteriza por su composición pelítica con intercalaciones de areniscas medianas con concreciones, trazas y amonites.

La Formación Río Belgrano se apoya en concordancia (Figura 3.30a), con 12 metros de areniscas finas con laminación paralela, concreciones y fragmentos de bivalvos. La sección continúa con 1,5 metros de areniscas finas laminadas con bivalvos y troncos. En contacto erosivo hay 0,5 metros de conglomerados en la base de 2 metros de un banco de areniscas medianas con restos de bivalvos. Continúa un banco de 7 metros de areniscas finas con trazas fósiles. Por encima presenta 6 metros de areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa y carbón, y 8 metros de areniscas gruesas con concreciones (Figura 3.30b). Culmina la sección con 3 metros de areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa y dos bancos delgados de conglomerados.

La Formación Kachaike sobreyace en contacto neto. El espesor de detalle medido es de 53 metros, compuesto por areniscas con intercalaciones de pelitas y carbón, con abundantes restos de vegetación. Por encima se encuentran areniscas tobáceas con distintas coloraciones (Figura 3.30c).

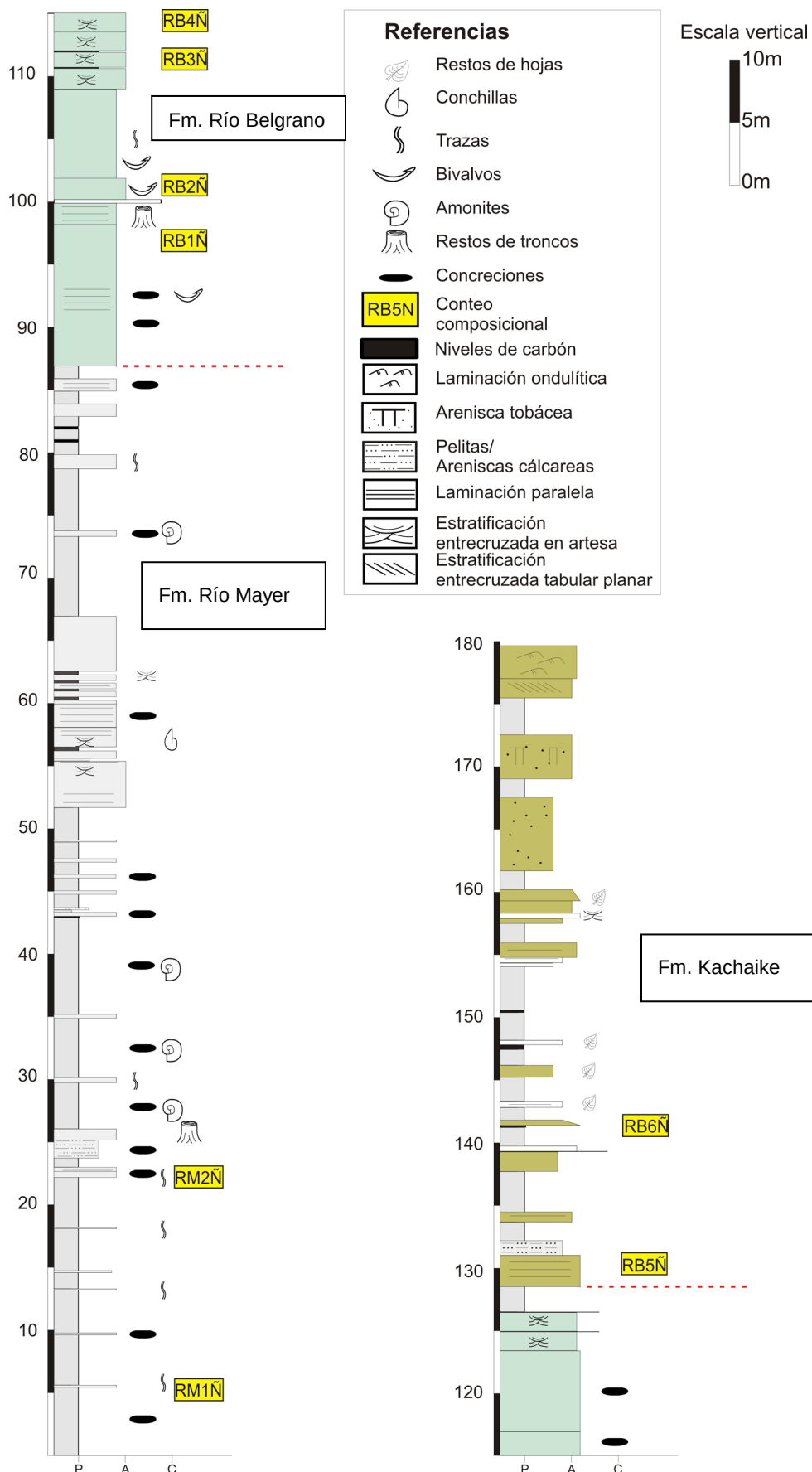


Figura 3.29: Perfil de Estancia Los Nires, ver ubicación en Figura 3.1.

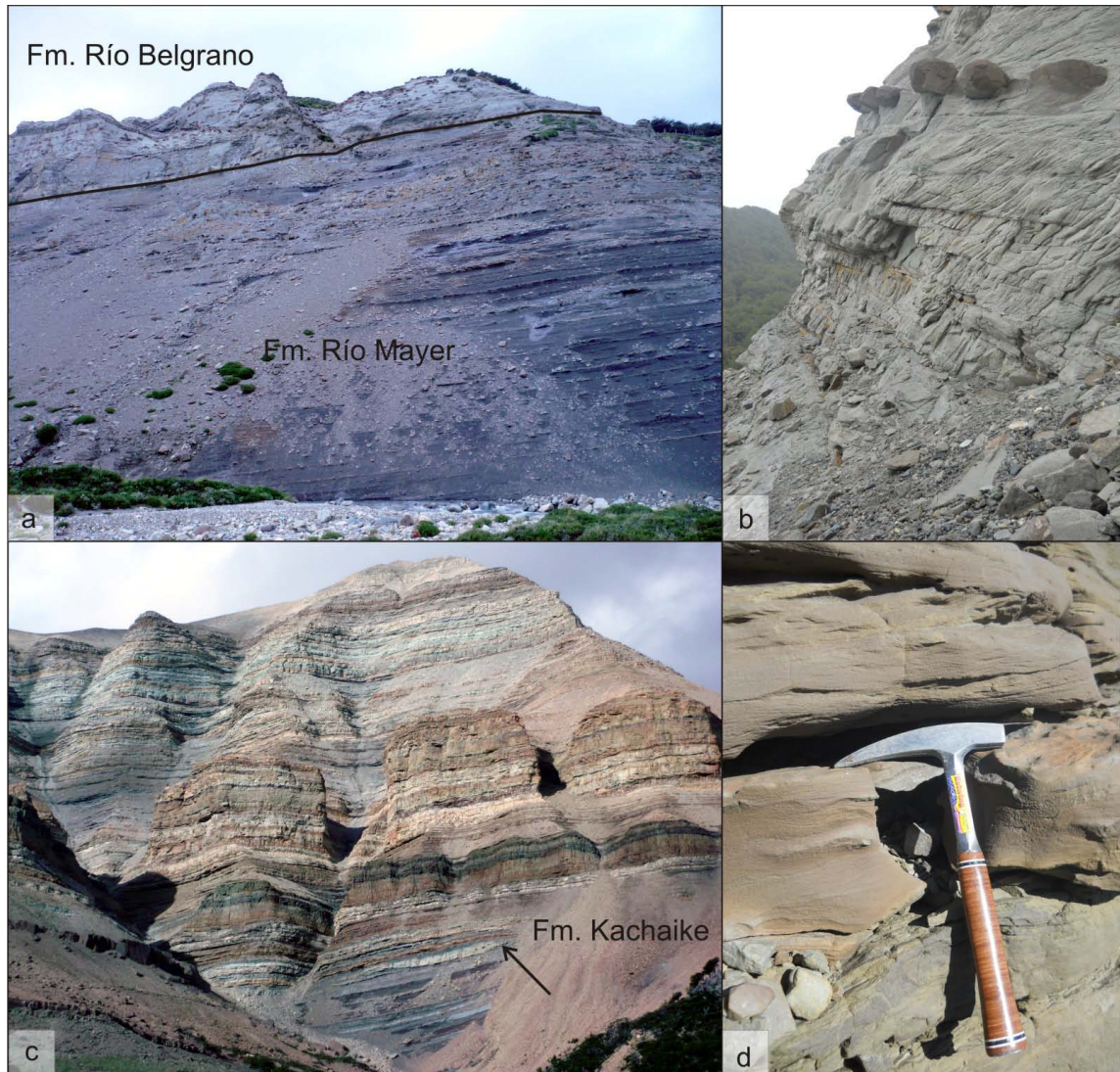


Figura 3.30: Perfil Estancia Los Nires. (a) Pelitas gris oscuro laminadas con delgadas intercalaciones de areniscas muy finas. La base de la Formación Río Belgrano se determinó a partir del predominio de areniscas respecto a las pelitas. (b) Estratificación entrecruzada tabular en areniscas de la Formación Río Belgrano, hacia la parte superior se destacan las concreciones en el afloramiento. (c) Estratos tabulares de la Formación Kachaíke que corresponden a tobas arenosas principalmente, con una flecha se destaca un banco con geometría lenticular. (d) Laminación ondulítica en areniscas de la Formación Kachaíke.

3.3.5 Perfil Arroyo Potranquitas

El espesor de detalle medido en el perfil del Arroyo Potranquitas (48° 33' 17,3" S, 71° 58' 30,5" O) es de 156 metros e incluye 64 metros para la Formación Río Mayer, 45 metros de la Formación Río Belgrano y 47 metros para la Formación Kachaike (Figura 3.31).

La Formación Río Mayer está dominada por pelitas con intercalaciones de areniscas muy finas. La proporción de areniscas aumenta hacia el techo. En el perfil presentado en la figura 3.29 comienza con una sucesión de 13,9 metros de pelitas que intercalan estratos arenosos (Figura 3.32a) que hacia el techo aumentan la potencia. En estos últimos se observa estratificación entrecruzada y concreciones rojizas de hasta 40 centímetros de espesor con de bivalvos desarticulados (Figura 3.32b). Continúa con un estrato de 5,9 metros de areniscas finas con laminación horizontal y restos de bivalvos, por encima 5,9 metros de pelitas negras a rojizas con improntas carbonosas de valvas mal preservadas y culmina este tramo del perfil con 6,2 metros de areniscas medianas con concreciones de hasta 40 centímetros de diámetro. El siguiente tramo de 12,2 metros está compuesto por pelitas y areniscas en proporciones equivalentes: se inicia con 7,3 metros de limolitas color castaño oscuro que intercalan niveles de areniscas finas, con estratificación entrecruzada y restos de bivalvos, continúan un estrato de 1,5 metros de areniscas con bivalvos y estratificación entrecruzada en artesa, para finalizar con 3,4 metros de pelitas color negro a castaño que intercala niveles de 20 centímetros de arenas finas color gris verdoso con laminación horizontal. Luego continúan 12 metros de estratos de areniscas granocrecientes, cuya granulometría varía de arenisca fina a mediana. Estas areniscas finas tienen estratificación entrecruzada en artesa, color gris verdoso, que presentan niveles de concreciones color castaño y por encima intercala un nivel conglomerádico. Luego, se reconoce un estrato de 2,1 metros de areniscas medianas con concreciones menos frecuentes y presencia de bivalvos hacia el techo. Continúan 6,7 metros compuestos por estratos de pelitas negras que intercalan areniscas gris verdosas, estas últimas con geometrías lenticulares y estratocreciente en este tramo del perfil. Los bancos de areniscas finas presentan estratificación entrecruzada en artesa, y hacia el techo se distinguen concreciones de hasta 70 centímetros color castaño en los que se preserva el entrecruzamiento.

Se delimitó la base de la Formación Río Belgrano por un estrato de 3 metros de areniscas finas macizas que continúan con 0,9 metros de areniscas medianas color castaño rojizo, con concreciones y estratificación entrecruzada de bajo ángulo junto

con un nivel de 5 centímetros con restos de bivalvos fragmentados dispuestos al azar. Luego 0,75 metros de arenas finas con estratificación horizontal, seguido por un delgado nivel de carbón de 30 centímetros, y por encima un estrato de 2,8 metros de areniscas finas con laminación horizontal que hacia el techo se observan restos de valvas mal preservadas. La sucesión sedimentaria siguiente presenta 4,2 metros de areniscas finas color gris en estratos de 60 centímetros que intercalan areniscas medianas con estratificación entrecruzada en bancos de 20-30 centímetros. Continúan 7,1 metros compuestos por pelitas color gris oscuro y castaño claro. El último tramo de la Formación Río Belgrano tiene 11,9 metros de areniscas muy finas color gris verdoso con estratificación entrecruzada de bajo angulo con concreciones y restos de bivalvos, intercala un banco de limolitas castaño oscuro de 40cm de espesor, seguido por 1,8 metros de arenas medianas con laminación horizontal. Luego de una cubierta de 7,5 metro, esta formación culmina con 4,8 metros de areniscas medias a gruesas con estratificación horizontal color gris verdoso, con concreciones de hasta 1 metro de espesor (Figura 3.32c).

En concordancia se apoya la Formación Kachaike compuesta por 47 metros de areniscas tobáceas medianas a gruesas de color castaño claro, entre las que se reconocen niveles de pelitas con restos de hojas y amonites.

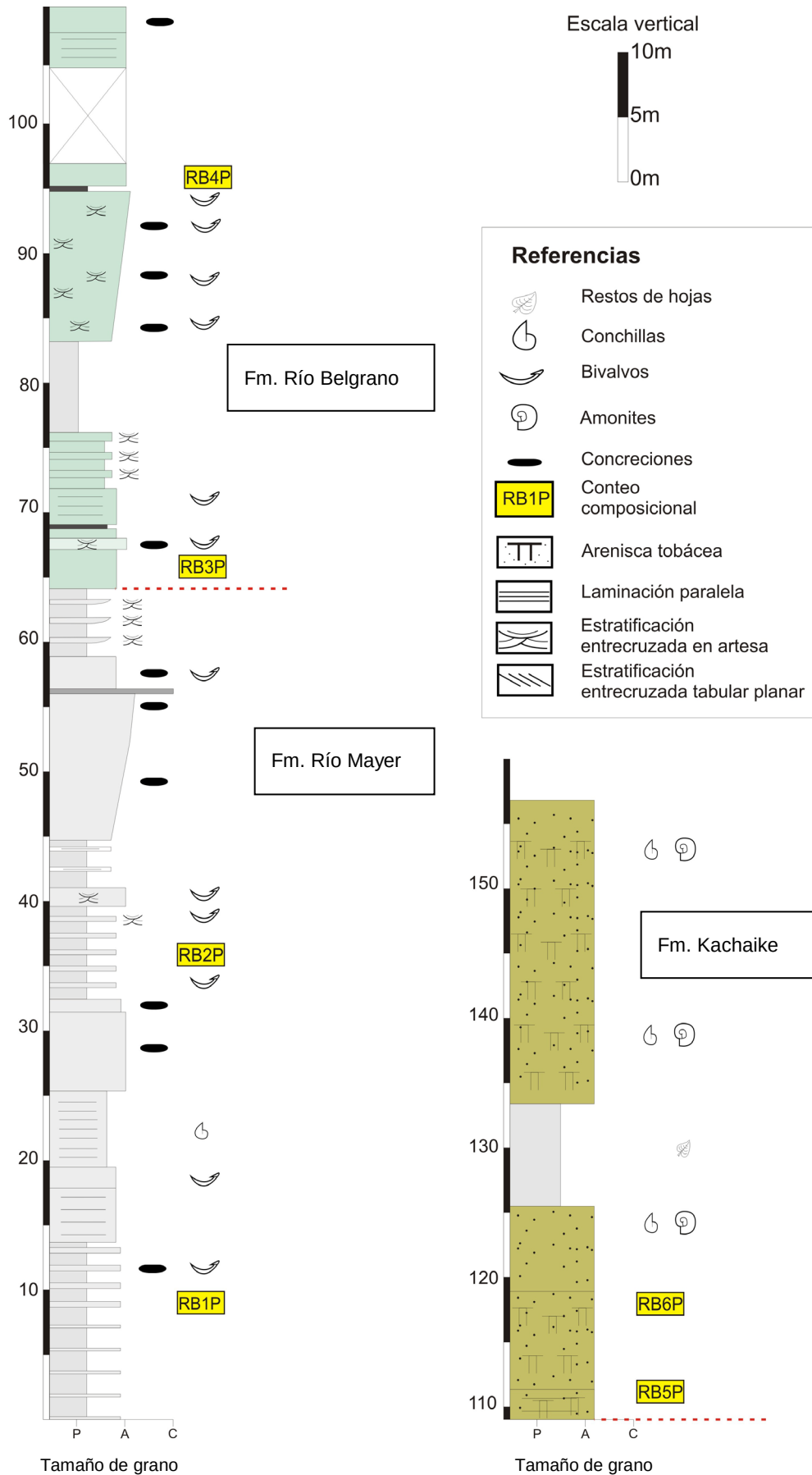


Figura 3.31: Perfil de Arroyo Potranquitas, ver ubicación en Figura 3.1. Las líneas punteadas en rojo delimitan las unidades litoestratigráficas.



Figura 3.32: Perfil Arroyo Potranquitas. (a) Estratos de areniscas finas con laminación paralela de la base de la Formación Río Mayer intercalado en una sucesión de pelitas. (b) Nivel con fragmentos de bivalvos y gastrópodos intercalados en areniscas con estratificación entrecruzada. (c) Vista hacia el sur. Estratos con geometría tabular de la Formación Río Belgrano, la sección inferior del perfil está compuesta por areniscas finas a medianas, con niveles de concreciones (véase perfil Figura 3.31), el tramo del medio del perfil presenta areniscas con intercalaciones de pelitas, y hacia el techo, luego de un tramo cubierto, afloran areniscas medianas con concreciones de hasta 1 metro.

----- figura página anterior -----

Capítulo 4: Análisis petrográfico de areniscas

4.1 Introducción

En este capítulo de Tesis se presenta un estudio petrográfico de areniscas se analizaron los componentes clásticos monominerales y la fracción lítica de las 59 muestras examinadas, con el fin de obtener la composición modal. A su vez, se caracterizaron los componentes clásticos minoritarios o accesorios, los cementos y matriz presentes.

El estudio petrográfico se concentró en muestras de la Formación Río Belgrano, con el objetivo de caracterizar los depósitos sedimentarios que tuvieron en los inicios de la etapa de retroarco compresiva en el borde noroccidental de la cuenca Austral (véase capítulos 2 y 3). Además, en esta unidad estratigráfica dominan areniscas finas a medianas, lo cual la hace una unidad excelente para aplicar la metodología (Zuffa, 1980; Scasso y Limarino, 1997). En los dos perfiles más australes, Estancia Los Ñires y Arroyo Potranquitas, y en el perfil Veranada de Gómez se analizaron muestras de la Formación Río Mayer, para analizar la transición con la Formación Río Belgrano. De la misma manera, se analizaron muestras de las unidades cretácicas suprayacentes en la Formación Río Tarde (Miembro Inferior) en el caso del perfil Río Oro y Veranada de Gómez, y Formación Kachaike en los perfiles de Estancia Los Ñires y Arroyo Potranquitas.

Se clasificaron las rocas sedimentarias, las relaciones entre sus componentes clásticos, la matriz, cementos y porosidad. Posteriormente, se vincularon con los ambientes tectónicos de procedencia en un contexto regional mediante diagramas ternarios de discriminación tectónica, que junto con el análisis de circones detríticos, tuvieron el propósito de estudiar la evolución de los bloques circundantes y el diseño de dispersión de los sedimentos (discutido en los Capítulos 6 y 8).

4.2 Metodología

Se tomaron muestras de areniscas finas y medianas de cinco perfiles estratigráficos relevados, denominados de norte a sur (Capítulo 3, Figura 3.1): Río

Oro, Veranada de Gómez, Río Belgrano, Estancia Los Ñires y Arroyo Potranquitas. Se estudiaron un total de 59 muestras de areniscas y 3 de conglomerados finos, en secciones delgadas de 30 μm de espesor, utilizando microscopios de polarización, y documentando fotográficamente sus características composicionales y texturales más relevantes. Se utilizaron cortes delgados teñidos con solución de rodizonato de potasio para distinguir las plagioclasas y solución de nitrito de cobalto para distinguir los feldespatos alcalinos (Houghton, 1980), y las observaciones se realizaron con un microscopio óptico Zeiss del laboratorio de Mineralogía del Departamento de Geología de la FCEN-UBA.

De los 62 cortes petrográficos, 10 corresponden a la Formación Río Mayer, 35 a la Formación Río Belgrano, 5 para la Formación Río Tarde Miembro Inferior, 6 cortes pertenecen a Formación Kachaike, 6 corresponden a las formaciones El Chacay y Santa Cruz. En todos los casos se determinaron la textura de la roca, la composición de la fracción clástica, el cemento y la porosidad.

Los componentes principales utilizados para su clasificación modal fueron el cuarzo monocristalino, feldespatos potásicos, plagioclasas, fragmentos líticos y cuarzo policristalino (Dickinson y Suczek, 1979). Asimismo, se analizaron los cementos presentes, contactos entre granos, y texturas de reemplazo y disolución, entre otros, con el fin de establecer los procesos diagenéticos involucrados. Cuando se registraron dos o más generaciones de cementos, dentro de lo posible se estableció el orden de precipitación.

Para la clasificación de areniscas se utilizó la propuesta por Folk *et al.* (1970) que tiene en cuenta la composición mineralógica de los clastos y el porcentaje modal de los mismos. Esta clasificación no tiene en cuenta la matriz, si bien las muestras no presentan valores superiores al 10% (salvo excepciones). Los conglomerados se clasificaron de acuerdo a Limarino *et al.* (1996) que tiene en cuenta la textura de la matriz, la composición de los clastos y la fábrica.

4.3 Resultados

Las areniscas estudiadas presentan una granulometría variada desde areniscas muy fina hasta arena mediana y gruesa. Las muestras tomadas en su

mayoría correspondieron a areniscas con granulometría fina, las cuales presentaban condiciones óptimas para emplear posteriormente el método de conteo (Ingersoll *et al.*, 1984; Scasso y Limarino, 1997).

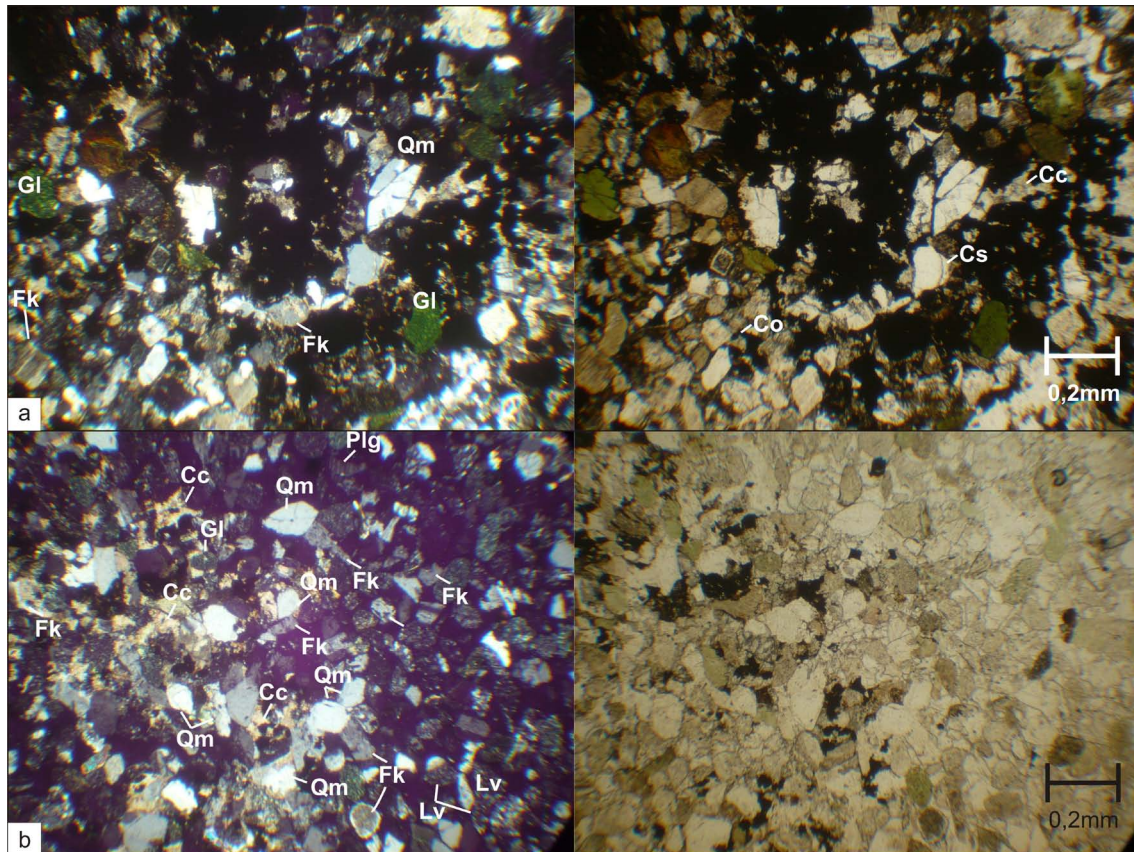
Estas sedimentitas presentaron texturas predominante clasto sostén, moderada a mala selección y una porosidad variable entre baja y nula (Figura 4.1). Los componentes mayoritarios son el cuarzo monocristalino y los fragmentos líticos, y le siguen en orden de abundancia los feldespatos. Los fragmentos líticos volcánicos, metamórficos y sedimentarios tienen relaciones variables. Entre los componentes accesorios comunes se encuentran muscovita, clorita, minerales opacos (no diferenciados) y biotita, entre otros.

La matriz en las areniscas es de composición pelítica, salvo excepciones donde se reconoció una matriz de origen piroclástica. Los porcentajes de matriz son bajos en general (ver Anexo Petrográfico).

El contenido de cementos en algunas muestras es importante, en particular en las rocas incluidas en la Formación Río Mayer, mientras que en la Formación Río Belgrano en general no supera el 10% (salvo excepciones). Se reconocieron principalmente cementos carbonáticos y de óxidos de hierro, aunque de manera subordinada existen muestras con cementos de composición silíceo y otros filosilicatos.

----- figura página siguiente -----

Figura 4.1: Texturas más comunes encontradas en las rocas clásticas estudiadas (con luz polarizada a la izquierda, sin luz polarizada a la derecha). (a) Arenisca fina, con textura clasto sostén, contactos rectos entre clastos y selección moderada. Se observan clastos de cuarzo monocristalino (Qm) angulosos, feldespatos (Fk) levemente alterados a carbonatos, clastos de glauconita (Gl) redondeada con color verde característico, líticos volcánicos (Lv) y clastos de minerales opacos (Op) subredondeados. Muestra perteneciente a la Formación Río Belgrano, perfil Río Oro. (b) Arenisca fina con textura clasto sostén, contactos entre clastos rectos a cóncavo convexos y selección moderada a buena. La fracción clástica presenta cuarzo monocristalino subanguloso a subredondeado, plagioclasa (Plg) subangulosa con macla polisintética, feldespato potásico alterado a arcillas, líticos volcánicos (Lv) con texturas porfirica y pasta microgranosa. El cemento está compuesto por carbonatos (Cc) y óxidos de hierro (Co).



En la siguiente sección se describen los componentes detríticos generales. Teniendo en cuenta la variabilidad que presentan las muestras en cuanto a sus componentes modales, accesorios y cementos, en tanto que en la Sección 4.4 se presentan los resultados y se realiza un análisis discriminando las características encontradas en cada unidad formacional.

4.3.1 Componentes detríticos

Clastos monominerales

Cuarzo monocristalino

El cuarzo monocristalino domina la fracción clástica, en general con extinción normal, se presenta en clastos subangulosos y subredondeados. En algunos casos se reconocen clastos de cuarzo que presentan engolfamientos, que permite asignarlos a un origen volcánico (Pettijhon, 1975). En el caso de clastos de cuarzo subanguloso, puede provenir de orígenes variados, y dificulta inferencias con respecto a la roca

fuelle. En ocasiones el cuarzo presenta extinción ondulosa, en ese caso se le asocia un origen metamórfico de bajo grado (Young, 1976).

Cuarzo policristalino

El cuarzo policristalino se encuentra en bajas proporciones, caracterizado por conformar clastos subredondeados. En ocasiones se consideran como líticos metamórficos, cuando se reconoce que los granos que componen el clasto presentan una forma elongada con una orientación preferencial que resulta paralela al eje mayor del grano (Young, 1976).

Plagioclasa

La plagioclasa se encuentra en proporciones variables como clasto monomineral en el registro Cretácico, e incrementa considerablemente su proporción en las muestras del registro Mioceno. Se reconoce por su macla polisintética (ley de Albita), con clastos subangulosos a subredondeados. En ocasiones se encuentran alteradas a carbonatos, y al igual que los feldespatos alcalinos, presentan alteración a arcillas y sericita.

Para muestras del registro Cretácico, en general la plagioclasa no tiene un tamaño de grano mayor al del cuarzo, y se reconoce su hábito tabular original, probablemente de origen ígneo volcánico. Esta inferencia se basa además en los fragmentos líticos de origen volcánico encontrados donde la plagioclasa se reconoce como fenocristal en rocas con textura porfírica (Figura 4.3).

En el caso de las rocas del Mioceno, la fracción monomineral está dominada por clastos de plagioclasa que conservan su hábito tabular típico, presentando también zonación lo cual en éste último caso indica un origen claramente volcánico (Pittman, 1969).

Feldespatos potásico

El feldespato potásico se reconoce por su hábito tabular o prismático corto, su macla de dos individuos, y presenta alteración a arcillas en una proporción de leve a moderada (Figura 4.2). En algunas muestras los clastos feldespáticos están

reemplazados completamente por calcita, si bien se reconoce su origen debido al hábito tabular característico de los feldespatos.

Los feldespatos potásicos podrían provenir de rocas ígneas ácidas o de rocas metamórficas tipo gneises (Boggs, 2006). Las rocas metamórficas reconocidas en la zona (Formación Río Lácteo) son de bajo grado, correspondientes a metasedimentitas que no superan la facies de esquistos verdes. Estas facies de bajo grado metamórfico, no contienen feldespatos potásicos, con lo cual se descarta dicho origen. En caso de tener un origen metamórfico, los candidatos se encuentran en el sector oriental del Macizo del Deseado, donde afloran tales tipos de roca (Giacosa *et al.*, 2002). En el caso de los complejos metamórficos occidentales, no se analizó una procedencia de ese sector, dado que la paleogeografía indica que no se encontraban expuestos (Hervé *et al.*, 2008).

Por otro lado, analizando el posible aporte ígneo de los feldespatos alcalinos, su fuente podría ser plutónica o volcánica, aunque *a priori* se desestima el primero debido a que no se encuentran fragmentos líticos plutónicos en las muestras cretácicas analizadas (aunque esto podría deberse a una limitación granulométrica del método utilizado). Por lo antedicho, se acota de manera preliminar el origen de los feldespatos alcalinos a fuentes de rocas ígneas volcánicas. A un mayor nivel de discernimiento, podríamos inferir un origen desde volcanitas ácidas a mesosilícicas, debido al reconocimiento de clastos líticos (que se describen a continuación) con pastas con texturas traquíticas y otras microgranosas ácidas, con las cuales en general se asocia el feldespato potásico.

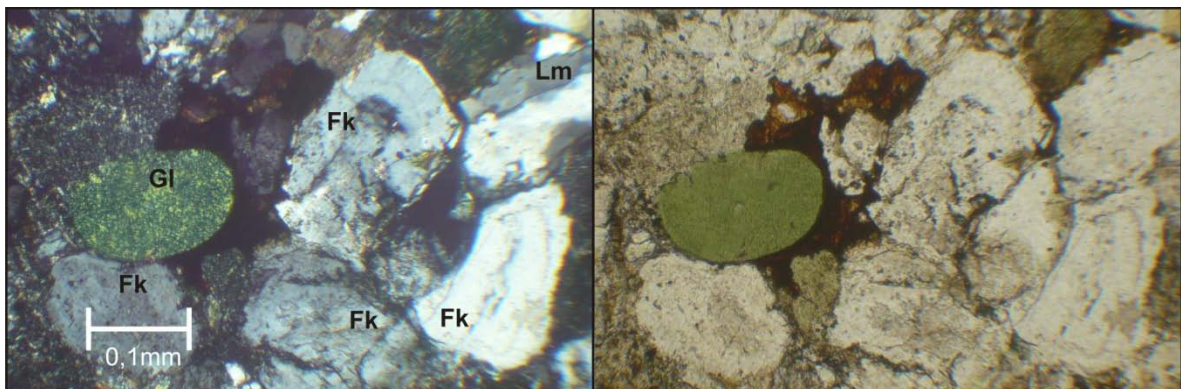


Figura 4.2: (con luz polarizada a la izquierda, sin luz polarizada a la derecha) Arenisca fina con textura clasto sostén. La fracción clástica comprende feldespato potásico (Fk) levemente alterado a arcillas, lítico metamórfico (Lm) y glauconita (Gl), Formación Río Belgrano, perfil Río Oro. Como cemento se reconocen óxidos de hierro.

Fragmentos Líticos

Se ha prestado particular atención a la determinación del origen de los fragmentos líticos, considerándola esencial ya que la relación con su fuente de origen es directa, mientras que los fragmentos monocristalinos pueden presentar un rango más amplio de interpretaciones sobre su origen.

Líticos ígneos volcánicos

Se diferenciaron a grandes rasgos clastos líticos volcánicos (Figura 4.3), subdividiéndolos en ácidos, intermedios y básicos, los cuales se distinguen por su composición y texturas, y, cuando se puede distinguir, se suma la textura de la pasta volcánica (Figura 4.4).

Los líticos volcánicos ácidos están compuestos principalmente por fenocristales de cuarzo, en pasta microgranosa. En rocas cretácicas es común reconocer la pasta con dicha textura. Unas pocas muestras están caracterizadas por pastas con textura de desvitrificación felsítica y esferulítica.

Se consideraron como fragmentos líticos volcánicos ácidos los clastos con textura porfírica, cuando se reconocieron fenocristales de feldespato, plagioclasa y/o cuarzo en una pasta microgranosa. A su vez, se tuvieron en cuenta los clastos donde se reconoce la pasta con textura bostonítica o traquítica que se compone de microlitos de feldespato potásico, ya sea orientados o dispuestos al azar. Se ha reconocido también texturas porfíricas, con fenocristales de plagioclasa zonados y alterados, en ocasiones con textura en *sieve*, en pasta vítrea o microgranosa (Figura 4.3).

Los fragmentos líticos volcánicos mesosilíceos corresponden en su mayoría a clastos que presentan pasta con textura pilotáctica o afieltrada (Dickinson, 1970; Best y Christiansen, 2001). En ocasiones se reconocen fenocristales de plagioclasa con pasta compuesta por microlitos de la misma composición.

Finalmente, se consideró como lítico volcánico básico a fragmentos con texturas tipo *lathwork* (Dickinson, 1970) en las cuales se incluyen texturas de pastas intergranular e intersertal, reconocidos principalmente en las rocas miocenas. Igualmente, se asociaron a líticos volcánicos básicos los clastos que representaban fragmentos con texturas subofíticas.

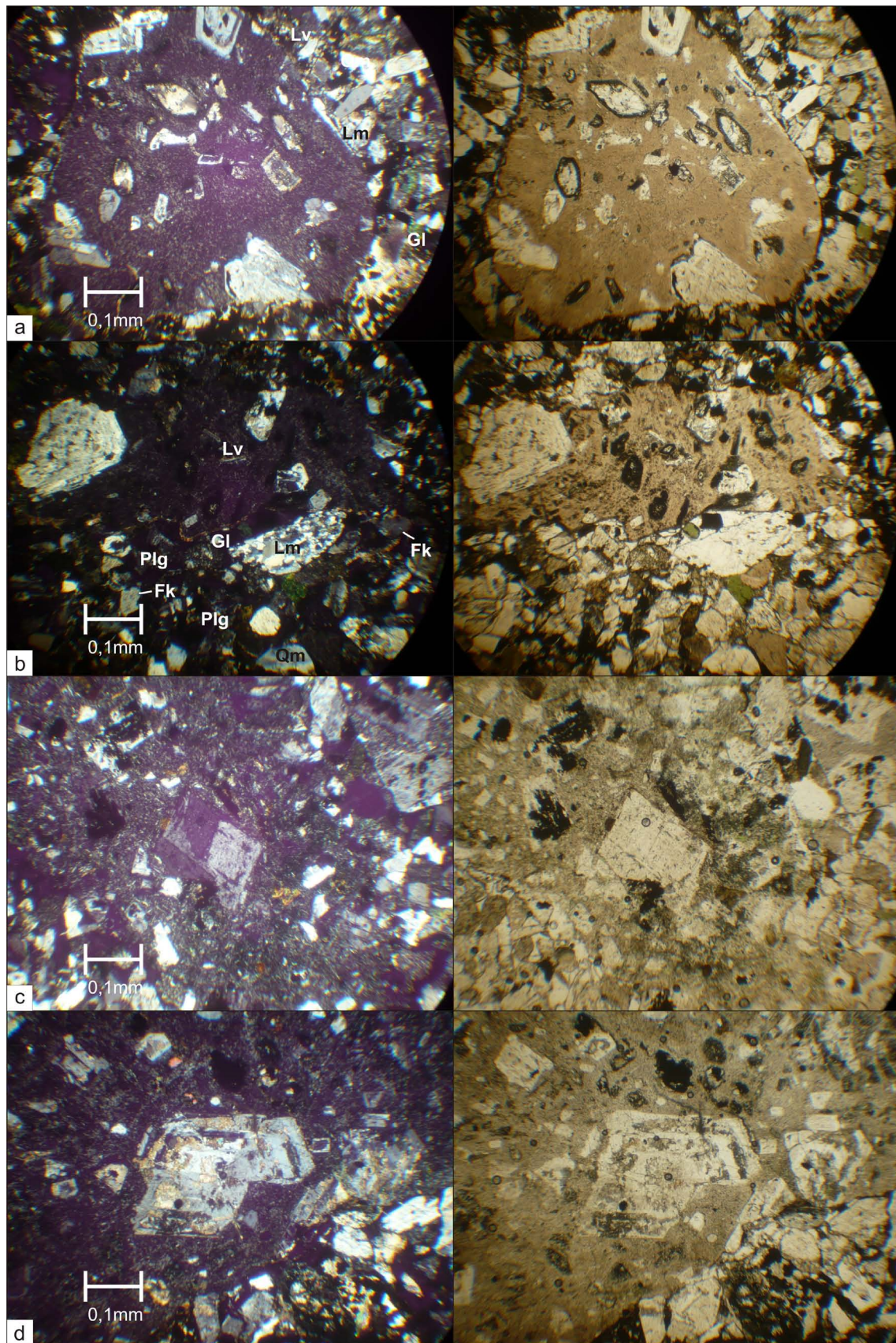


Figura 4.3: (con luz polarizada a la izquierda, sin luz polarizada a la derecha) (a) Detalle de fragmento lítico volcánico redondeado, con textura porfírica donde se reconocen fenocristales de plagioclasa zonada y maclas, también alteradas a arcillas y sericita junto con un borde de reacción de óxidos de hierro. La pasta presenta textura de desvitrificación junto con cuarzo. Este clasto lítico tiene mayor tamaño respecto el resto de la muestra que tiene un tamaño de arenisca fina, indicando mala selección. Otros clastos que se observan en la foto son de cuarzo monomineral (Qm), líticos volcánicos (Lv), glauconita (Gl) y minerales opacos. Como cemento se observa en primer lugar óxidos de hierro y parches de carbonatos hacia la derecha y debajo de la microfotografía. Sin nicoles se destacan los óxidos de hierro. (b) Fragmento de lítico volcánico subanguloso con textura porfírica compuesto por fenocristales de plagioclasa. Otros fragmentos líticos corresponden a lítico de origen metamórfico (Lm), subredondeado y elongado en la misma dirección que los cristaloblastos de cuarzo. Componentes monominerales de plagioclasa (Plg), feldespato potásico (Fk) y cuarzo (Qm), junto con accesorios de glauconita (Gl) redondeada. (c) Detalle de lítico volcánico compuesto por fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño y fenocristales de menor tamaño de cuarzo. (d) Detalle de fenocristal de plagioclasa en lítico volcánico ubicado en el centro de la imagen, con zonación y alterada a carbonatos. Hacia abajo a la derecha de la microfotografía se reconoce cemento de óxidos de hierro entre otros clastos de plagioclasa.

----- figura página anterior -----

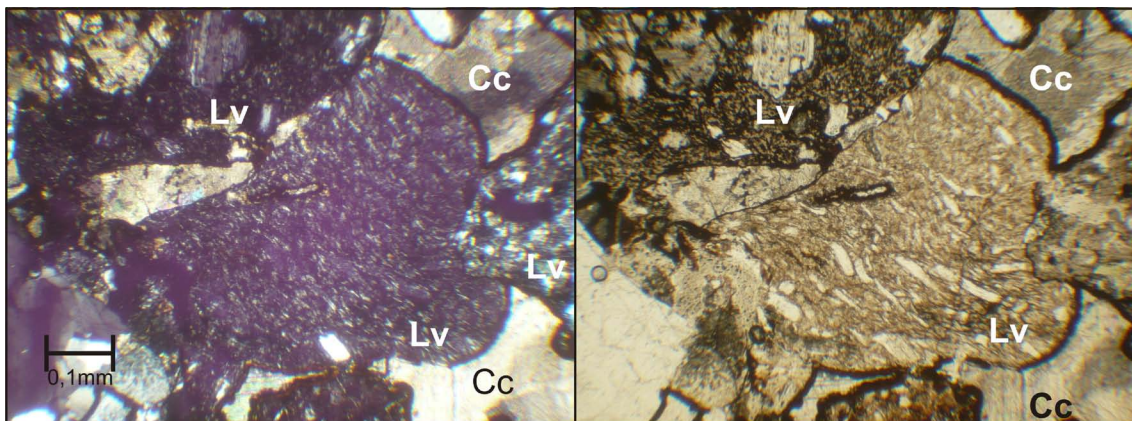


Figura 4.4: (con luz polarizada a la izquierda, sin luz polarizada a la derecha) Líticos volcánicos, Formación Río Belgrano, perfil Río Oro. Lv varios: compuesto por fenocristales de cuarzo en pasta microgranosa (a la derecha de la imagen), otros con fenocristales de plagioclasa en pasta vítrea. El cemento es ferruginoso y carbonático (Cc). Porosidad intragranular. Es interesante destacar el menor desarrollo de cemento ferruginoso cuando los granos están en contacto.

Origen de los líticos volcánicos

En base a la composición y texturas observadas en rocas cretácicas, sus fragmentos volcánicos varían de ácidos a mesosilíceos, siendo los ácidos predominantes. Para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, estos clastos podrían corresponder con volcanismo ácido descrito en el Macizo del Deseado (Grupo Bahía Laura) o al Complejo El Quemado para los APA, hasta de la Formación Lago La Plata al norte (Ramos, 1976; Pankhurst *et al.*, 1998, 2000).

En las muestras analizadas correspondientes al registro cenozoico se observa un incremento en la proporción de fragmentos líticos volcánicos de composición básica, con porcentajes similares entre líticos volcánicos ácidos y básicos. En este caso, los líticos volcánicos básicos podrían provenir del Basalto Posadas (Eoceno) en base a la ocurrencia de texturas porfíricas, con fenocristales de olivina, plagioclasa y clinopiroxeno que luego forman parte de la fracción clástica, o bien cuando se reconocen líticos cuya pasta presenta textura subofítica o intergranular.

Líticos sedimentarios

Se presentan en clastos subredondeados, correspondientes a areniscas muy finas o limolitas. Presentan baja birrefringencia, y en general se reconoce composición cuarzosa, aunque el tamaño de grano dificulta su distinción.

Líticos metamórficos

Los fragmentos líticos de origen metamórfico corresponden a metacuarcitas, mientras que otros presentan textura lepidoblástica que podrían asociarse a filitas o esquistos de muy bajo grado (Scasso y Limarino, 1997). También se reconocieron fragmentos compuestos por plagioclasa y cuarzo, con contactos poligonales.

Los líticos metamórficos se encuentran subredondeados, la forma del clasto es elongada, y sus componentes en general se orientan en la dirección del eje mayor del clasto (Figura 4.5).

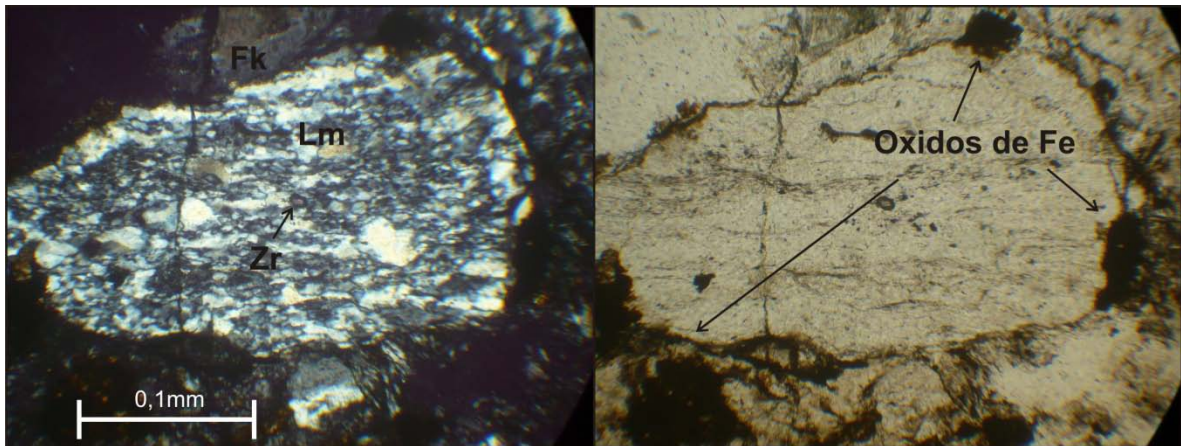


Figura 4.5: Lítico metamórfico, Formación Río Belgrano, perfil Río Oro. Notar la orientación de los cristaloblastos en la dirección de mayor elongación. Lm: lítico metamórfico, Fk: feldespato potásico, Zr: circón. (Con luz polarizada a la izquierda, sin luz polarizada a la derecha)

Líticos plutónicos

Estos fragmentos líticos se reconocieron particularmente en rocas de edad miocena. El hecho de que no se encuentren líticos plutónicos en rocas cretácicas podría deberse a dos motivos. En primer lugar, podría ser que no constituyan un área de aporte para el Cretácico, implicando que no existía un basamento ígneo cristalino expuesto como área de aporte para ese momento. En segundo lugar, podría deberse a un mayor nivel de desagregación física de los posibles líticos plutónicos, en cuyo caso solo se reconocen clastos de cuarzo que podrían tener un origen ígneo plutónico (López Gamundi y Espejo, 1988).

Clastos monominerales accesorios

Como constituyentes menores o accesorios más abundantes se reconocieron cristaloclastos de glauconita, muscovita, biotita y clorita. Los mismos se presentan con su hábito característico laminar, excepto la glauconita que aparece redondeada y se distingue por su color verde característico con y sin nicoles cruzados. Por otro lado, se identificaron minerales opacos aunque sin discriminar, con lo cual no han sido considerados en diagramas de procedencia más específicos.

Muscovita

Se presenta con hábito laminar, en general flexurada. Color de pleocroísmo incolora a verde muy claro en ocasiones.

Biotita

Con hábito laminar, también flexurada, con color de pleocroísmo de castaño claro a oscuro sin analizador.

Glauconita

Se encuentra como mineral accesorio debido a su escasa presencia, aunque en algunas muestras puede alcanzar el 5%. Se reconoce redondeada, con color verde intenso sin polarizador, en ocasiones presenta microfisuras de los bordes hacia el interior (Figura 4.2).

Circones

Se reconoce como mineral accesorio en gran parte de las muestras estudiadas, con alto relieve y birrefringencia.

Los circones tienen origen ígneo si bien se pueden encontrar en todos los tipos de rocas debido a su gran resistencia a la meteorización tanto física como química. Las muestras observadas presentan circones redondeados que se corresponderían con un aporte desde rocas sedimentarias recicladas, mientras que el origen volcánico de los mismos se reconoce por su hábito prismático.

En el Capítulo 6 se presentará el análisis realizado en base a dataciones U-Pb en circones detríticos, para muestras de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde.

Clorita

Presenta hábito laminar característico, con clivaje, color de birrefringencia anómalo azulado y color verde claro sin analizador.

Minerales opacos

Los clastos conservan en general formas subhedrales originales.

Dawsonita

Se produce como reemplazo de componentes detríticos, junto con carbonatos (Comerio *et al.*, 2013; Tunik *et al.*, 2015). Se reconoce por su hábito acicular, birrefringencia alta típica de carbonatos, relieve moderado y pleocroísmo incoloro.

Olivina

Presente en rocas miocenas, con alto relieve y birrefringencia, sin clivaje, conformando clastos subangulosos. Se encuentra como clasto mineral accesorio, con porcentajes relativos menor al 1% en rocas del Mioceno temprano.

Piroxeno

Se ha reconocido ortopiroxeno, y clinopiroxeno, con relieve moderado a alto. Del mismo modo que la olivina, se presenta con muy bajo porcentaje (<1%) en la fracción clástica de accesorios de rocas miocenas.

4.3.2 Cementos

Carbonático

El cemento carbonático es dominante en la mayoría de las muestras, con textura en parche o poikilitica. Los grandes cristales de calcita engloban varios clastos. Como cemento macroespáritico, en los cuales se observa la generación de textura flotante alrededor de los clastos, ocluyendo el espacio poral (Scasso y Limarino, 1997).

Además de rellenar el espacio poral, los carbonatos se encuentran reemplazando clastos en forma parcial o total (Figura 4.6a). El reemplazo pseudomórfico se reconoce en clastos de hábito tabular de feldespatos.

Es común en areniscas de la Formación Río Mayer y Formación Río Belgrano. En las muestras analizadas se distinguen textura flotante en las cuales el cemento abarca entre un 40-50% del volumen de la muestra (ver Anexo Petrográfico).

Óxidos de hierro

Los óxidos e hidróxidos de hierro se encuentran como pátinas o rodeando clastos con una textura tipo *coating*, que se interrumpe en ocasiones en el contacto entre clastos (Figura 4.4). Varía su tonalidad de castaño oscuro a anaranjado, en este último caso corresponde a cemento limonítico.

Los cementos de óxidos de hierro en ocasiones presentan también textura en parche, rellenando el espacio poral (Figura 4.6b). Los valores máximos ocupan hasta un 12%. En general son menores a 5%.

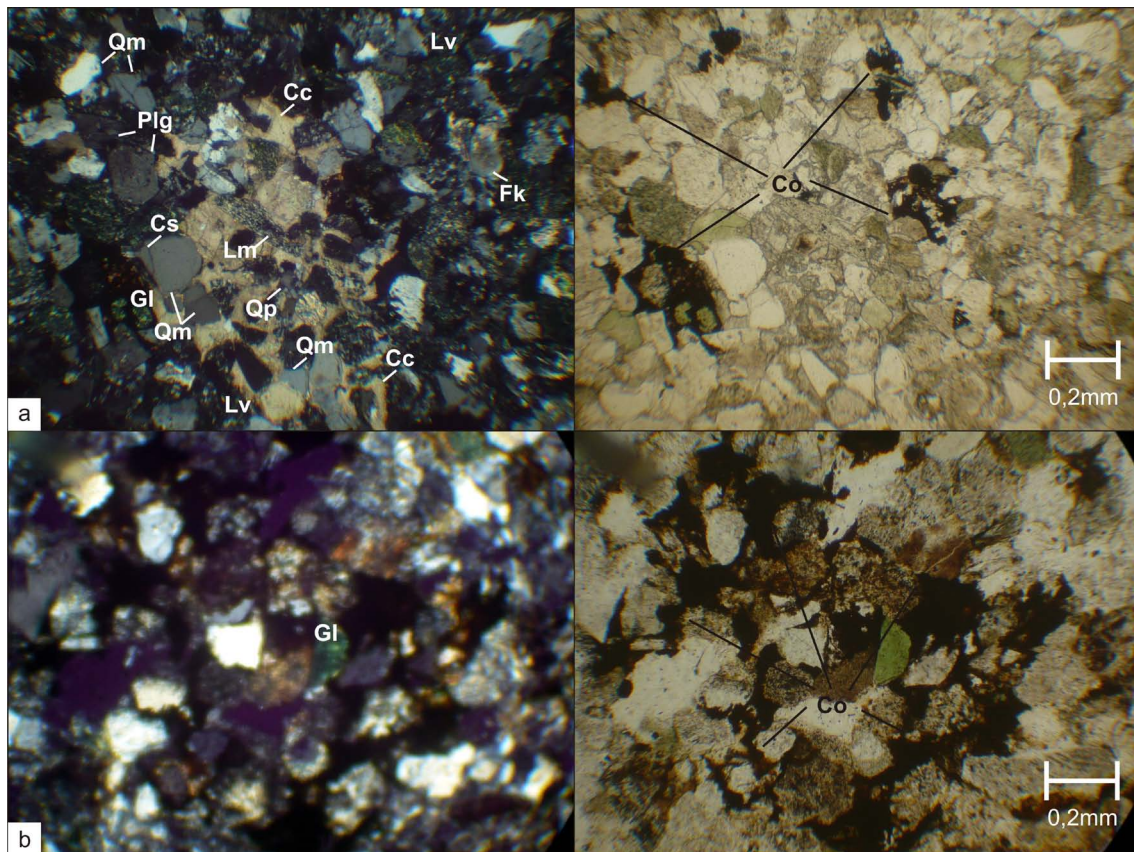


Figura 4.6: Arenisca fina de la Formación Río Belgrano (con luz polarizada a la izquierda, sin luz polarizada a la derecha). (a) Cemento carbonático (Cc) y carbonatos reemplazando clastos y/o matriz. En clastos de cuarzo (Q) se observa la presencia de cemento silíceo (Cs) como crecimiento secundario. (b) Cemento de óxido de hierro (Co) con textura en parche.

Arcillas

Otro cemento común en estas rocas son los filosilicatos dispuestos como *coating* o como pátinas. Las arcillas que se reconocen son clorita por su coloración verde e illita-esmectita por su coloración naranja.

Sílice

El cemento de composición silíceo no es muy común en las muestras analizadas. Se presenta como crecimiento secundario de cuarzo. También se distinguió ópalo rellenando poros en rocas miocenas.

4.3.3 Procesos diagenéticos

Los sedimentos sueltos se litifican y forman una roca mediante procesos de compactación, cementación, reemplazo de minerales, recristalización, entre otros (Scasso y Limarino, 1997). Las características que se presentan a continuación son evidencias de dichos procesos observados bajo microscopio óptico convencional para las muestras estudiadas.

La compactación mecánica ocurre en el primer kilómetro de profundidad, luego la compactación es química (Scasso y Limarino, 1997) en un rango de temperatura entre 70° y 100°C (Bjørlykke, 2014). La mayoría de las muestras presentan contactos entre granos rectos a cóncavo convexos. Los contactos entre granos hacen referencia al grado de compactación mecánica de las rocas, que también se reconoce por la presencia de micas flexuradas entre clastos de mayor resistencia.

Se reconoció reemplazo de carbonatos y dawsonita en feldespatos y otros componentes detríticos. El proceso involucrado es de disolución penetrativa y masiva, que se reconoce a lo largo de planos de clivaje o de macla en el caso de las plagioclasas. Los procesos de reemplazo quedan evidenciados por la presencia de cristales islas, es decir quedan pequeñas porciones del clasto original.

La cementación, ya sea por carbonatos, arcillas o sílice, reduce la porosidad primaria. En consecuencia, se reduce la permeabilidad (Scasso y Limarino, 1997).

El cemento silíceo se reconoció como crecimiento secundario de cuarzo y ópalo. El crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica con el clasto semilla u original en ocasiones se distingue claramente por un delgado reborde de arcillas. El ópalo se presenta bandeado rellenando el espacio poral. Este cemento se genera a

poca profundidad debido a la solubilidad de la sílice dependiente principalmente de la temperatura y Ph, y en menor proporción de la presión hidrostática (Scasso y Limarino, 1997). Se considera que se forman en etapas de eogénesis y mesogénesis temprana, si bien el crecimiento secundario de cuarzo podría formarse en la mesogénesis tardía por procesos de presión solución y reacciones entre minerales que pueden liberar sílice, como la transformación de feldespatos en arcillas (Scasso y Limarino, 1997).

El cemento carbonático es común, se presenta como relleno en poros o textura en parche englobando varios clastos.

La asociación principal de cemento carbonático y óxidos de hierro indica una zona de eogénesis dentro del primer kilómetro de profundidad (Scasso y Limarino, 1997). También se describieron reemplazos de feldespatos por calcita, los cuales ocurren a una mayor profundidad, en la zona de mesogénesis.

En cuanto a la formación de filosilicatos, se ha reconocido muscovita primaria, biotita, clorita y glauconita, también agregados de illita-esmectita en muestras de la Formación Río Mayer.

La clorita puede generarse por transformación de otros minerales de arcilla durante la diagénesis (Scasso y Limarino, 1997). En general se reconoce como láminas de filosilicatos, flexuradas entre clastos más resistentes, del mismo modo que se presenta la biotita y muscovita.

La glauconita es una asociación de minerales del grupo de las arcillas compuesto fundamentalmente por clorita e interestratificados de illita y esmectita. La presencia de glauconita primaria en muestras de areniscas marinas o de ambientes mixtos (formaciones Río Mayer y Río Belgrano) indicaría un ambiente con baja tasa de sedimentación necesario para su formación (Odin *et al.*, 1981).

4.4 Clasificación de areniscas y conglomerados

4.4.1 Areniscas

En su mayoría comprenden areniscas de grano fino con textura clasto sostén, salvo escasas excepciones en las que la granulometría corresponde a areniscas muy finas o medianas y la textura es clasto sostén a matriz sostén, e incluso textura flotante (ver Anexo Petrográfico).

La fracción clástica varía entre cuarzo monocristalino seguida por proporciones variables de fragmentos líticos de distintos orígenes. Los feldespatos son escasos en la composición modal total. Por tanto, las muestras se ubican principalmente en la porción derecha del triángulo de clasificación de areniscas según Folk *et al.* (1970) correspondientes a Litoarenitas y Litoarenitas feldespáticas, y en menor proporción sublitoarenitas y feldarenitas líticas (Figura 4.7).

Es característico en la mayoría de las muestras el cemento compuesto por carbonatos y óxidos de hierro que cuando están presentes alcanzan porcentajes promedio de 10-15%. En ocasiones se reconocen muestras pertenecientes a la Formación Río Mayer conteniendo hasta 40% de cemento carbonático, y confiriéndole una textura flotante. Este cemento se presenta reemplazando la matriz e incluso componentes detríticos, donde el reemplazo es parcial en general en planos de clivaje o microfisuras, hasta un reemplazo pseudomórfico total.

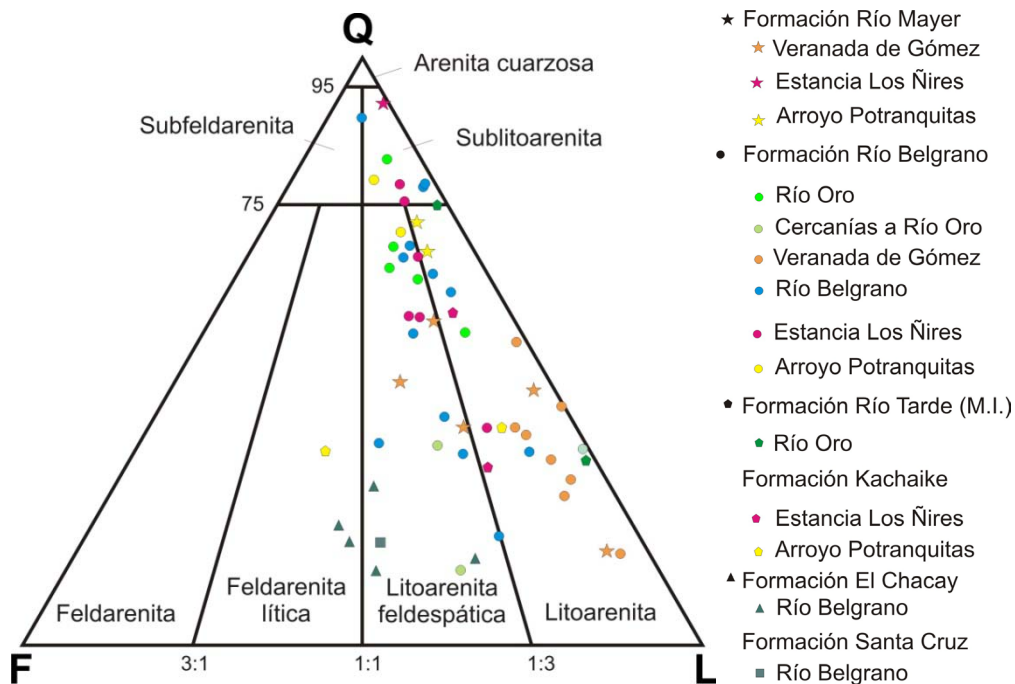


Figura 4.7: Clasificación de las areniscas según Folk *et al.* (1970).

Los diagramas de clasificación de areniscas, del mismo modo que los diagramas de discriminación tectónica, utilizan componentes modales presentes en las areniscas (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Spalletti *et al.*, 1986). El tamaño de grano y la composición modal también dependen de factores como el clima, la actividad tectónica, la subsidencia, los agentes y mecanismos de transporte, el área fuente de sedimentos, entre otros (Dickinson y Suczek, 1979; Marsaglia e Ingersoll, 1992; Espejo y López Gamundí, 1994).

Las muestras de los perfiles ubicados al sur (Ea Los Ñires y A° Potranquitas) correspondientes a la Formación Río Mayer se ubican en el extremo Q del triángulo de clasificación, con porcentajes de cuarzo mayor a 70% y el resto de la fracción clástica compuesta por fragmentos líticos vs. feldespatos con una relación 3:1. Las muestras ocupan el campo litoarenita y sublitoarenita según Folk *et al.* (1970). En el caso de las muestras de la Veranada de Gómez se encuentran porcentajes de cuarzo entre 37% y 55%, proporciones similares a los líticos, que van de 32% a 53%, ubicándose principalmente en el campo de litoarenitas. Las texturas de la Formación Río Mayer varían de clasto sostén a matriz sostén, en ocasiones constituyendo textura flotante con abundante presencia de cemento carbonático. El ambiente de sedimentación era marino, se reconoció glauconita al igual que en las areniscas de la Formación Río Belgrano.

A continuación, se detallan las características de las areniscas por formación, haciendo referencia en cada caso a los distintos perfiles cuando se presentan excepciones o diferencias.

Para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano la proporción relativa entre plagioclasas y feldespato potásico es similar, siendo en comparación el contenido de feldespato potásico ligeramente mayor en los perfiles Río Oro y Veranada de Gómez. En el perfil río Belgrano es variable la relación entre estos componentes modales para estas unidades, mientras que hacia el sur en los perfiles de la zona del río Tucu Tucu presentan un mayor contenido de plagioclasas respecto a feldespato potásico (ver Anexo Petrográfico).

En cuanto a la fracción lítica en la Formación Río Mayer domina el contenido de líticos volcánicos en el perfil de Ea. Los Ñires donde el porcentaje modal total de líticos se encuentra entre el 11% y 22%. En el perfil de la Veranada de Gómez el mayor porcentaje de fragmentos líticos corresponde a clastos de origen metamórfico y sedimentario, con menor proporción líticos volcánicos ácidos.

Las areniscas de la Formación Río Belgrano se clasificaron como litoarenitas feldespáticas y litoarenitas principalmente y en menor proporción como sublitoarenitas (Folk *et al.*, 1970). Presentan proporciones bajas de feldespatos, y relaciones variables entre cuarzo monocristalino y fragmentos líticos. El cuarzo monocristalino va de 13 a 84%, con un valor medio de 48%. Los feldespatos en promedio constituyen el 10% si bien alcanzan hasta 20-35% en muestras de los perfiles río Belgrano y río Oro. Por su parte los fragmentos líticos presentan un rango de 11 a 82%, siendo en promedio 40%. De acuerdo con estos porcentajes obtenidos, un promedio de las areniscas de la Formación Río Belgrano son litoarenitas.

La Formación Río Tarde Miembro Superior se compone de tobas y areniscas tobáceas que se componen de cristaloclastos/litoclastos de cuarzo, matriz fina vítrea con trizas y fragmentos pumíceos. En el caso de las muestras de esta unidad, no se realizó conteo ya que presentaban abundante matriz vítrea, con lo cual se considera que no sería correcto aplicar el mismo método que a las areniscas con porcentaje de matriz menor al 15%. Se desprende de observaciones realizadas bajo microscopio su composición de cristaloclastos de cuarzo engolfado, plagioclasas zonadas alteradas en ocasiones a carbonatos y feldespato potásico, fragmentos pumíceos y trazas vítreas, y litoclastos volcánicos. Como cristaloclastos accesorios se reconocen biotitas y circones. Se clasificaron como tobas vítreas (Pettijohn *et al.*, 1987) debido al contenido predominante de trazas y fragmentos pumíceos.

La Formación Kachaike comprende el tramo superior de la columna sedimentaria al sur de la zona de estudio, en la zona del río Tucu-Tucu en los perfiles Ea. Los Ñires y Arroyo Potranquitas. Estas muestras son areniscas y areniscas tobáceas, que se correlacionan al norte con el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. De las 6 areniscas con conteos, 5 se clasifican como litoarenitas y la restante es una feldarenita lítica (Folk *et al.*, 1970).

Las muestras de la Formación El Chacay y la Formación Santa Cruz se clasificaron en promedio como litoarenitas feldespáticas (Folk *et al.*, 1970). Presentan bajas proporciones relativas de cuarzo y similares porcentajes entre feldespatos y clastos líticos. La fracción clástica lítica está dominada por líticos volcánicos con texturas que indican volcanismo básico predominando sobre el ácido. En el caso de los líticos volcánicos básicos constituirían líticos neovolcánicos, por las texturas de pastas intergranulares semejantes a las reconocidas en el Basalto Posadas (ver Origen de líticos volcánicos, dentro de Sección 4.3.1).

A modo de síntesis, se observa que las rocas de edad cretácica presentan en general una fracción clástica variable y dominante entre cuarzo y fragmentos líticos respecto a los feldespatos. Esta relación se modifica parcialmente para las muestras obtenidas del registro mioceno, en las que se encuentra una mayor proporción de fragmentos líticos, con menor proporción de clastos de cuarzo. En este último caso, se destaca el aumento de la proporción relativa de feldespatos.

4.4.2 Conglomerados

Se consideró como conglomerados a rocas que tienen un tamaño de grano promedio mayor a 2 mm. Fueron estudiados 3 conglomerados finos de la Formación Río Tarde Miembro Inferior, en los cuales se contaron los clastos por separado (entre 41 y 72 por muestra).

Los conglomerados finos se clasificaron de acuerdo a Limarino *et al.* (1996), quienes tienen en cuenta la textura de la matriz, la composición de los clastos y la fábrica. Se agrupan los componentes en los extremos C, G y L que corresponden a elementos más estables, áreas de aporte de basamento cristalino o metamórfico de alto grado y otro extremo que incluye al resto de los fragmentos líticos. Basados en estos criterios, los conglomerados estudiados se clasifican como ortoconglomerados líticos, clasto sostén (Figura 4.8).

Los componentes determinados fueron cuarzo monocristalino, líticos metamórficos de bajo grado, líticos volcánicos ácidos y líticos sedimentarios. Los clastos están cementados en primer lugar por óxidos de hierro y luego por carbonatos con textura en parche. La matriz es predominantemente arenosa. Los clastos son subredondeados a redondeados. Del mismo modo que se reconoce en las areniscas, los fragmentos de origen metamórfico están compuestos por cuarzo y presentan una orientación preferencial paralela al eje de mayor dimensión del clasto.

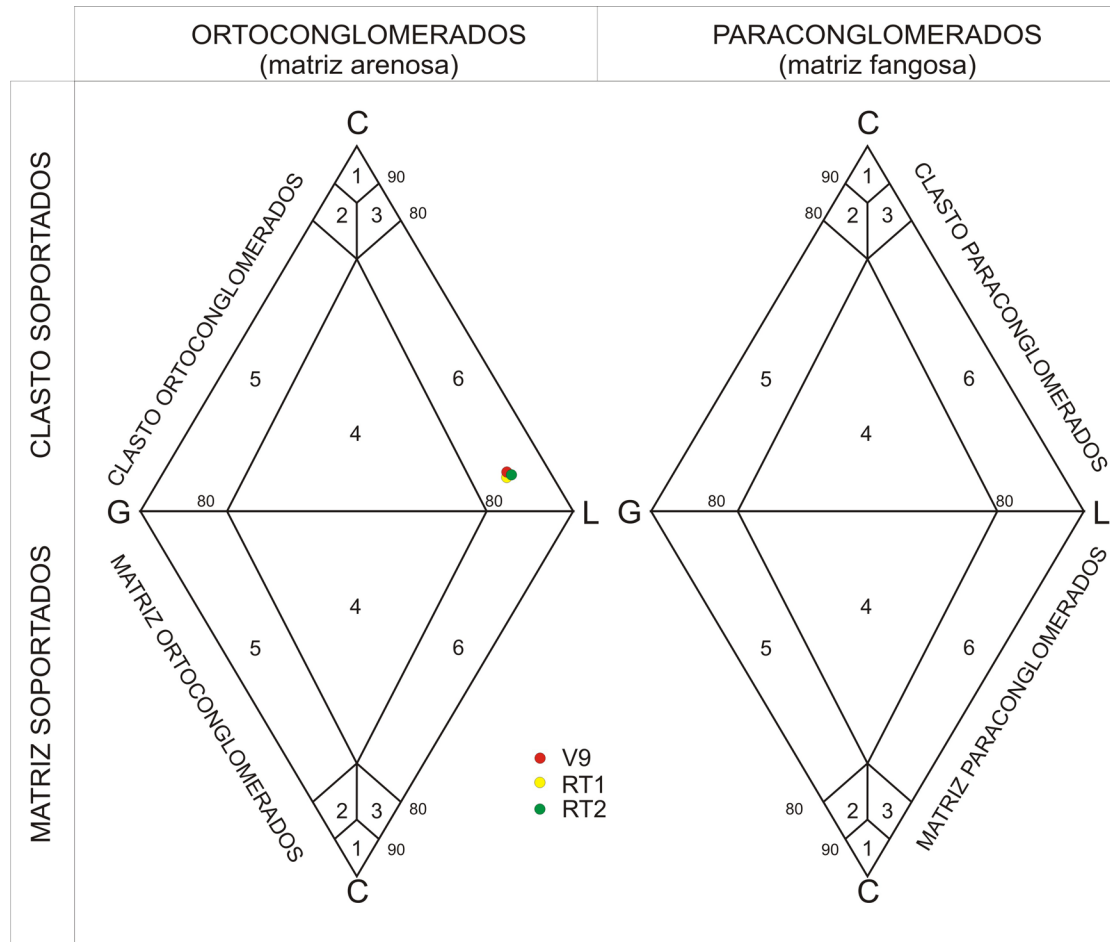


Figura 4.8: Clasificación promedio de conglomerados según Limarino et al. (1996) para conglomerados de la Formación Río Tarde Inferior, perfiles Río Oro y Veranada de Gómez. Campos numéricos ubicados en el gráfico: 1: Oligomíctico; 2: Subarcósico; 3: Sublítico; 4: Polimíctico; 5: Arcósico; 6: Lítico. Vértices de triángulos: G= granitos+gneises+feldespatos; C= cuarzo+chert+cuarcitas; L= fragmentos líticos restantes.

4.5 Conclusiones del estudio petrográfico

El presente estudio y clasificación presenta los componentes modales que se han obtenido a partir del conteo mineral en areniscas propuesto por Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984) con el fin de minimizar el efecto del tamaño de grano para caracterizar el área de procedencia que será analizada en el Capítulo 6.

Las areniscas corresponden a litoarenitas, litoarenitas feldespáticas y subfeldarenita de acuerdo a la clasificación de Folk *et al.* (1970) que no tiene en

cuenta a la matriz. Los conglomerados finos se clasificaron como clasto ortoconglomerado lítico, según Limarino *et al.* (1996).

Las sedimentitas presentan textura dominante clasto sostén, si bien se observaron texturas clasto sostén a matriz sostén en muestras de la Veranada de Gómez y textura flotante en areniscas muy finas a finas de la Formación Río Mayer, y en dos muestras de la Formación Río Belgrano en el perfil del río Belgrano.

Los componentes principales de las areniscas de la Formación Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde Miembro Inferior y Kachaike son, en orden de importancia, cuarzo monocristalino, fragmentos líticos, feldespatos y cuarzo policristalino, si bien la relación entre cuarzo monocristalino y fragmentos líticos en ocasiones es inversa.

La matriz de las areniscas es pelítica, no supera el 5-10% de las muestras salvo excepciones, la matriz tiene origen piroclástico evidenciado por la presencia de cristaloclastos angulosos de cuarzo y litoclastos en una pasta fina con muy baja birrefringencia.

Clastos monominerales de carácter accesorio o minoritario están conformados por glauconita, muscovita, biotita, minerales opacos, clorita y circones. Se destacan en muestras miocenas la presencia de clastos de olivinas y piroxenos, con fuente probable del Basalto Posadas.

El cemento principal en muestras de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano es calcítico, y en menor medida ferruginoso o arcilloso. Los procesos diagenéticos involucrados son compactación mecánica, cementación y reemplazo de minerales.

Se destaca las diferencias observadas entre las rocas del Cretácico Inferior respecto de las miocenas en cuanto al contenido de plagioclasa principalmente y fragmentos líticos. En las muestras cretácicas, el componente monomineral predominante es cuarzo, mientras que en las rocas miocenas dominan los clastos de plagioclasa (véase Capítulo 6 y Anexo Petrográfico).

Por otro lado, la diversidad que presentan en conjunto las rocas mesozoicas respecto de las cenozoicas analizadas, en cuanto a los fragmentos líticos, es diferente. Mientras que en las rocas cretácicas se reconocieron líticos metamórficos (mejor representados en clastos de conglomerados), líticos volcánicos y sedimentarios, en rocas miocenas predominan los líticos volcánicos.

Otra diferencia se encuentra en la cementación, ya que en rocas cretácicas es común el cemento carbonático. En las rocas miocenas la cementación carbonática es

escasa a nula, y por otro lado se ha encontrado ópalo rellenando poros. Esto indicaría cementación a poca profundidad (Scasso y Limarino, 1997).

Los conglomerados del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde tienen un aporte dominante de fragmentos líticos metamórficos de bajo grado, que se corresponderían con el basamento (véase Capítulo 6).

Capítulo 5: Análisis composicional de pelitas

5.1 Introducción

Las rocas sedimentarias de grano más fino requieren técnicas especiales para su estudio, ya que la petrografía óptica clásica presenta limitaciones en la distinción de sus componentes individuales. Las pelitas y areniscas muy finas pueden brindar información acerca del área de aporte y clima, procesos de meteorización e inferir el grado de diagénesis de las mismas (Suttner, 1974; Chamley, 1989). El estudio está acotado a un perfil estratigráfico, siendo un estudio preliminar para esbozar y complementar los estudios composicionales en la fracción más fina de rocas sedimentarias.

En el presente capítulo se muestran los resultados obtenidos mediante el análisis de difracción de rayos X (DRX) que determina de manera semicuantitativa la composición de las pelitas en roca total y de la fracción arcillosa. El mismo se efectuó en el Laboratorio de Geología Aplicada del SEGEMAR, con la supervisión y colaboración del Lic. Guillermo Cozzi. Se utilizó un equipo Philips con lámpara de Cu ($K\alpha = 1,5403$).

Se analizaron 10 muestras de pelitas y areniscas muy finas del perfil de Veranada de Gómez, una de las secciones estratigráficas relevadas en la margen oeste del lago Pueyrredón, entre los ríos Oro y Furioso (Figuras 3.1 y 5.1). Las muestras eran moderadamente homogéneas, de cohesión moderada, friables a induradas. Muestran reacción moderada al ácido clorhídrico, por lo que se infiere la presencia de pequeñas cantidades de cemento carbonático.

5.2 Metodología y tratamiento de muestras

Las muestras en el campo se tomaron sistemáticamente, en intervalos de entre 5 y 10 metros, colocando entre 250 y 500 gramos de muestra de roca en bolsas de plástico transparente con cierre hermético.

El procedimiento en el laboratorio se realizó en días sucesivos de los meses de enero y febrero de 2016, y consistió en los siguientes pasos detallados:

- 1- Observación macroscópica del total de la muestra.
- 2- Reacción con HCl.
- 3- Confección tabla de datos.
- 4- Selección de fragmentos litológicos tipo para posible corte petrográfico.
- 5- Disgregación del total de muestra sobrante.
- 6- Secado en estufa a 40 °C durante 12 horas.
- 7- Proceso de cuarteo:

7.1- Disgregación fina utilizando rodillo de acero cuidando de no romper clastos originales.

7.2- Reducción de la masa de muestra utilizando cuarteador de Jones hasta obtener dos partes, una para posible/posterior análisis químico y otra para DRX de aproximadamente 100 g y 50 g respectivamente. El sobrante se reserva como muestra de Archivo.

- 8- Sobre la fracción separada para DRX se toman aproximadamente 5g de muestra (2 cucharadas de espátula gruesa). Se disgrega en mortero de carburo de tungsteno de forma tal de liberar el material fino, evitando romper clastos gruesos.
- 9- Muestra de polvo para DRX roca total (RT): se toma aproximadamente 1g del material disgregado en el punto anterior y se muele con mortero hasta lograr una granulometría menor a 50µm. Se confecciona una preparación en portamuestra circular para polvo.
- 10- Muestra para preparación de orientados de fracción arcillas: se coloca en un tubo plástico graduado 3 cm³ de muestra disgregada según punto 7.1. Se completa con agua destilada hasta alcanzar 20 cm³. Se coloca en cubeta de ultrasonido hasta lograr la disgregación de la muestra. Se agita durante unos minutos hasta lograr una suspensión y luego a partir de la posición de reposo se mide el tiempo para obtener la fracción a estudiar. Se extrae aproximadamente 2 cm³ y se extiende en tres portas de vidrio circular; se dejan secar al aire.

- 11- La fracción de arcillas se analizó de acuerdo al punto anterior: una secada al aire, otra glicolada a la cual se agrega etilenglicol dejando secar 24hs, y una última se calcina a 550°C.

5.3 Resultados

5.3.1 Composición mineral de las muestras analizadas por DRX

Un total de 20 muestras fueron recolectadas en campo. Los análisis de difracción de rayos X se realizaron sobre 10 muestras, en ese caso se encuentran entre 5 a 19 metros de separación vertical en el perfil como se detalla en la Tabla 5.1.

Identificación		Filosilicatos Fracción Arcillas														
Muestra	Posición (m) Perfil de base a techo	Qz	Feldespatos		Fil	Carbonatos					Py	Sm	Cl	I/M	K	I-Sm
			FK	Plg		Ca	D	Ak	Dw	Si						
RX1	12	36	12	12	36	1	1	1	0	0	1	0	0	25	0	75
RX2	17	36	12	12	36	1	0	1	0	0	1	0	0	25	0	75
RX4	26	36	12	12	36	0	1	1	0	0	1	0	0	25	0	75
RX6	35	36	12	12	36	1	1	1	0	0	1	0	0	25	0	75
RX9	54	36	1	12	36	0	1	1	12	0	1	0	0	0	0	100
RX11	67	31	1	7	31	16	1	7	7	0	1	0	0	25	0	75
RX13	83	32	0	11	32	1	1	11	11	0	1	0	0	25	0	75
RX15	102	37	0	12	37	0	0	0	0	12	1	0	0	20	20	60
RX18	117	42	0	14	42	0	0	0	0	0	1	0	0	20	20	60
RX20	126	50	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	20	20	60

Tabla 5.1: Datos composicionales obtenidos mediante DRX del perfil Veranada de Gómez, para roca total y fracción arcillas. Referencias para roca total: Qz: cuarzo; KF, feldespato potásico; Plg: plagioclasa; Fil: filosilicatos; Ca: calcita; D: dolomita; Ak: ankerita; Dw: dawsonita; Si: siderita; Py: pirita. Referencias para fracción arcillas: Sm: esmectitas; Cl: cloritas; I/M: illita/micas; K: caolinita; I-Sm: interestratificados illita-esmectita. Se agruparon en rangos arbitrarios el contenido relativo de los minerales presentes en: traza <1%; accesorio 1- 14%; minoritario 15 - 30%; y mayoritario >30 %.

5.3.2 Composición mineralógica en roca total

En base al difractograma obtenido para la roca total se observa que todas las muestras presentan como componente mayoritario cuarzo y filosilicatos, y en menor medida plagioclasa y escasos feldespatos potásicos en la base del perfil (Tabla 5.1 y Figura 5.1).

Los carbonatos se encuentran como trazas, excepto la calcita como minoritario en el sector medio del perfil (muestra RX11) junto con accesorios de ankerita y un carbonato poco común: la dawsonita. En los últimos metros del perfil se reconoce también siderita (muestra RX15, Tabla 5.1).

Por su parte, la pirita aparece como elemento traza a lo largo del perfil (Tabla 5.1 y Figura 5.1).

5.3.3 Fracción de arcillas

Los filosilicatos dominan junto con el cuarzo la composición mineralógica en el perfil. Analizando la fracción fina de arcillas se determinó como componente de arcilla mayoritario los interestratificados de illita-esmectita, y en menor medida illita/micas. Hacia la parte superior del perfil, en muestras de la Formación Río Belgrano, se reconoce como componente minoritario la caolinita (Figura 5.1).

En cuanto a la variación vertical de la fracción de arcillas, los interestratificados de illita-esmectita (I/S) dominan el perfil (Figura 5.1). Su presencia puede deberse a la transformación de esmectita en interestratificados de I/S a medida que avanza el soterramiento (Scasso y Limarino, 1997).

En las muestras de la Formación Río Belgrano se registra caolinita (Figura 5.1). Analizando los datos obtenidos para roca total, el feldespato potásico se encuentra como componente minoritario en pelitas de la Formación Río Mayer, en la sección inferior del perfil. Una vez que se inicia la Formación Río Belgrano, la caolinita se reconoce en la fracción de arcillas, con lo cual podría formarse a partir del feldespato potásico (Scasso y Limarino, 1997).

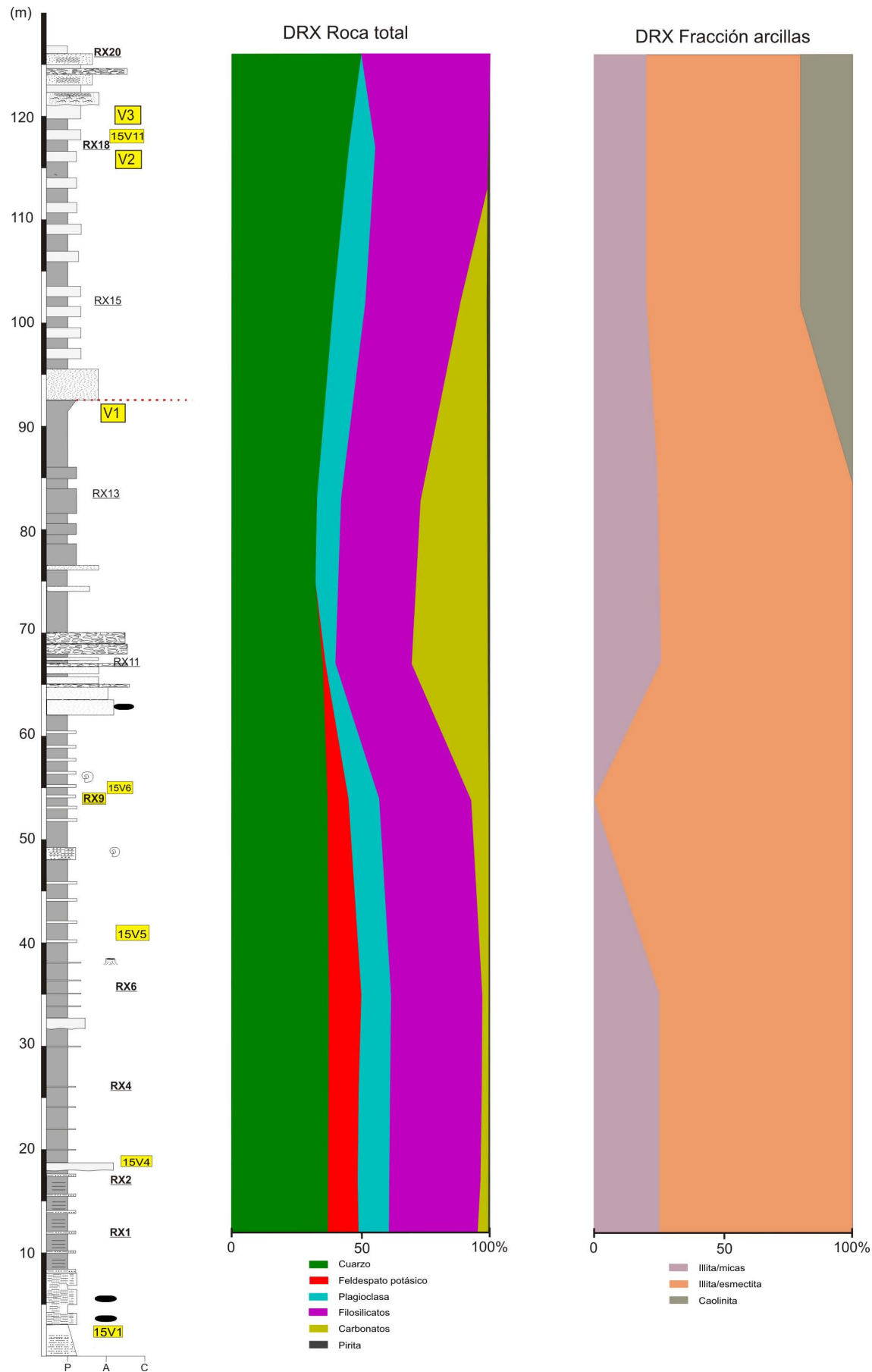


Figura 5.1: Perfil de Veranada de Gómez, ubicación de muestras con corte delgado resaltadas en color amarillo. Muestras para estudios de difracción de rayos X subrayadas en negrita. Porcentaje relativo de roca total a la izquierda y fracción de arcillas a la derecha. La línea punteada roja en el perfil separa la Formación Río Mayer de la Formación Río Belgrano.

----- figura página anterior -----

5.3.4 Caracterización de un mineral poco común

Dawsonita $\text{NaAlCO}_3(\text{OH})$

A partir del reconocimiento mediante DRX y microscopia óptica se determinó la presencia de un carbonato de sodio y aluminio (Anexo DRX). El mismo presenta un hábito acicular y radial a plumoso característico. Es incoloro sin analizador y tiene birrefringencia moderada con analizador (Figura 5.2).

Se encuentra reemplazando feldespatos o rellenando espacios porales donde se desarrolla mejor su hábito. También reemplazando, junto con calcita, a fragmentos líticos metamórficos.

Este mineral se podría confundir en corte delgado con micas, en cuyo caso se distingue por su hábito acicular.

La dawsonita tiene contadas menciones en la bibliografía, se ha determinado relativamente en pocos países (Canadá, Australia, Estados Unidos, Japón, Italia, Argelia, Albania, Rusia, Bélgica, Eslovaquia, República Checa, Bolivia, Hungría, Austria) y en nuestro país se encuentra caracterizado en la cuenca del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto (Zalba *et al.*, 2008, 2011; Comerio *et al.*, 2013; Tunik *et al.*, 2015).

Previamente, se ha descripto en la Formación Castillo (Albiano) (Comerio *et al.*, 2013; Tunik *et al.*, 2015) y en el Miembro Cerro Castaño (Cenomaniano) de la Formación Cerro Barcino, ambas unidades pertenecientes al Grupo Chubut (Zalba *et al.*, 2011).

Las propuestas para su formación se asocian con la presencia de analcima ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Comerio *et al.*, 2013). Otros autores plantean la generación a partir de la transformación de caolinita (Gui *et al.*, 2011). La importancia e interés de este

carbonato de sodio y potasio radica en la propiedad de entrapar CO₂ de efecto invernadero (Hellevang *et al.*, 2005).

Las muestras analizadas con DRX que presentan este mineral se encuentran en el sector medio del perfil que presenta intercalaciones entre pelitas y niveles con componentes piroclásticos retrabajados (Figura 5.1, muestras RX9, RX11 y RX13).

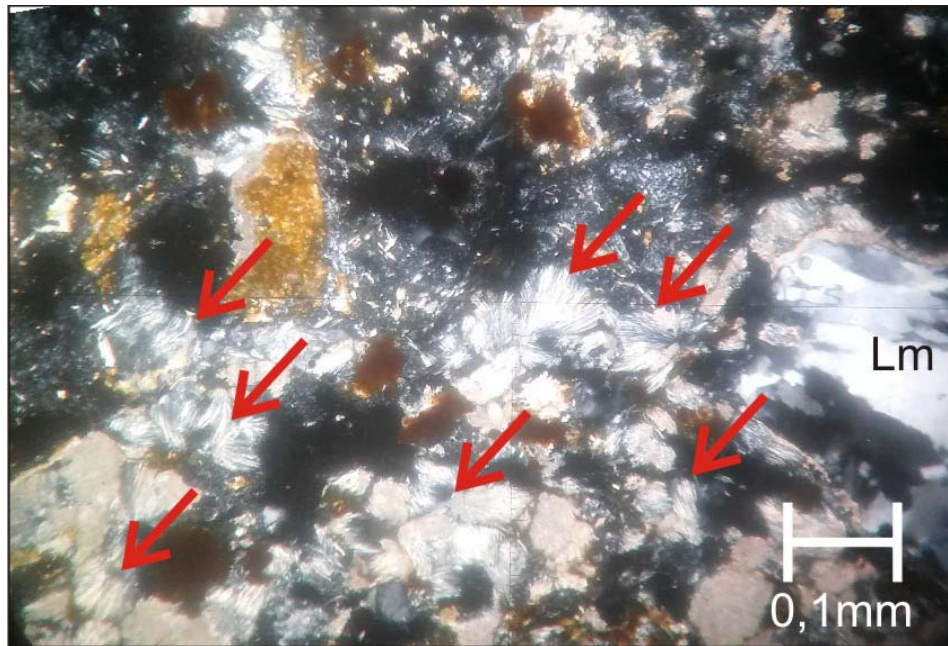


Figura 5.2: Dawsonita en corte delgado con analizador, con su típico hábito acicular y alta birrefringencia, muestra RX9, Formación Río Mayer, perfil Veranada de Gómez. Las flechas rojas señalan el mineral. Al centro a la derecha se encuentra un lítico metamórfico (Lm) compuesto por cristaloblastos de cuarzo orientado.

5.3.5 Composición determinada en unidades cretácicas de la Cuenca Austral

Estudios realizados por Richiano (2012) en la Formación Río Mayer analizan un total de 117 muestras de sedimentitas finas mediante DRX en roca total en el río Guanaco (ubicación en Figura 3.2). Los resultados exponen una composición predominante de cuarzo y calcita, con menor proporción de feldespatos y arcillas. A diferencia de estos estudios ubicados en el depocentro austral (Richiano *et al.*, 2012; Richiano, 2012) en nuestros análisis preliminares encontramos mayor proporción de la fracción de arcillas respecto del contenido de calcita.

En cuanto a la fracción fina, Richiano (2012) reconoce 4 argilofacies basadas en la proporción de distintos minerales de arcillas que tienen un orden estratigráfico y una distribución espacial. Correlacionaron sus resultados obtenidos para la Formación Río Mayer con la argilozona C de Iñíguez Rodríguez y Decastelli (1984), en base a la presencia de illita y clorita acompañada de interestratificados de illita-esmectita.

En base a la información recopilada podríamos referir la fracción de arcillas analizada con la argilozona C de Iñíguez Rodríguez y Decastelli (1984), y la asociación de la sección inferior de la Formación Río Mayer de Richiano (2012). Sin embargo, la correspondencia con el contenido de la fracción de arcillas es parcial ya que no se reconoció clorita en las muestras del perfil de Veranada de Gómez. Por otra parte, el grado de diagénesis indicado para la Formación Río Mayer corresponde a la etapa de mesodiagénesis temprana a tardía (Richiano, 2012).

Para unidades del Cretácico Superior aflorantes en la margen sur del lago Argentino, Cereceda (2016) definió 5 argiloasociaciones. La asociación A2 de dicho estudio está conformada principalmente por illita e interestratificados I/S con menores proporciones de caolinita, es decir una relación similar a la obtenida en el perfil Veranada de Gómez.

5.4 Conclusiones preliminares del análisis composicional por DRX en pelitas

A partir de los análisis de DRX en el perfil Veranada de Gómez se estableció que las pelitas de la Formación Río Mayer tienen una composición principal de cuarzo y filosilicatos, y en menor medida plagioclasa y escasos feldespatos potásicos para roca total. Para la base de la Formación Río Belgrano se reconocen también cuarzo y filosilicatos como componentes mayoritarios, y en menor medida plagioclasa, sin registro de feldespato potásico.

En cuanto a los carbonatos, se distinguen trazas en general de los mismos, excepto por el tramo medio del perfil que presenta niveles con calcita, ankerita y dawsonita. Se destaca el reconocimiento de este último mineral mencionado, un carbonato de sodio y aluminio, también identificado en corte delgado. La pirita se encuentra como elemento traza a lo largo del perfil.

En cuanto a la fracción arcilla predominan los interestratificados de illita-esmectita, con illita y mica en menor proporción, y hacia el techo se reconoció caolinita.

En principio los resultados de DRX obtenidos en el perfil de Veranada de Gómez, se condicen con los estudios petrográficos de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, donde se encuentra también el cuarzo como componente dominante en las muestras, ya sea como clasto monocristalino o formando parte de un fragmento lítico.

Capítulo 6: Análisis de procedencia

6.1 Introducción

La composición modal de areniscas es útil para clasificar rocas sedimentarias, y además permite inferir la composición de las áreas de procedencia de los sedimentos (Scasso y Limarino, 1997; Tunik *et al.*, 2004, 2010; Spalletti *et al.*, 2008). El estudio petrográfico que determina la composición de las areniscas, analizada en el Capítulo 4, es una herramienta fundamental para caracterizar el régimen tectónico y estudiar la evolución geodinámica de la cuenca (Dickinson y Suczek, 1979; Spalletti *et al.*, 1986). Por otro lado, hay que tener en cuenta que las modas detríticas están afectadas por el clima, el transporte, los procesos diagenéticos y el ambiente de depósito (Ingersoll, 1978; Dickinson y Suczek, 1979).

Existen distintos órdenes o jerarquías en la implementación de este análisis de procedencia (Scasso y Limarino, 1997). Se distinguen jerarquías de primer, segundo y tercer orden vinculados con el ambiente en que se está trabajando. En el caso de las unidades estudiadas, presentan una jerarquía de tercer orden las que corresponden a ambientes marinos, desde profundos a someros y transicionales (formaciones Río Mayer, Río Belgrano y El Chacay). Los ambientes continentales (como las formaciones Río Tarde, Kachaike y Santa Cruz), son de primer orden, ya que estos sistemas fluviales reflejarían una zona de aporte más acotada (Ingersoll *et al.*, 1993).

El objetivo principal de este capítulo es determinar las áreas fuente de los sedimentos en el depocentro septentrional de la Cuenca Austral y analizar su variación en la columna estratigráfica, a partir principalmente de la composición petrográfica de las unidades del Cretácico Inferior y Mioceno inferior.

En el marco del mismo proyecto donde se realizó el presente doctorado, se analizaron circones detríticos de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde (Ghiglione *et al.*, 2015). En el mismo se determinó la edad de máxima depositación y se reconoció el aporte para dichas unidades, permitiendo establecer con mayor precisión la edad del área de procedencia de los sedimentos.

Estudios complementarios de carácter descriptivo, sumados a la petrografía de areniscas y conglomerados, conjuntamente con el análisis de DRX realizado en

pelitas, incluyeron la observación y descripción de muestras de rocas paleozoicas y jurásicas de la zona, con el fin de establecer una posible área fuente pre-cretácica al oeste. En el caso de un posible aporte del Macizo del Deseado se recopilaron trabajos con los cuales se comparó la petrografía detallada (Giacosa *et al.*, 2002).

Adicionalmente, se compararon los resultados obtenidos con las petrofacies cretácicas identificadas al sur (Manassero, 1988; Fildani y Hessler, 2005; Varela, 2011; Cereceda, 2016), y se analizó la influencia de aporte volcánico en la Cuenca Austral para ese período. Del mismo modo, se analizaron resultados obtenidos por Umanzano *et al.* (2009) y Tunik *et al.* (2015) en el sector de la cuenca del Golfo San Jorge.

6.2 Metodología

Los cortes petrográficos fueron utilizados para realizar el conteo composicional modal en primer lugar, y a partir del mismo se caracterizó la procedencia y/o área de aporte mediante diagramas triangulares propuestos por Dickinson *et al.* (1983). Para dicho análisis se realizó el conteo de la fracción clástica, mediante el método de Gazzy-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), que contabiliza como fragmento monomineral a todo clasto mayor a 0,062 milímetros, incluso si se encuentra conformando un fragmento lítico. De este modo se minimizó el efecto del tamaño de grano en el conteo (Zuffa, 1980).

En total se realizó el conteo sobre 62 secciones delgadas con el contador de puntos Swift conectado a la platina del microscopio óptico. Se contaron entre 400 y 500 puntos por corte en areniscas, con un espaciamiento mayor al tamaño de grano promedio de modo tal de obtener una mejor representación de la fracción clástica. En general se contabilizaron las muestras que presentaban un tamaño mayor a 0,1 milímetros para que la determinación y reconocimiento sea más preciso. El mayor tamaño de grano de las muestras de areniscas fue de 0,3 mm, de modo tal que se contaron areniscas finas a medianas. Excepciones de areniscas muy finas y una limolita se contó en la Formación Río Mayer, y una muestra de arenisca gruesa para la Formación Río Tarde Miembro Inferior.

El análisis se basó en el estudio de la población más abundante de clastos livianos. En una primera instancia se agruparon de acuerdo a su formación, con el fin de obtener un valor promedio característico (Tabla 6.1). En las rocas cretácicas la

dispersión era importante, no así en las cenozoicas que presentaban un campo definido y acotado, junto con una menor desviación estándar.

Posteriormente se distinguieron asociaciones de acuerdo a los componentes modales, con lo cual se identificaron 3 grupos teniendo en cuenta las distintas proporciones de minerales livianos (Cuadro 6.1). Estos grupos, considerados modas detríticas, son la herramienta principal del análisis composicional de areniscas (López Gamundi y Espejo, 1988).

Los componentes modales tenidos en cuenta fueron los de segundo orden (ver Capítulo 4), por lo tanto dentro del cuarzo se tuvo en cuenta el cuarzo monocristalino y policristalino, en los feldespatos se distinguió entre feldespato potásico y plagioclasa, y los fragmentos líticos se diferenciaron en volcánicos, sedimentarios y metamórficos. Dentro de los fragmentos líticos se distinguieron a su vez los líticos volcánicos ácidos a básicos donde se describieron texturas de desvitrificación, microgranosa, microlíticas, tipo *lathwork*, entre otras (ver Capítulo 4).

Los diagramas triangulares propuestos por Dickinson y Suczek (1979) caracterizan áreas de aporte en términos del contexto tectónico. Sus diagramas utilizan tres componentes básicos sobre la base de los que proponen dos diagramas triangulares, el primero QFL (Figura 6.1a) contiene en el extremo superior todos los fragmentos cuarzosos, resaltando la estabilidad mineral y empleando tres campos principales: bloques continentales, orógenos reciclados y arcos magmáticos. Básicamente el segundo diagrama QmFLt mejora la definición de los orógenos reciclados (Scasso y Limarino, 1997; Figura 6.1b).

Asimismo, se utilizaron diagramas ternarios con diferentes componentes para ver distintas relaciones, ya sea entre fragmentos monominerales o líticos, con el objetivo de reconocer variaciones dentro o entre los perfiles (Dickinson y Suczek, 1979; Marsaglia e Ingersoll, 1992).

6.3 Resultados

6.3.1 Areniscas

A continuación, se muestran los componentes modales recalculados ploteados en los diagramas ternarios de Dickinson *et al.* (1983) (Figura 6.1).

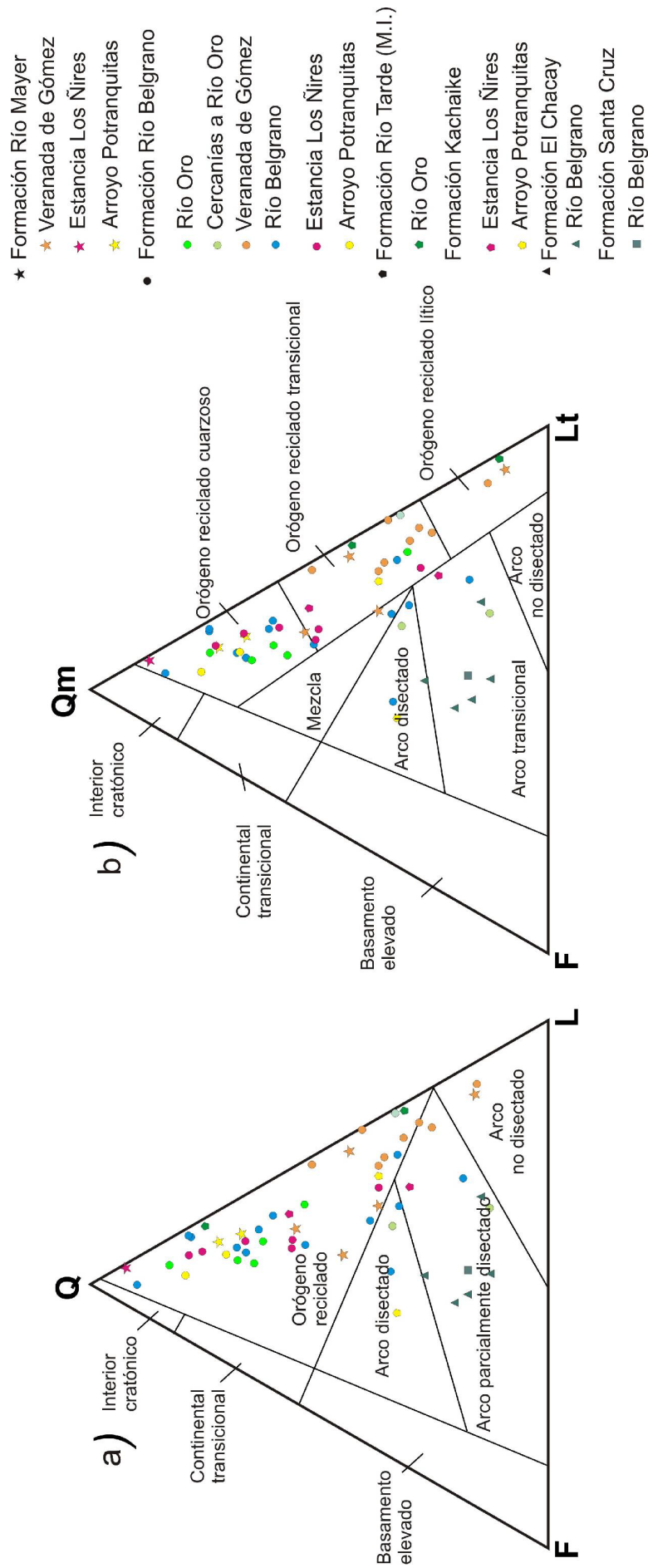


Figura 6.1: (a) Diagrama QFL de discriminación tectónica, Dickinson et al. (1983). Q: Cuarzo total; F: Feldespatos; L: Líticos inestables. (b) Diagrama QmFLt. Qm: Cuarzo monocristalino; F: Feldespatos; Lt: Líticos totales.

Se observa a partir de los diagramas de discriminación tectónica que las muestras en el diagrama QFL de la Figura 6.1a se incluyen entre orógeno reciclado (78%) y arco parcialmente disectado (14%), a arco disectado (5%) y arco no disectado (3%), cerca del extremo superior del cuarzo y hacia la fracción lítica. En el segundo triángulo (QmFLt, Figura 6.1b) la mayoría de las muestras se ubican en el campo de orógeno reciclado cuarzoso (50%), en menor medida se localizan en orógeno reciclado transicional (19%) y arco transicional (19%) y escasas muestras plotan en arco disectado (12%).

Se reconocieron dos grupos dentro de las rocas del Cretácico Inferior que no necesariamente guardan relación directa con su posición estratigráfica en el perfil. Por un lado, un grupo concentrado en el campo de orógeno reciclado (Figura 6.1a) donde predomina el porcentaje relativo de cuarzo monocristalino (>50%). Por otro lado un grupo donde prevalece el contenido de fragmentos líticos, con valores de cuarzo cercanos o menores al 50%, y en algunos casos mayores porcentajes relativos del contenido de feldespatos (Figura 6.1a). Este último grupo se encuentra próximo al límite entre orógeno reciclado y arco disectado a transicional, por lo tanto reflejan de acuerdo a los diagramas de discriminación tectónica un aporte proveniente intermedio entre orógeno reciclado y arco magmático.

Por otra parte, las muestras de areniscas miocenas se ubican claramente en el campo de arco, correspondiendo a arco parcialmente disectado para el diagrama QFL (Figura 6.1a) y arco transicional en el QmFLt (Figura 6.1b).

En la Figura 6.2 se plotan en el diagrama QFL las muestras por formaciones, distinguiendo con un código de colores las muestras para los distintos perfiles. Allí se puede observar cierta tendencia en el promedio que se obtiene para las areniscas de la Formación Río Mayer y la Formación Río Belgrano, registrándose una reducción en el contenido de cuarzo respecto a los fragmentos líticos para las formaciones Río Tarde y Kachaike. En el caso de las rocas miocenas la impronta es marcadamente de arco magmático.

A partir del conteo se plotaron distintas relaciones entre los componentes con el fin de detallar otros aspectos como por ejemplo la madurez mineralógica. Se contruyeron triángulos secundarios discriminando cuarzo monocristalino, feldespato potásico y plagioclasa (Figura 6.3) y gráficos analizando el porcentaje relativo de los fragmentos líticos según su origen LvLsLm (Figura 6.4).

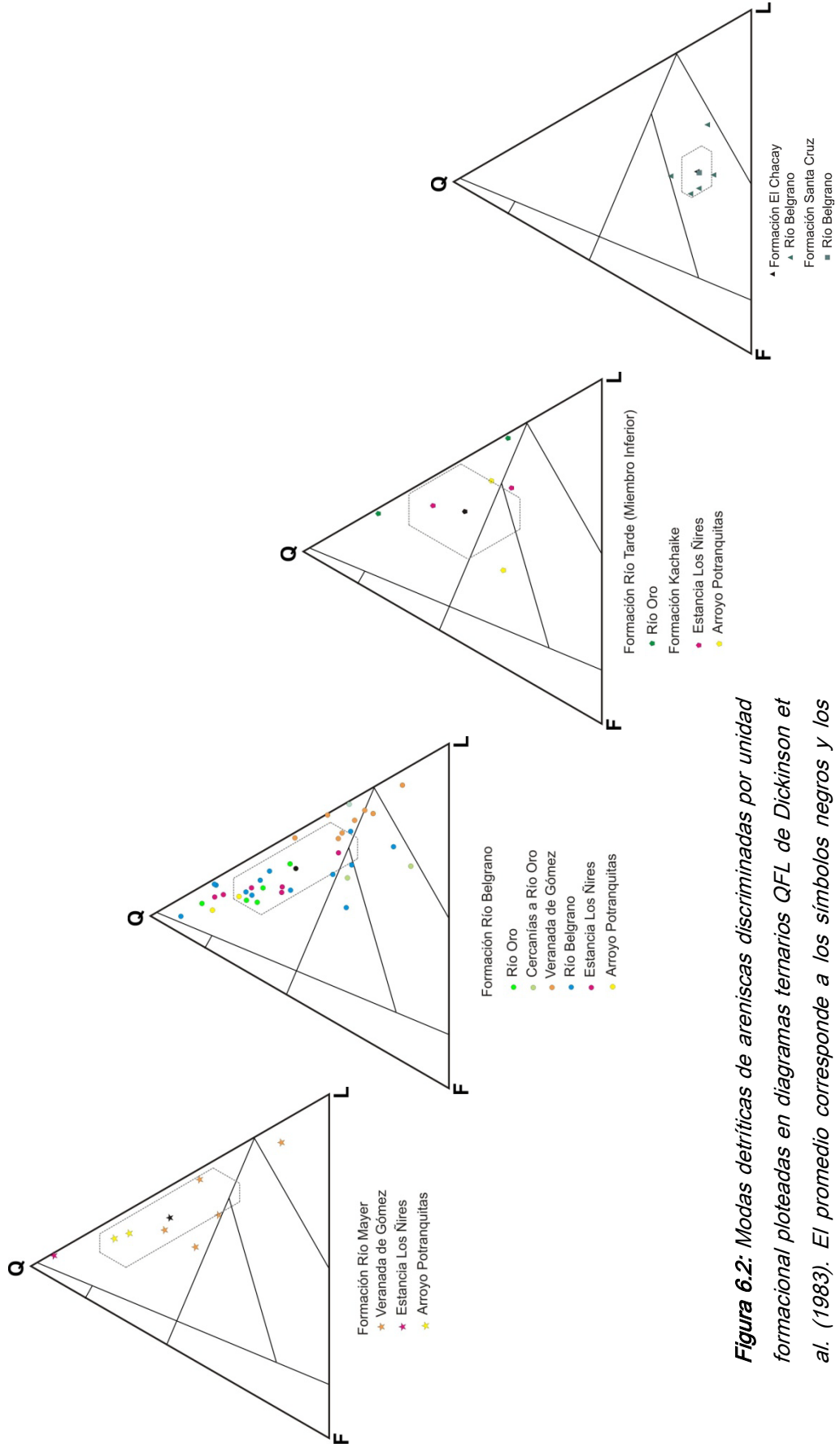


Figura 6.2: Modas detríticas de areniscas discriminadas por unidad formacional ploteadas en diagramas ternarios QFL de Dickinson et al. (1983). El promedio corresponde a los símbolos negros y los hexágonos indican su desviación estándar (Tabla 6.1).

Formación		Q	F	L	Qm	F	Lt
Río Mayer	Promedio	60	7	33	58	7	35
n=10	Desv. Estándar	24,76	7,38	21,55	25,61	7,38	22,80
Río Belgrano	Promedio	51	11	38	48	11	41
n=35	Desv. Estándar	21,07	7,74	19,54	20,11	7,80	18,65
Río Tarde/Kachaike	Promedio	45	13	42	35	13	52
n=8	Desv. Estándar	17,30	12,04	15,96	15,65	11,9	19,46
El Chacay/Santa Cruz	Promedio	18	38	44	18	38	44
n=6	Desv. Estándar	5,03	6,66	8,26	5,00	6,66	8,34

Tabla 6.1: Valores promedio por formación y su desviación estándar.

En el diagrama QFkPlg (Figura 6.3; Dickinson y Suczek, 1979) se analiza la relación entre componentes de la fracción clástica monomineral. Como era de esperarse, el predominio para rocas cretácicas lo tiene el cuarzo monomineral siendo variable el contenido de plagioclasa y feldespato potásico, si bien existe una mayor proporción de feldespatos potásicos respecto a la plagioclasa en la mayoría de las muestras. Aquellas areniscas que presentan mayor relación de feldespato potásico respecto a la plagioclasa son las del perfil Río Oro, Veranada de Gómez y Río Belgrano, mientras que las areniscas del perfil Los Ñires tienen plagioclasa en mayor proporción, y finalmente el perfil Arroyo Potranquitas (ubicado más al sur) presenta en general proporciones similares de ambos feldespatos. El mayor porcentaje relativo de cuarzo monocristalino indica estabilidad y madurez con probable aporte de bloque continental (Scasso y Limarino, 1997). En este caso se consideró que también influye el ambiente de depositación ya que el ambiente marino podría generar una concentración selectiva de los componentes más estables debido al transporte o retrabajo (Espejo y López Gamundi, 1994; Walker *et al.*, 1994).

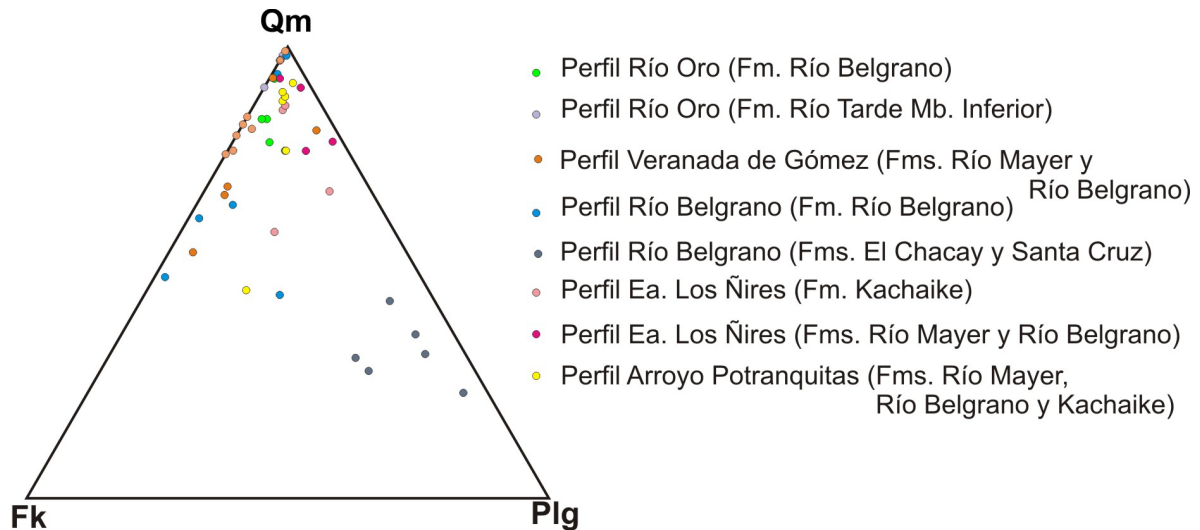


Figura 6.3: Componentes monominerales de cuarzo (Qm), feldespato potásico (Fk) y plagioclasa (Plg) de cada muestra ploteado en un diagrama triangular QmFkPlg. Se destaca la ubicación de las muestras miocenas con más de 50% de plagioclasa de la fracción monomineral.

Por otra parte, se observa que las rocas miocenas presentan un incremento en el contenido de plagioclasas, lo cual indica un aumento de componentes volcánicos como lo indican los análisis petrográficos (Capítulo 4; Anexo Petrográfico). Una mayor proporción de clastos de plagioclasas y líticos volcánicos evidencian aporte de arco magmático (Dickinson y Suczek, 1979).

La fracción clástica lítica se estudió mediante gráficos que contiene porcentajes recalculados al 100% de la suma de los fragmentos líticos volcánicos, sedimentarios y metamórficos presentes. Separando los datos por perfiles, se discriminaron los distintos líticos con un código de colores, y se ilustran en la Figura 6.4.

Para el Cretácico Inferior se registra un mayor aporte relativo de fragmentos sedimentarios y metamórficos en los perfiles de Río Oro y Río Belgrano, mientras que en los perfiles de Veranada de Gómez, Estancia Los Ñires y Arroyo Potranquitas (estos dos últimos ubicados al sur), el aporte volcánico es mayor. En todos los perfiles, los líticos volcánicos son predominantemente ácidos.

Los componentes líticos en la Formación Río Belgrano evidencian en los perfiles de Veranada de Gómez y Río Belgrano un origen metamórfico principal, y relaciones variables entre clastos sedimentarios y volcánicos; mientras que al sur (perfiles Estancia Río Ñires y Arroyo Potranquitas) predominan los fragmentos volcánicos y en el perfil más septentrional (Río Oro) existe cierta relación proporcional

entre clastos sedimentarios y volcánicos, con escasos fragmentos metamórficos (Figura 6.4). Estas variaciones verticales dentro de la Formación Río Belgrano y entre perfiles, podría deberse a que forman parte de distintos subambientes, los cuales no se han analizado en el presente trabajo, de modo tal que resulta una posible variable para explicar los distintos registros (López Gamundi y Espejo, 1988; Tunik *et al.*, 2015).

En muestras de las formaciones El Chacay y Santa Cruz dominan los fragmentos líticos de origen volcánico sobre los líticos metamórficos. A su vez la composición de los líticos volcánicos es bimodal, si bien en la base de la Formación El Chacay predominan los fragmentos volcánicos básicos del Basalto Posadas (Figuras 6.4 y 6.5).

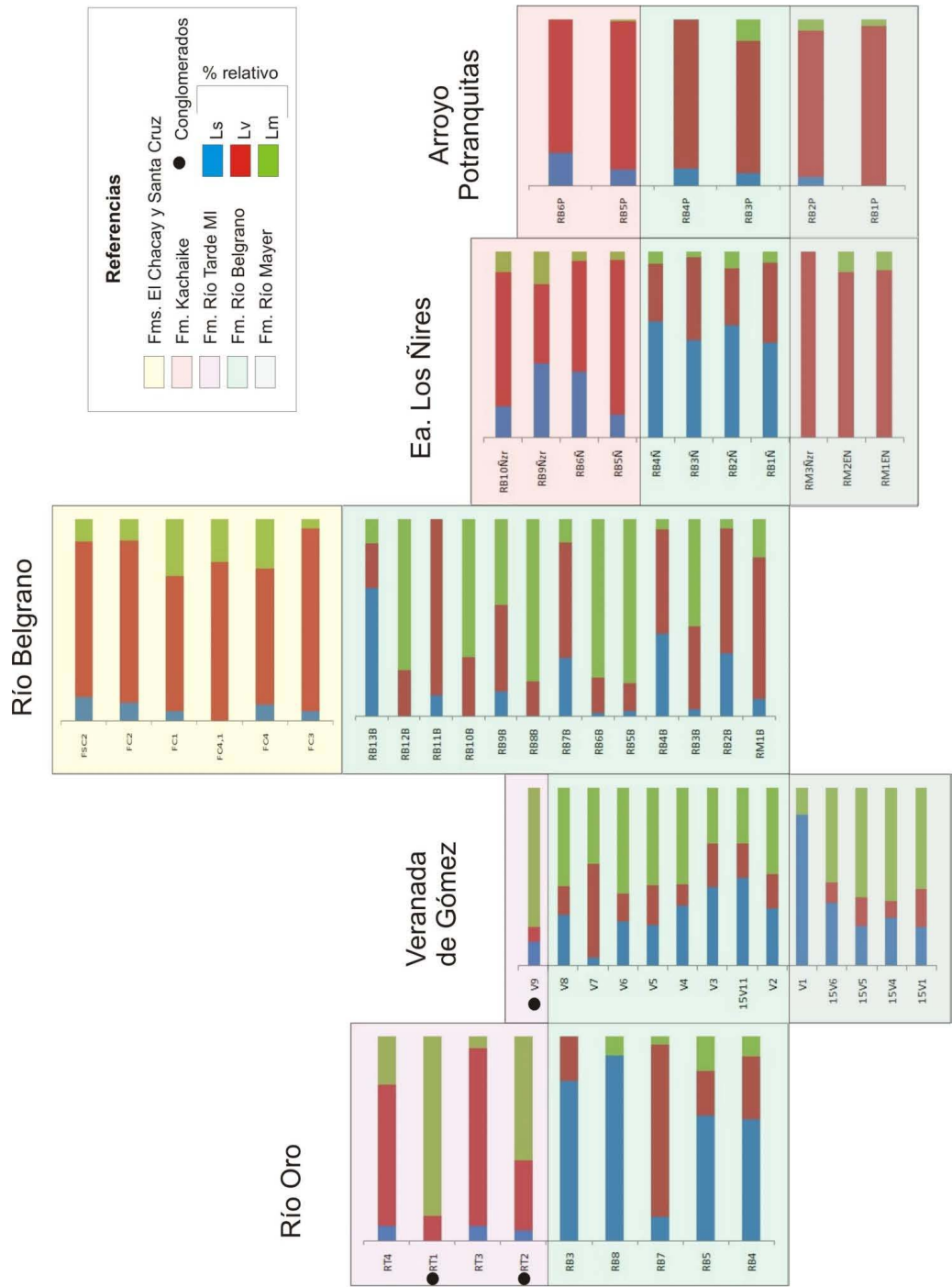


Figura 6.4: Graficos con porcentajes relativos para areniscas entre tipos de líticos sedimentarios (Ls), líticos volcánicos (Lv), y líticos metamórficos (Lm),

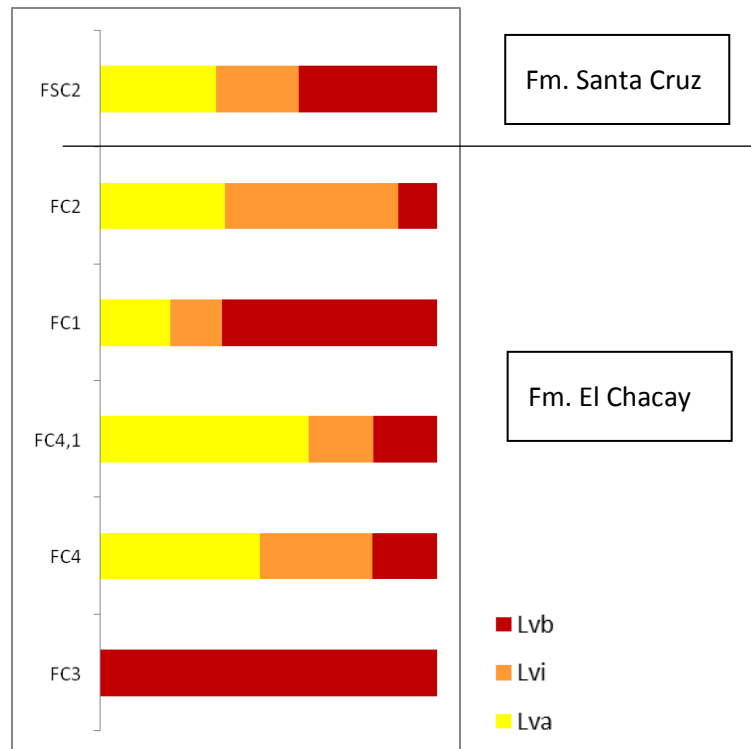


Figura 6.5: Gráfico discriminando litos volcánicos ácidos (Lva), intermedios (Lvi) y básicos (Lvb) en rocas miocenas del perfil Río Belgrano.

6.3.2 Conglomerados

Para analizar la procedencia de conglomerados finos en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde se utilizaron 3 categorías:

- *Fragmentos líticos metamórficos,
- *Material suplementario que incluye cuarzo monocristalino y líticos sedimentarios,
- *Fragmentos volcánicos ácidos.

La petrografía indicó una fuente principal de fragmentos líticos metamórficos compuestos por cuarzo, y clastos monocristalinos de cuarzo junto con líticos sedimentarios y volcánicos ácidos en orden decreciente (Figura 6.6).

El reconocimiento predominante de líticos metamórficos redondeados en la fracción clástica más gruesa se consideró refleja las características de la fuente de aporte. Si bien se podría considerar que los fragmentos metamórficos son más

inestables y se encontrarían en la fracción más fina, esto no sucede. Por el contrario, al disminuir el tamaño de grano se dificulta identificar el origen del cuarzo cuando se presenta como clasto monomineral.

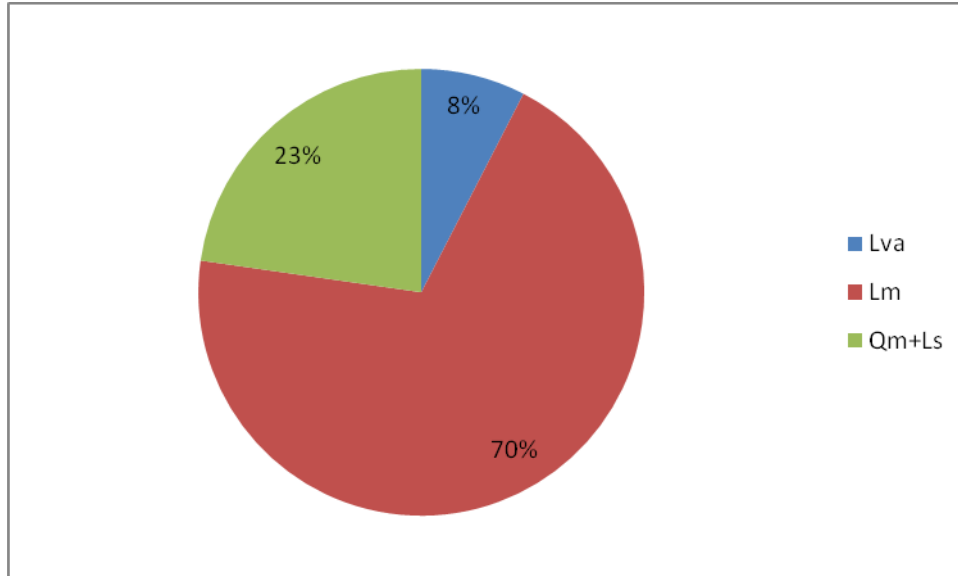


Figura 6.6: Análisis de procedencia en conglomerados de la Formación Río Tarde, Miembro Inferior. Las muestras analizadas corresponden al perfil de Río Oro y Veranada de Gómez, ubicados al norte (Figura 3.1).

6.3.3 Análisis de los resultados

Se proponen 3 asociaciones (Grupos A, B y C) en base a las relaciones entre componentes de primer orden (Q-F-L) para areniscas (Cuadro 6.1).

En el Grupo A predomina el cuarzo, en menor proporción se encuentran fragmentos líticos, y los feldespatos son escasos. La mayoría de las muestras de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano presentan líticos metamórficos y sedimentarios preponderantes, ubicándose en el Grupo A (Figura 6.7). Esto sugiere un aporte principal de rocas del basamento metasedimentario, mientras que el aporte volcánico, si bien está presente, está subordinado.

	Componentes modales		Interpretación
Grupo A	Qm a Lt variable	Qm>Lt>F	Orógeno reciclado cuarzoso. Predominio del basamento y volcanismo subordinado
Grupo B		Qm~Lt>F	Orógeno reciclado transicional Basamento y aporte volcánico
Grupo C	Lt~F>Qm		Arco volcánico vinculado al Batolito Patagónico Sur al oeste y magmatismo de retroarco

Cuadro 6.1: Resumen de componentes modales e interpretación de áreas fuente.

El Grupo B presenta una relación similar entre cuarzo y fragmentos líticos, mientras que la proporción de feldespatos es baja. Aquí se ubican todas las muestras de las formaciones Río Tarde Miembro Inferior y Kachaike indicando aporte tanto de fuente de basamento como de arco volcánico, en un rango variable (Figura 6.4). Este aporte mixto se refleja en la distribución dentro de diversos campos, incluyendo los de orógeno reciclado transicional, campos de arco disectado y transicional (Figura 6.7). Este grupo incluye algunas muestras de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, aunque no se reconoció un patrón definido que rijan su distribución.

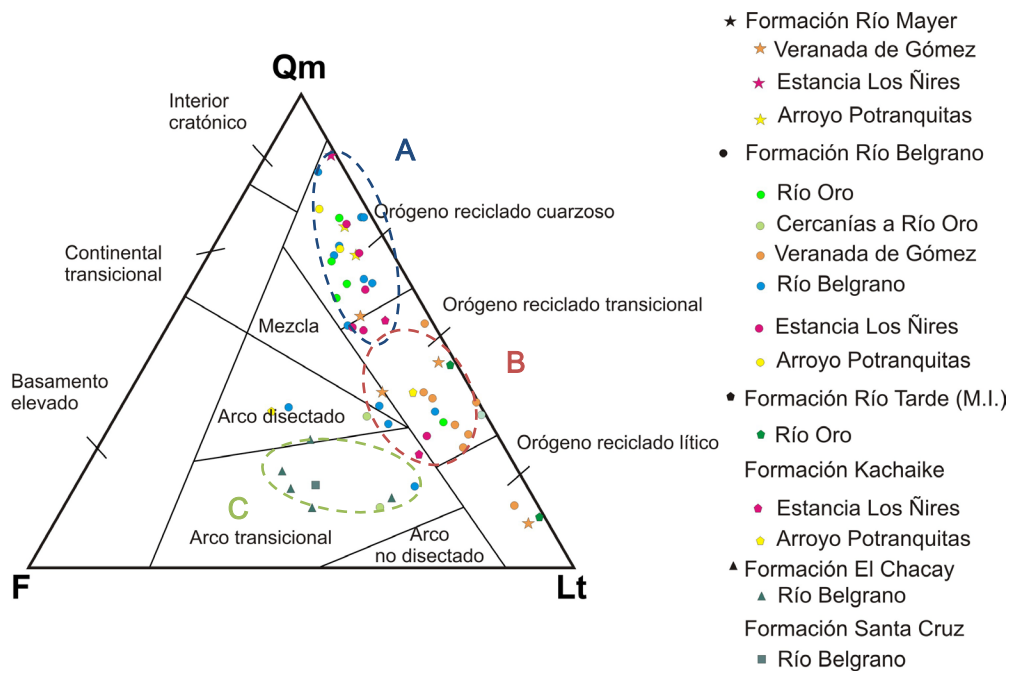


Figura 6.7: Diagrama QmFLt de discriminación tectónica, Dickinson et al. (1983). Qm: Cuarzo monocrystalino; F: Feldespatos; Lt: Líticos totales. Se resaltan las asociaciones A, B y C descriptas en el texto.

El grupo C es el más acotado, dentro del campo de arco transicional, y caracteriza al registro cenozoico. Comprende mayoría de fragmentos líticos y feldespatos de tipo plagioclase (Figura 6.3), y bajo contenido de cuarzo monocrystalino (Figura 6.7). Los fragmentos líticos están representados por líticos volcánicos y metamórficos principalmente. También hay presentes escasos líticos plutónicos (ver Anexo Petrográfico).

6.4 Estudios previos y complementarios

Se han comparado los resultados obtenidos con otros estudios de procedencia, ya sea en las mismas unidades o en unidades del Cretácico Superior con el objetivo de presentar un análisis más amplio.

En la zona de estudio en particular se encuentra un estudio de procedencia en unidades cenozoicas al oeste del lago Posadas realizado por Bande (2007) donde

obtiene aporte principal de orógeno reciclado en el diagrama QmFLt y orógeno reciclado- transicional y arco en el diagrama QFL.

Casos de estudio en la faja plegada de San Bernardo, en la cuenca del golfo San Jorge, fueron realizados por Tunik *et al.* (2015) en areniscas fluviales de edad albiana pertenecientes a la Formación Castillo. Registraron variaciones en las redes de drenaje de los sistemas fluviales, que a su vez se reflejan en cambios petrográficos de orden regional a local. La procedencia indicó una variación del aporte del campo de arco transicional y arco no disectado a nivel regional, y arco disectado a nivel local. Umazano *et al.* (2009), también en la zona de cuenca del Golfo San Jorge, analizaron integralmente la procedencia de sedimentos mediante petrografía y geoquímica en areniscas de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior) y obtuvieron un aporte de arco no disectado y arco transicional, con líticos volcánicos con afinidad geoquímica ácida a intermedia, proponiendo como fuente probable a la Formación Divisadero ubicada en el límite Argentina-Chile.

Richiano (2012) analizó Formación Río Mayer en base a relaciones QmFLt, DRX, análisis químicos y ambiente de depositación. Dichos afloramientos se encuentran entre los lagos Viedma y Argentino, y los análisis geoquímicos obtenidos dan afinidad con el Complejo El Quemado. El ambiente tectónico indicó un aporte de margen continental activo y arco volcánico. La geoquímica que obtuvo para la sección inferior tiene tendencia ácida respecto a la afinidad geoquímica intermedia de la sección media y superior. Los resultados de Richiano (2012) son consistentes con estudios realizados por Fildani y Hessler (2005), quienes, mediante petrografía de areniscas, geocronología en circones y geoquímica en pelitas concluyen que para el Cenomaniano-Turoniano en la Formación Punta Barrosa y sus equivalentes en Tierra del Fuego el aporte sedimentario deriva del oeste. Edades de la transición Zapata/ Punta Barrosa obtenidas mediante el método U-Pb en circones en tobas brindan una edad de 101 ± 1 Ma (Fosdick *et al.*, 2011) indicando la conformación inicial de la faja plegada y corrida durante el Albiano tardío. Unidades más jóvenes, de edad coniaciana-daniana, presentan abundantes circones detríticos del estadio volcánico V3 (Pankhurst *et al.*, 1998), material de arco cretácico y componentes menores de basamento paleozoico (Romans *et al.*, 2011; véase unidades y edades en el Cuadro 6.2).

En unidades del Cretácico Superior se han realizado para el sector sur de APA estudios de procedencia (Figura 6.8; Manassero, 1988; Macellari *et al.*, 1989; Varela *et al.*, 2013; Cereceda, 2016). En la zona de lago Viedma, las Formaciones Lago

Viedma, Cerro Toro y Lago Sofía presentan un área de procedencia de orógeno reciclado. Las muestras de la sección inferior de la Formación Lago Viedma tendrían un área de aporte mixto, mientras que la sección superior de dicha formación refleja aporte de un orógeno reciclado cuarzoso (Barberón, 2013). Este último campo también se obtuvo para las Formaciones Cerro Toro y Lago Sofía (Barberón, 2013; Figuras 6.8a y 6.8b).

		LAGO SAN MARTIN	LAGO VIEDMA	RÍO GUANACO	LAGO ARGENTINO	CHILE	SUBSUELO				
Cretácico	Superior	65,5±0,3	?				Magallanes (inferior)				
		Maastrichtiano				Formación Tres pasos					
		70,6±0,6			Formación Alta Vista	Formación Alta Vista Conglom. Lago Sofía	Formación Cerro Toro	Palermo Aike (superior)			
		Campaniano									
		83,5±0,7									
		Santoniano									
	85,8±0,7		Formación Cerro Toro	Formación Cerro Toro	Formación Punta Barrosa	Palermo Aike (superior)					
	Coniaciano										
	89,3±1,0	Formación Mata Amarilla					Formación Puesto el Alamo				
	Turoniano							Formación Lago Viedma			
	93,5±0,8										
	Cenomaniano	Formación Piedra Clavada (= Kachaike)							Formación Río Mayer	Formación Río Mayer	Formación Zapata
	99,6±0,9										
	Albiano										
	112,0±1,0	Formación Río Mayer	Formación Río Mayer	Formación Río Mayer	Formación Río Mayer	Formación Río Mayer	Formación Río Mayer	Palermo Aike (inferior)			
	Aptiano										
125,0±1,0											
Barremiano											
130,0±1,5	Formación Springhill	Formación Springhill					Formación Springhill				
Hauteriviense											
136,4±2,0											
Valanginiano											
140,2±3,0											
Berriasiano	145,5±4,0										
				Formación Springhill		Formación Tobífera	Formación Tobífera				

método de Gazzi-Dickinson con el fin de obtener una mejor representación litológica del área que proporcionaba los sedimentos. Reconocieron dos petrofacies: una petrofacies dominada por cuarzo con procedencia de bloque continental y orógeno reciclado para las Formaciones La Anita e Irene, y una segunda petrofacies rica en fragmentos volcánicos para las formaciones restantes. En el primer caso, para rocas depositadas durante el Campaniano tardío y Maastrichtiano temprano, se indica aporte desde un orógeno reciclado, que podría provenir de terrenos paleozoicos ubicados en el margen occidental de Chile, o bien, de la región del Deseado situado al noreste (en este último caso, teniendo en cuenta una mayor distancia de transporte). Para las Formaciones Calafate, Cerro Cazador y Dorotea se determinó una petrofacies dominada por fragmentos volcánicos restringida al sur, provenientes de un arco ubicado al oeste, volcanismo activo durante el Maastrichtiano hasta el Paleoceno temprano.

Fildani *et al.* (2008) analizaron el área de aporte de las Formaciones Punta Barrosa, Cerro Toro, Tres Pasos y Dorotea. La Formación Punta Barrosa de edad turoniana a santoniana (Shultz y Hubbard, 2005), correlacionada con la Formación Cerro Toro en el lago Argentino (Cuadro 6.2), deriva de fuentes mixtas, por un lado un arco volcánico, y por otro, de un basamento metamórfico (Figuras 6.8c y 6.8d).

La Formación Cerro Toro presenta un área de aporte desde un orógeno reciclado (Crane, 2004), donde disminuye el aporte de un arco y aumenta la fuente metamórfica respecto a la Formación Punta Barrosa. Con la Formación Tres Pasos y Dorotea aumenta la proporción de líticos volcánicos, siendo el área de procedencia un arco transicional (Romans, 2008).

A modo de resumen se evidencia del análisis de antecedentes regionales es que tanto al norte como al sur de la Cuenca Austral ocurre un pasaje de orógeno reciclado hacia un arco magmático. En el caso del depocentro septentrional este pasaje se observa claramente al comparar el registro del Cretácico Inferior con el Mioceno.

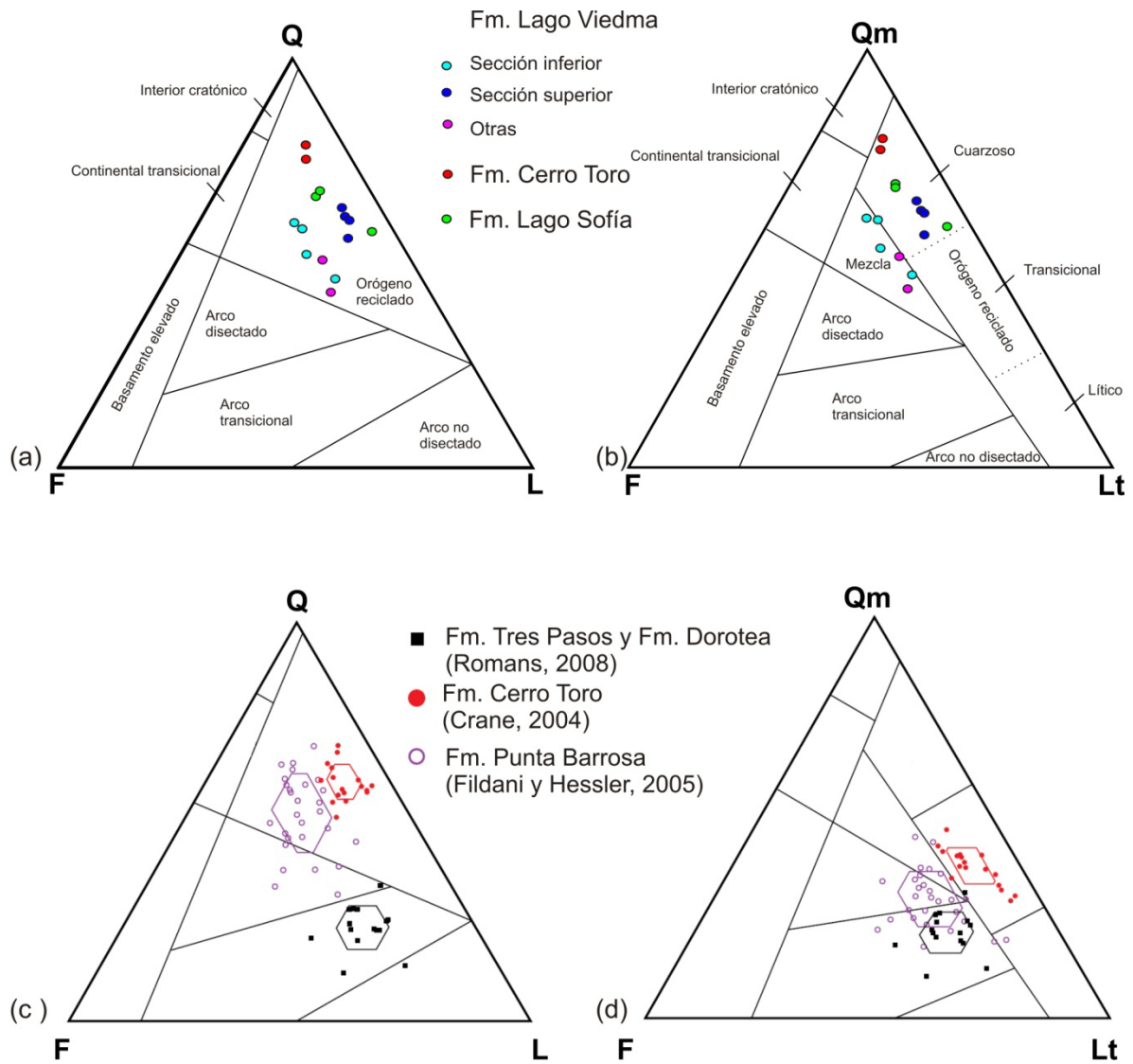


Figura 6.8: Diagrama ternarios QFL y QmFLt de discriminación tectónica de Dickinson et al. (1983). Referencias: Q: Cuarzo total; F: Feldespatos; L: Líticos inestables. Qm: Cuarzo monocristalino; F: Feldespatos; Lt: Líticos totales. (a) y (b) Zona norte del lago Viedma, perfil Puesto Camino del Medio (Barberón, 2013); (c) y (d) Diagramas ternarios de sucesiones cretácicas superiores a paleocena inferior, tomado de Fildani et al. (2008) para el sur de la cuenca Austral. Los campos delimitados en los triángulos son los mismos que en (a) y (b), respectivamente.

6.5 Discusión y conclusiones

Como se mencionó previamente se ha utilizado la metodología de conteo propuesta por Gazzi-Dickinson para obtener los componentes modales, ya que logra una caracterización más exacta de las áreas de procedencia (Zuffa, 1985). Este análisis se realizó combinando la petrografía óptica convencional con un análisis preliminar de difracción de rayos X (Capítulos 4 y 5, respectivamente), conjuntamente con relaciones entre componentes de primer orden (Dickinson y Suczek, 1979) se delinean las características de la fuente, y contribuye a dilucidar la procedencia de los sedimentos en un marco geodinámico.

Las modas detríticas promedio para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano son muy próximas, con $Qm_{58}F_7Lt_{35}$ y $Qm_{48}F_{11}Lt_{41}$, respectivamente (Tabla 6.1). Para las formaciones Río Tarde Miembro Inferior y Kachaike se obtuvo en promedio $Qm_{35}F_{13}Lt_{52}$ mientras que para el registro mioceno se invierte la relación entre el cuarzo y los feldespatos y aumenta ligeramente el contenido de fragmentos líticos totales obteniendo una moda de $Qm_{18}F_{38}Lt_{44}$.

Temporalmente, el Cretácico Inferior presenta prácticamente el 50% de cuarzo monocristalino, con valores de fragmentos líticos que no superan el 40% y feldespatos cercanos al 10% restante. Luego disminuye la proporción de cuarzo monocristalino aumentando la proporción de líticos, y se incrementa la cantidad de feldespatos levemente. Para el registro cenozoico dominan los fragmentos líticos y feldespatos respecto al cuarzo.

Se han determinado 3 asociaciones que no necesariamente corresponden a una misma unidad litoestratigráfica ya que la dispersión, en el caso de las unidades cretácicas analizadas, es significativa.

De acuerdo a la paleogeografía existirían tres regiones que aportaron sedimentos a la Cuenca Austral. En primer lugar, el margen oeste representado por los Andes Patagónicos, que para el Cretácico conformaba un arco volcánico al norte de los 47° S (Ramos, 1979; Pankhurst *et al.*, 1999, 2000; Suárez y De la Cruz, 2001). Hacia el este, los APA limitan con la Comarca del Deseado, y hacia el norte se encontraría la cuenca de Aysén (véase ubicación en Figura 3.5, Capítulo 3).

La petrografía de las areniscas finas en la Formación Río Mayer (Hauteriviano-Barremiano) reconoció componentes monominerales de cuarzo, y líticos de origen

metamórfico y volcánico, principalmente. Los líticos metamórficos están compuestos por cuarzo policristalino principalmente y metacuarcitas, en ocasiones se reconocen litoclastos con textura lepidoblástica. Estos representan bajo grado de metamorfismo con lo cual podrían provenir de la Comarca del Deseado considerando un área positiva limitando al E. Los afloramientos de basamento ubicados al oeste en la región del Deseado pertenecen a la Formación la Modesta, del Paleozoico temprano, unidad que presenta menor grado de metamorfismo en comparación con el sector centro y este de dicha región. También podrían provenir del mismo basamento de los APA, en cuyo caso para ese momento tendría que estar parcialmente expuesto.

Las rocas del basamento de la Formación Río Lácteo presentan características petrográficas similares con los componentes metamórficos encontrados a lo largo de los perfiles. Se tendría que considerar un evento compresivo que exponga estas rocas. Por otro lado, la fuente de sedimentos podría corresponderse con el sector occidental de la región del Deseado. Allí se exponen rocas de basamento de la Formación La Modesta, con litologías descritas de bajo grado metamórfico (Giacosa *et al.*, 2002) que hacia el este alcanzan facies metamórficas de mayor grado en el Complejo Río Deseado. En el sector este de la Comarca del Deseado, Giacosa *et al.* (2010) plantearon un evento compresivo que habría generado estructuras con rumbo NNO, para el período Barremiano.

En cuanto a los fragmentos volcánicos, que corresponden a composiciones ácidas podrían asociarse con aporte también de la Comarca del Deseado, es decir con la Formación Chon Aike, o bien vincularse con el Complejo El Quemado en los APA. El volcanismo ácido de Chon Aike se asocia con el subplacado de magmas básicos dentro o en la base de la corteza (Pankhurst *et al.*, 1998), mientras que las volcanitas del Complejo El Quemado se vinculan con la subducción de la placa proto-pacífica. Estos son petrográficamente similares, diferenciándose en su composición geoquímica (Pankhurst *et al.*, 1998, 2000).

Considerando que el Complejo El Quemado y equivalentes abarcaban gran superficie para el inicio del Cretácico Inferior, y sobre éstos comienza el desarrollo de la cuenca Austral, se podría plantear el aporte desde el mismo Complejo El Quemado, tal como plantea Richiano (2012) para la región ubicadas al sur del área de estudio. Por otra parte, para el Jurásico medio a tardío también se registra volcanismo en los Andes Patagónicos Septentrionales, es decir al norte del lago Fontana, con la Formación Lago La Plata (Ramos, 1976). Ésta última es equivalente a la Formación Lonco Trapial en el sector norte de la cuenca del Golfo San Jorge, y Grupo Bahía

Laura en el Macizo del Deseado (Lesta *et al.*, 1980). Entre el lago Fontana y lago Buenos Aires se desarrolló la cuenca de Aysén o engolfamiento de Río Mayo, con depósitos volcánicos del Jurásico tardío seguidos de depósitos marinos del Titho-Neocomiano (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981).

Los análisis de difracción de rayos X en pelitas de la Formación Río Mayer complementan el estudio petrográfico, y muestran que el contenido de cuarzo es dominante. Se infiere que el área fuente presenta una importante madurez mineralógica, indicando el posible aporte de un área cratónica o bloque continental. Debido a que no existía arco entre los 47° y 49° S para el Neocomiano (Ramos, 1979), el aporte podría ser desde el E, es decir del Macizo del Deseado.

La moda detrítica de la Formación Río Belgrano, unidad que representa un sistema sedimentario progradacional, tiene similitudes con la precedente Formación Río Mayer, ya que en promedio ocupan el mismo campo de orógeno reciclado transicional en el diagrama QmFLt (Figura 6.1b). Asimismo, en el diagrama QmFkPlg (Figura 6.3) se plotó la proporción relativa de feldespato potásico respecto a la plagioclasa, siendo el porcentaje relativo de feldespato potásico mayor. El hecho que en dicho diagrama las muestras se encuentren cercanas al vértice del cuarzo monocristalino indica madurez y estabilidad con lo cual provendrían de bloques continentales. Si bien existe un cambio en el ambiente y sedimentación en la Formación Río Belgrano, el área de aporte no registra un cambio importante. Teniendo en cuenta la configuración y paleopendiente regional, se sugiere el aporte de basamento desde el este (ver Capítulo 8). Datos de circones detríticos en la base de esa unidad litoestratigráfica tampoco evidenciaron un aporte desde el basamento de la cuenca (Ghiglione *et al.*, 2015), con lo cual se descartaría esta fuente.

Analizando los líticos de conglomerados finos del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, se encuentra una importante proporción (alrededor del 70%) de fragmentos metamórficos de bajo grado redondeados compuestos por cuarzo principalmente. En menor medida está compuesta por cuarzo monocristalino, líticos volcánicos ácidos y sedimentarios. Los conglomerados aportan importante información acerca de la litología del área fuente.

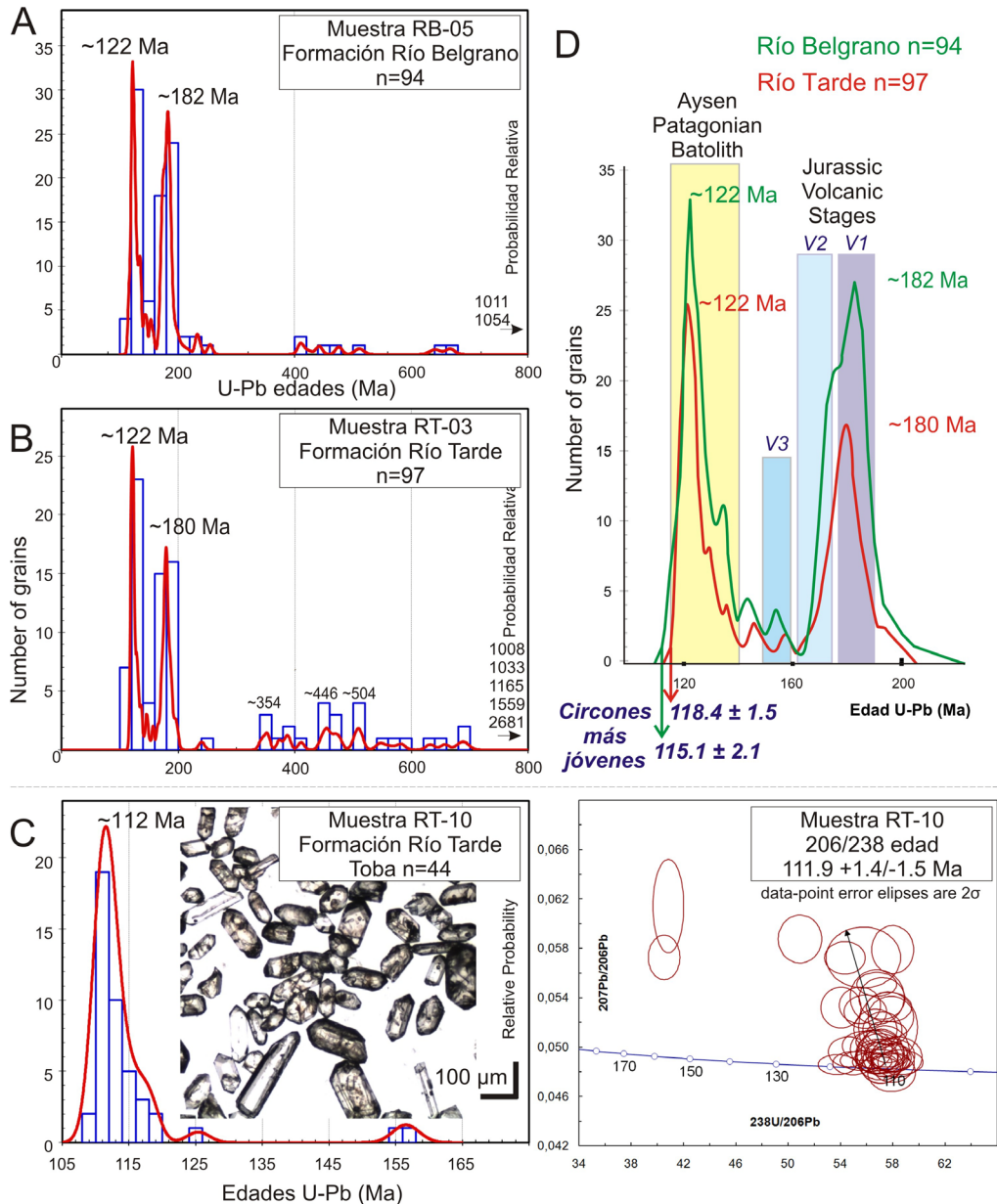


Figura 6.9: Histogramas de frecuencia de probabilidad relativa de la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de los circones de muestras obtenidas en el perfil Río Oro (Tomado de Ghiglione et al. 2015). (A) Muestra RB-05 de circones detríticos, (B) Muestra RB-03 de circones detríticos, (C) Muestra de toba RT-10 incluye imágenes de los circones y a la derecha el diagrama de concordia Tera-Wasserburg. (D) Histogramas de frecuencia para las unidades estudiadas y la/s fuente/s. Datos de edades para el Batolito Patagónico Norte tomado de Pankhurst et al. (1999, 2003) y Thomson et al. (2001), datos de edades los Eventos Volcánicos Jurásicos tomados de Pankhurst et al. (2000).

Edades de U-Pb en circones detríticos dan una edad máxima de deposición de 122 Ma para la Formación Río Belgrano y Miembro Inferior de la Formación Río

Tarde en la zona de lago Posadas (Ghiglione *et al.*, 2015), con picos que indicarían aporte del estadio volcánico V1 (Pankhurst *et al.*, 2000). Es decir que para el Aptiano, las áreas de procedencia principales se ubicarían al este/noreste.

Para la Formación Río Tarde Miembro Inferior y Formación Kachaike las areniscas plotearon entre el campo de orógeno reciclado y arco disectado a parcialmente disectado (Figuras 6.1 y 6.2; Tabla 6.1).

La edad de 112 ± 2 Ma obtenida mediante datación U-Pb en circones de una toba de la Formación Río Tarde Miembro Superior permitió asignar la edad de la formación a la edad del volcanismo contemporáneo. El volcanismo del Grupo Divisadero, ubicado hacia el norte, tiene una edad cretácica temprana acotada entre 118 y 116 Ma en el Aptiano (Pankhurst *et al.*, 2003). Para los 112-115 Ma se plantea una aceleración en la convergencia entre la placa de Farallón y la Sudamericana, generando relieve positivo (Ramos, 1979; Somoza y Ghidella, 2012).

No existe registro sedimentario desde el Cretácico Superior temprano hasta el Paleógeno (Ramos, 1979; Arbe, 1989; Giacosa y Franchi, 2001; Ghiglione *et al.*, 2016), con lo cual esta región de los APA estaría elevada, pudiendo ser área de aporte hacia el sector sur de la cuenca Austral (Ghiglione *et al.*, 2015).

En el Cenozoico ocurre la primera ingresión proveniente del océano Atlántico, representada por la Formación El Chacay. El análisis de procedencia realizado en el perfil de Río Belgrano indicó que la moda detrítica asignada a esta unidad, junto con la suprayacente Formación Santa Cruz, corresponde a un ambiente de arco transicional. En las muestras se reconocen varios tipos de texturas de rocas volcánicas, tanto ácidas como básicas. Para este período, que abarca el Mioceno temprano, se infiere un aporte local del basalto Posadas junto con componentes derivados del arco magmático ubicado al oeste. Este estadio corresponde a la cuenca de antepaís *sensu stricto* neógena (Cuadro 6.1), ubicado en el techo de cuña (*wedge-top*) recibiendo aporte tanto de la FPC, es decir aporte de componentes de arco magmático al oeste, como del dorso periférico (*forebulge*).

Capítulo 7: Indicadores cinemáticos

7.1 Introducción

El objetivo principal del presente capítulo fue caracterizar el campo de esfuerzo a lo largo de los APA, entre los lagos Buenos Aires y Burmeister, y dilucidar el complejo contexto tectónico. La deformación cenozoica en los APA se relaciona con la subducción de una serie de segmentos de la dorsal sísmica de Chile que separa las placas oceánicas de Nazca y Antártida. Un estilo de deformación contrastante se genera al norte y sur consecuencia del punto triple de Chile, ubicado a los 46° 30' latitud sur (véase Capítulo 2, Figuras 2.2, 2.4, y 2.7). Actualmente al norte de dicha unión triple la placa de Nazca se subduce rápida y ligeramente oblicua (8 cm/a NE; Somoza y Ghidella, 2012) produciendo una partición de la deformación a lo largo del sistema de fallas de rumbo dextral de Liquiñe-Ofqui (Cembrano *et al.*, 1996). Hacia el sur del punto triple se subduce lentamente la placa Antártica (2 cm/a ESE) generando poca o ninguna deformación en la placa continental Sudamericana junto con la interrupción del magmatismo de arco.

El punto triple ubicado hoy en día en la península de Taitao, ha migrado hacia el norte durante el Mioceno (Figura 2.7; Cande y Leslie, 1986; Aragón *et al.*, 2013) y consecuentemente el límite separando estos dominios contrastantes de deformación. Durante la subducción de cada segmento, el punto triple se mueve hacia el norte desde una posición inicial de 54°S a los 18 Ma, 52°S a los 14 Ma, 48°S a los 10 Ma, hasta su posición actual de 46°30'S desde los ~6-4 Ma (Breitsprecher y Thorkelson, 2008). Por tanto, nuestra hipótesis de trabajo es que la deformación de rumbo juegue un papel importante en los APA que ha experimentado subducción oblicua previo a la colisión de los segmentos de dorsal, y por otro lado establecer o asociar el estilo de deformación con la subducción de segmentos de la dorsal sísmica de Chile ya que es un caso excepcional para su estudio.

7.2 Metodología

7.2.1 Principios

En términos de metodología, el análisis de estrías y fallas se basa en el principio de Wallace y Bott (Wallace, 1951; Bott, 1959) que ha sido y es aún debate acerca de las relaciones de esfuerzo/deformación (Angelier y Mechler, 1977; Angelier y Goguel, 1979; Etchecopar *et al.*, 1981; Angelier, 1990; Gephart, 1990; Twiss y Unruh, 1998; Yamaji, 2003). Al margen de la hipótesis asumida, este principio considera que el deslizamiento de la falla es paralelo a la dirección de máximo esfuerzo de cizalla (considerado en el plano) del tensor de esfuerzo local espacialmente homogéneo. (Sue y Tricart, 1999, 2002, 2003; Champagnac *et al.*, 2003, 2004; Lacombe, 2012; Sue *et al.*, 2014).

El esfuerzo se define como fuerza sobre superficie en una dimensión:

$$\sigma = F/A \quad (1)$$

Como el esfuerzo es una magnitud vectorial se requiere de un tensor y se descompone en esfuerzo tangencial y normal (Figura 7.1). El tensor se describe con la siguiente matriz:

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad (2)$$

Debido a la simetría de los esfuerzos, los ejes principales quedan en la diagonal de la matriz (Ecuación (2); Figura 7.1). Se consideran los esfuerzos perpendiculares (σ) y paralelos (τ) definiendo 9 variables. Si se encuentran en equilibrio, es decir no hay rotación, se puede simplificar ya que:

$$\tau_{xy} = \tau_{yx}, \tau_{xz} = \tau_{zx}, \text{ y } \tau_{yz} = \tau_{zy} \quad (3)$$

En el nuevo sistema de ejes, el tensor de esfuerzos se puede describir gráficamente mediante un elipsoide triaxial (Figura 7.2), cuyos tres ejes corresponderían a los tres ejes normales del sistema y sus magnitudes corresponden a las magnitudes de los tres esfuerzos principales.

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad (4)$$

$$\tau = \sigma \cdot n \quad (5)$$

Por lo tanto el estado de esfuerzos puede caracterizarse por tres ejes principales que a su vez definen el elipsoide de esfuerzos con el esfuerzo de máxima compresión σ_1 , intermedio σ_2 y el mínimo σ_3 . Existe un cuarto parámetro definido como radio ϕ , que representa la forma del elipsoide de esfuerzo:

$$R\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (6)$$

El tensor de esfuerzos reducido contiene entonces 4 variables independientes o parámetros: σ_1 , σ_2 , σ_3 y $R\phi$.

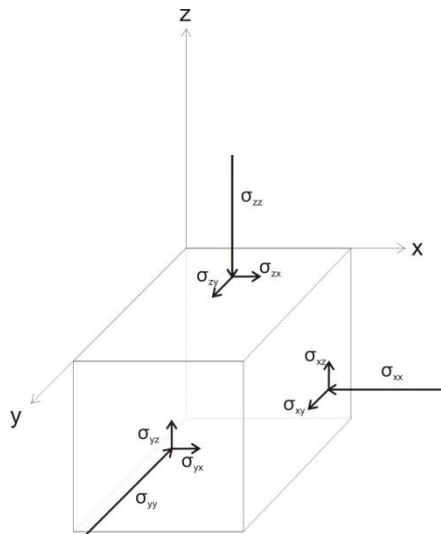


Figura 7.1: Estado de esfuerzos definido para un punto.

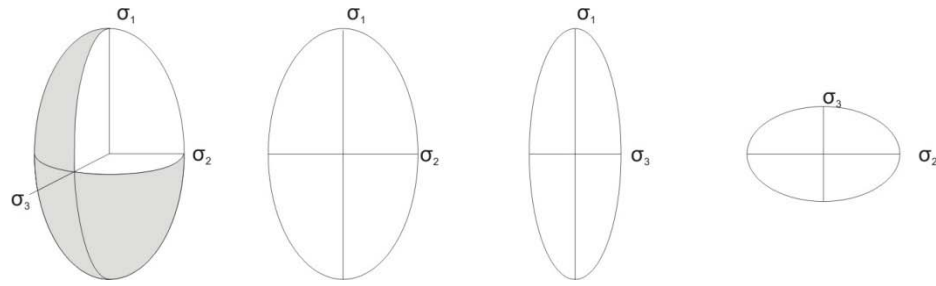


Figura 7.2: Elipsoide de esfuerzo triaxial.

Existen dos grandes grupos de métodos para estudiar el tensor de esfuerzos a partir de datos de falla, los métodos gráficos (Compton, 1966; Arthaud, 1969; Angelier y Mechler, 1977) y los numéricos (Carey y Brunier, 1974; Etchecopar *et al.*, 1981; Angelier, 1984, 1989; Gephart y Forsyth, 1984; Michael, 1984; Reches, 1987; Gephart, 1988).

7.2.2 Métodos gráficos

Los ejes P y T hacen referencia a los ejes de presión y tensión respectivamente y pueden corresponder (aunque no necesariamente) a los ejes principales σ_1 y σ_3 (Figura 7.3). Este método visualiza rápidamente la geometría y sentido de movimiento de la falla. El eje σ_1 corresponde al eje compresivo P, mientras que el eje σ_3 hace referencia al eje extensivo T.

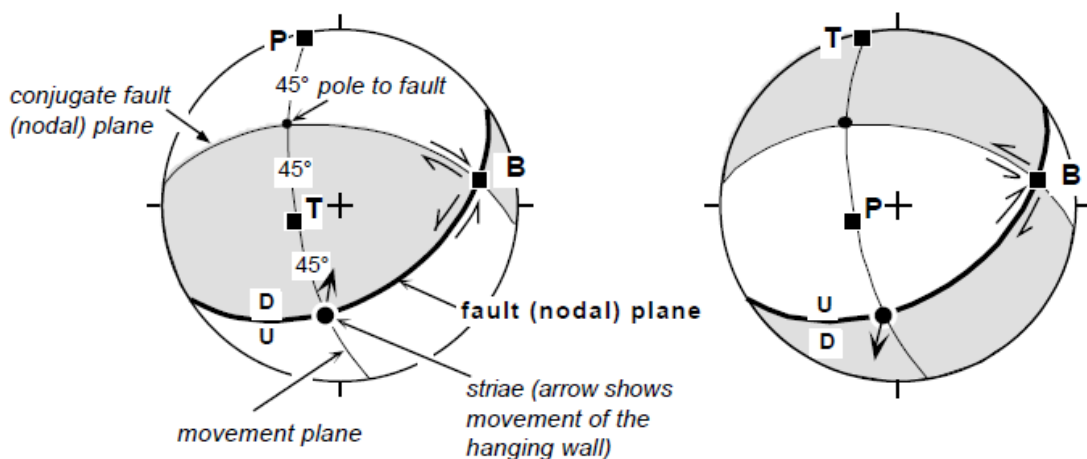


Figura 7.3: Ejes P y T.

El método diedro de Angelier y Mechler (1977) plantea un rango de posibles orientaciones para los ejes principales. Tiene en cuenta errores en la determinación del sentido de movimiento de la falla, presencia de fallas que corresponden a otro régimen de esfuerzos (fracturas preexistentes, McKenzie, 1969), dispersión natural de desplazamiento de fallas (que no cumplen con la hipótesis de Wallace-Bott) y errores en ángulos de las mediciones realizadas.

7.2.3 Métodos de inversión

Los métodos de inversión se utilizan ampliamente para análisis de falla y mecanismos focales en terremotos. A partir de indicadores cinemáticos, en este caso estrías de falla, permiten establecer el estado de esfuerzos que mejor ajusta para una determinada orientación de las mismas.

La información fundamental para realizar la inversión de esfuerzos es la orientación de los planos de falla y las estrías, junto con el sentido de movimiento. En base a estos datos se obtienen 4 parámetros del tensor de esfuerzos reducido: los principales ejes de esfuerzo σ_1 , σ_2 , σ_3 , y el radio ϕ .

Cabe mencionar que existen discusiones y debate acerca de los métodos de inversión ya que se plantea si la solución hace referencia a esfuerzo o deformación (Gephart, 1990).

Twiss y Unruh (1998) exponen que los indicadores cinemáticos son marcadores de deformación y no dan información de esfuerzo. Delvaux y Sperner (2003) basados en Angelier (1989, 1991, 1994) consideran que el tensor de esfuerzo es función de la inversión de indicadores cinemáticos y modela la distribución del desplazamiento en cada plano de falla. Aclara que esa premisa vale cuando se inicia el fallamiento, luego pueden ser muchos tensores los que caractericen esa reactivación.

Actualmente existen numerosos métodos y programas de computación con procedimientos estándar para procesar datos de indicadores cinemáticos. En el presente trabajo se utilizaron *softwares* libres para realizar dicha inversión: *Tensor 5.8.5* (Delvaux, 1993) y *MIM 6.02* (Yamaji *et al.*, 2011).

Los métodos de inversión directa utilizan cuadrados mínimos (Angelier, 1991; Sperner *et al.*, 1993), algoritmos iterativos (Etchecopar *et al.*, 1981) o métodos de grillado (Gephart, 1990; Unruh *et al.*, 1996).

Los métodos directos son rápidos, con mayores requerimientos matemáticos. Los métodos iterativos por su parte son más robustos y utilizan algoritmos más simples.

7.2.4 Del campo al gabinete

Para las tareas de campo, inicialmente se diagramaron sectores para realizar las mediciones, de acuerdo a la logística, accesos, distancia y unidades de interés. Se realizó un esquema de sitios a relevar desde el lago Buenos Aires hasta el lago Burmeister. Los datos que se tomaron fueron del plano de la falla y estrías. Para el plano de falla se tomó dirección de inclinación e inclinación, mientras que para las estrías se midió el azimut y hundimiento. Cuanto mayor sea la cantidad de planos con distintas orientaciones mejor representará el estado de esfuerzos obtenido. Los planos de falla reconocidos eran centimétricos a métricos en ocasiones. La mineralización más común fue la calcita, aunque también se encontró hematita. Otro rasgo tenido en cuenta fueron los escalones de riedel (Angelier, 1979; Figura 7.4).

Se midieron alrededor de 1000 planos de falla con sus respectivas estrías. Se tomó la orientación del plano de falla y la estría como se detalló en el párrafo anterior, junto con su sentido de movimiento y un criterio de certeza para cada una.

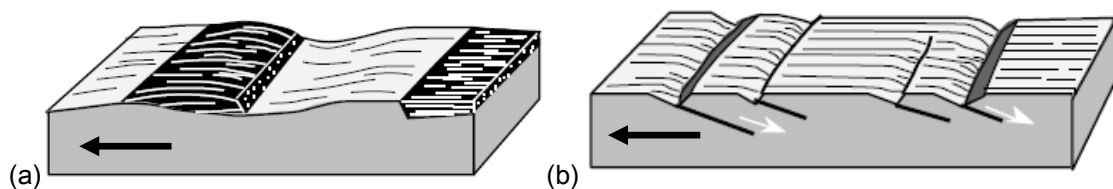


Figura 7.4: Criterios de sentido de movimiento de planos de falla (tomado de Petit, 1987): (a) Fibras o escalones minerales, (b) Escalones de riedel.

El primer filtro o separación de datos se realiza en el campo, discriminando familias, planos conjugados, planos de falla de escala centimétrica a métrica, planos de falla de planos de estratificación (S_0), etc. Luego, los datos se volcaron en los softwares Tensor y MIM para su procesamiento. Alrededor del 10% fue descartado por su falta de ajuste.

El programa Tensor utiliza tres métodos para calcular los ejes de paleoesfuerzo. En primer lugar, se observa la distribución de los ejes de presión (P) y tensión (T), y luego se obtienen los resultados preliminares de los parámetros σ_1 , σ_2 , σ_3 y $R\phi$, con el método de *Right Dihedro* (Angelier y Mechler, 1977). Finalmente el programa utiliza una función llamada “Rotación Optimizada”, esta función realiza un procedimiento de inversión iterativa (Delvaux y Sperner, 2003). Esto quiere decir que para cada sigma el programa da una solución y luego lo repite hasta que encuentra un campo de esfuerzos estable.

El *software* utilizado para confeccionar el mapa de paleoesfuerzos finales fue MIM de Yamaji *et al.* (2011) debido a su estabilidad. En detalle, este programa trabaja con 60000 estados de esfuerzo definidos en intervalos uniformes en una hiperesfera que corresponde a cualquier esfuerzo calculado (Sato y Yamaji, 2006). Su precisión depende de la densidad de puntos en la grilla y de los datos. Este método tiene un primer filtro que descarta las fallas incompatibles. Se colocó el factor $k=5$ recomendado. Se consideró que este método representa apropiadamente los tensores en nuestro estudio ya que la grilla computacional está distribuida, mejorando de esta manera la resolución y eficacia del método de inversión (Yamaji, 2000; Sato y Yamaji, 2006).

En la sección final de anexos se presenta la tabla completa con parámetros obtenidos (orientación de los ejes de esfuerzos y radio ϕ) para distintas inversiones realizadas.

Los sitios relevados abarcaron desde rocas paleozoicas hasta miocenas, si bien la mayoría de los indicadores cinemáticos se midieron en el Complejo El Quemado, representando un 67% de la base de datos. En unidades del Mioceno temprano, correspondientes a la Formación Centinela en la zona de lago Buenos Aires, Formación Río Jeinemeni y Formación Santa Cruz, representan el 15% de la base de datos, mientras que el 11% se registró en la Formación Río Lácteo, y el restante 7% corresponde a las formaciones Springhill, Río Belgrano y Río Tarde (Miembro Superior).

7.3 Resumen

Los APA durante el Mioceno han experimentado subducción rápida y de alto ángulo seguida por el acercamiento y colisión de la dorsal oceánica de Chile. Se presenta a continuación un estudio cinemático que caracteriza el campo de paleoesfuerzos a partir de indicadores frágiles para un mejor análisis de la deformación de la corteza superior en este complejo escenario. Si bien existen estudios previos que sugieren que la cinemática de deformación fue variable, y resulta interesante que en un ambiente de subducción prolongado los tensores de paleoesfuerzos son principalmente de rumbo (55%) ampliamente distribuidos en el dominio de basamento, mientras que el 35% es extensional y menos de un 10% es compresivo, concentrado a lo largo del corrimiento principal. Relaciones de corte y deformación sinsedimentaria indicaron un régimen transcurrente extendido interrumpido por un evento extensional en el Mioceno temprano en el antepaís previo al principal evento de compresión. Los resultados son discutidos en modelos geodinámicos contrastantes entre acople/desacople de placas y dirección y tasa de convergencia de la placa subductada para explicar los principales mecanismos que controlan la deformación del retroarco.

Late Cenozoic brittle deformation in the Southern Patagonian Andes: Record of plate coupling/decoupling during variable subduction?

Vanesa Barberón¹; Christian Sue²; Matías Ghiglione¹; Gonzalo Ronda¹; Eugenio Aragón^{3,4}

¹ IDEAN (Universidad de Buenos Aires-CONICET), Buenos Aires, Argentina

² Université de Bourgogne–Franche-Comté, CNRS-UMR6249, Besançon cedex, France

³ Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), La Plata, Argentina

⁴ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata, La Plata, Argentina

Abstract

The Andes of southern Patagonia experienced a Miocene shift towards faster and higher angle subduction followed by the approach and collision of the Chile oceanic ridge. We present a kinematic study characterizing palaeostress fields computed from brittle tectonics to better constrain upper crustal deformation during this complex scenario. Although previous studies already suggested variable kinematics, it is striking that in a long-lasting subduction environment, the computed palaeostress tensors are mostly strike-slip (55%), while 35% are extensional, and only 10% compressive which are concentrated along a main frontal thrust. Cross-cutting relationships and synsedimentary deformation indicate that a long-lived strike-slip regime was punctuated by a lower Miocene extensional event in the foreland before the main compressional event. The results are discussed in contrasting geodynamic models of plate coupling/decoupling versus direction and rate of convergence of the subducting plate, to explain the main mechanisms that control back-arc deformation.

Keywords: brittle deformation, geodynamics, Patagonia, plate coupling/decoupling, Southern Andes, tectonics.

1. Introduction

Evolution of Neogene deformation in the Southern Patagonian Andes (SPA) was related to changes in convergence vectors and to subduction of the Chile oceanic ridge (COR; Bourgois *et al.*, 2000; Ghiglione and Cristallini, 2007; Scalabrino *et al.*, 2010; Somoza and Ghidella, 2005, 2012). During an early Miocene plate reorganization event (~23 Ma; Lonsdale, 2005), oblique subduction towards southern South America shifted from subduction of the Farallon plate (NE ~5 cm/yr) to the faster and higher angle Nazca plate (ENE ~15 cm/yr) (Somoza and Ghidella, 2005, 2012). This event was followed by collision of segments of COR since ~15 Ma, generating contrasting scenarios of subduction north and south of the Chile triple junction (CTJ).

Oblique subduction of the fast and oblique Nazca plate (azimuth 10° 8 cm/yr; DeMets *et al.*, 1990; Gripp and Gordon, 1990) north of the CTJ presently produces partitioning of deformation along the Liquiñe-Ofqui dextral strike-slip system (Figure 7.5a; Hervé, 1994), while south of the CTJ, subduction of the slower Antarctic plate (NE 2 cm/yr) generates almost no upperplate- related deformation (Scalabrino *et al.*, 2010). The CTJ has moved northward from ~55° to its present position at ~46° during the Miocene (e.g. Aragón *et al.*, 2013; Cande and Leslie, 1986; Scalabrino *et al.*, 2011), and our working hypothesis is that the boundary separating these two contrasting deformation domains has moved accordingly. Therefore, strike-slip deformation could dominate in the SPA, which has undergone a long period of oblique subduction previous to collision of ridge segments (Figure 7.5b–d).

In order to characterize and understand the stress field along the foothills of the SPA, we present 54 new palaeostress tensors, obtained at 48 sites (Figure 7.6a). We established a succession of the three end-member tectonic regimes in a quite short period of time. Analysis of cross-cutting relations and synsedimentary deformation indicates that long-lasting transcurrent deformation was interrupted by a prompt extensional event coeval with the early Miocene plate reorganization, followed by the compressional event producing basement thrusting. Our results show that back-arc deformation is strongly affected by oceanic plate reorganization in the subduction zone, and can lead to fundamental contrasts in terms of tectonic and sedimentary events.

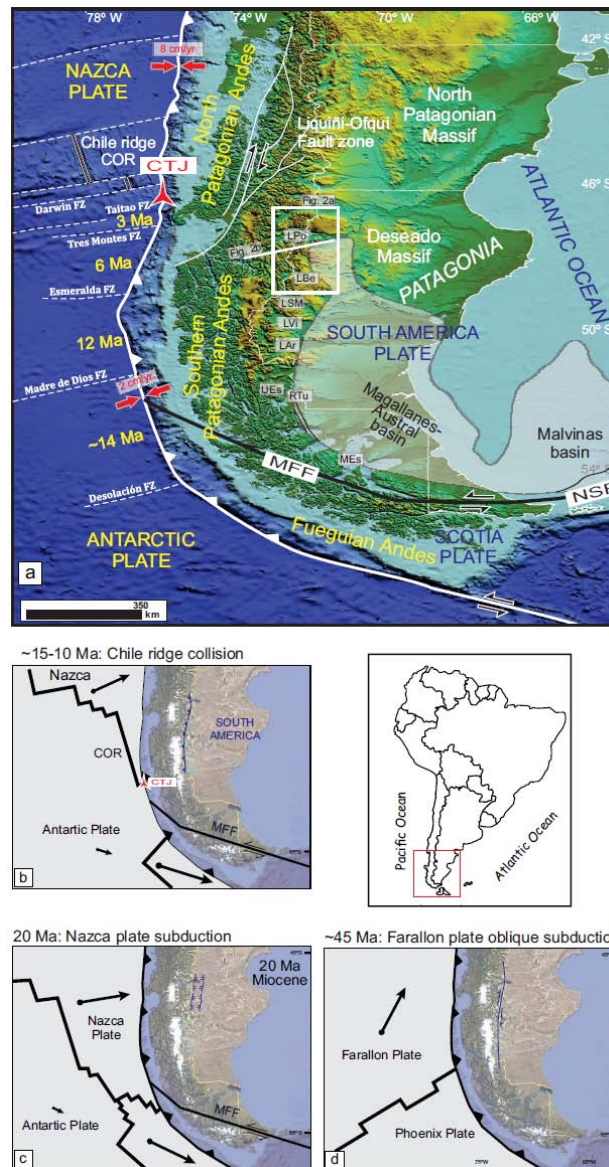


Figure 7.5: (a) Location of main morphostructural units and tectonic features discussed in the text and location of figures, after Ghiglione et al. (2010, 2016) and references therein. Yellow Ma ages in the Pacific trench indicate the time of collision of each Chile ridge segment between oceanic transform fault zones. Red opposing arrows indicate relative convergence between plates cited along the text. COR, Chile oceanic ridge; FZ, transform fault zone; LAr, Lago Argentino; LBe, Lago Belgrano; LPo, Lago Posadas; LSM, Lago San Martín; LVi, Lago Viedma; MEs, Magallanes Strait; MFF, Magallanes-Fagnano fault; NSR, North Scotia Ridge; RTu, Río Turbio; SAz, Seno Almirantazgo; UEs, Última Esperanza. (b–d) Sketches showing Cenozoic tectonic evolution. Plate configuration and convergence rates from Cande and Leslie (1986), Somoza and Ghidella (2012) and Eagles and Jokat (2014): (b) Late Miocene ~15–10 Ma: Compressional deformation was active along the Basement thrust front. (c) Early Miocene ~20 Ma: the Nazca plate initiates an orthogonal convergence to the South American plate coeval with extensional axes trending ~E–W. (d) Eocene ~45 Ma: the Farallon plate's movement is oblique to the trench, leading to major transcurrent mode of deformation.

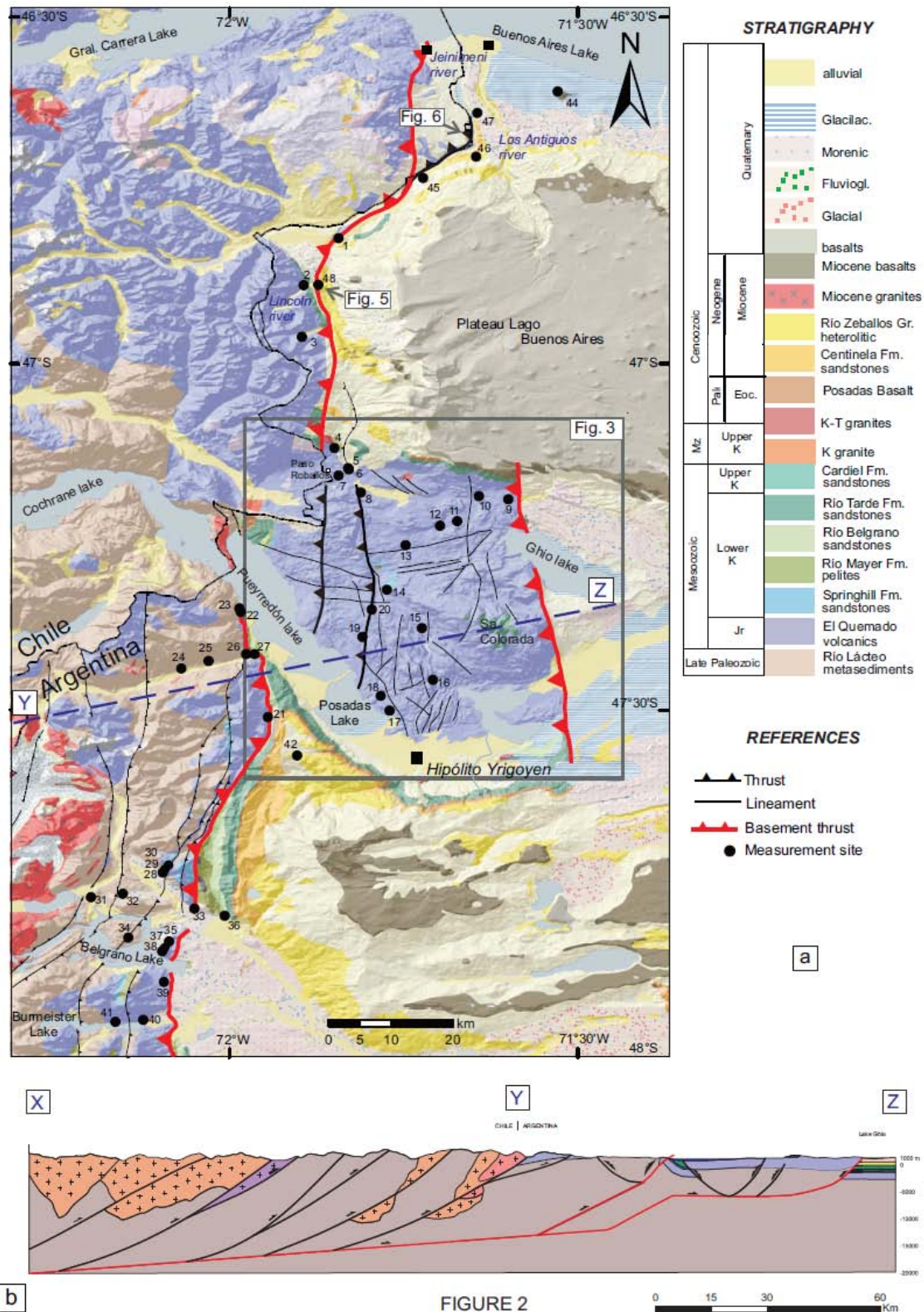


Figure 7.6: (a) Geological and structural map modified after Giacosa and Franchi (2001) and Escosteguy et al. (2003) showing measurement sites and main structures discussed in the text and (b) regional cross-section. See Figure 1 for location of both figures.

2. Geological and tectonic setting

The Late Cenozoic evolution of the SPA is one of the most prominent examples of coupling between subduction dynamics, climate and tectonic deformation (Lagabriele *et al.*, 2009). Existing thermochronological data (Fosdick *et al.*, 2013; Guillaume *et al.*, 2013; Thomson *et al.*, 2001; Thomson *et al.*, 2010) indicate enhanced exhumation that migrated eastward between ~33 Ma and 5–3 Ma, potentially related to the approach and collision of the COR (Haschke *et al.*, 2006; Scalabrino *et al.*, 2011). For the northern SPA, a Miocene preridge dextral transpressional deformation due to fast oblique subduction has been proposed (Scalabrino *et al.*, 2009), followed by late Miocene–Pliocene compression during ridge collision and a postridge extensional stage concomitant with glaciations at the latitude of the present CTJ (Lagabriele *et al.*, 2004, 2007). However, kinematic data necessary to understand the complex space and time pattern of deformation are still scarce at a more detailed regional scale, the nature and kinematics of faulting being still open to discussion.

The studied sector is subdivided by the Basement thrust, a segmented fault with east vergence and ~N–S orientation (Figures 7.6a and 7.7a), which superposes Jurassic–Cretaceous and Late Cenozoic rocks over the Miocene units (Giacosa and Franchi, 2001). The basement front segment delimited by the Sierra Colorada Fault is shifted towards the east relative to the regional trend (Figures 7.6a, b and 7.7a), a characteristic that can be related to the tectonic inversion of Mesozoic rift structures in the foreland (Giacosa and Franchi, 2001; Sruoga *et al.*, 2014), as shown also in the southern end of the SPA (Ghiglione *et al.*, 2014; Likerman *et al.*, 2013). The structural domain located to the west of the Basement thrust is characterized by NNW-oriented fold-and-thrust sheets involving Palaeozoic basement with ductile deformation, Jurassic synrift volcanics and Cretaceous retroarc sequences (Ghiglione *et al.*, 2016; Ghiglione *et al.*, 2015; Giacosa and Franchi, 2001). The external domain placed to the east is composed of Mio-Pliocene and some scattered Cretaceous units, which form a frontal monocline (Figure 7.6).

3. Brittle deformation analysis

We used field observations and mapping work at different scales, ranging from satellite images (Figure 7.7a) to meso-scale field observations and measurements (Figures 7.8, 7.9a and 7.10). At a regional scale, satellite image analysis (Landsat TM, ALOS-PALSAR) west of Sierra Colorada fault led to the mapping of kilometric-scale

lineaments in the El Quemado Complex (Jurassic volcanics) (Figure 7.7a). Analysis of lineament directions shows three main families, a dominant N–S oriented set, and secondary W–NW, and E–NE families (Figure 7.7b). The comparison with directional statistics of the meso-scale faults measured in the same area reveals a good correlation (Figure 7.7b). Indeed, the N–S-trending set and E–NE fault directions are recognized. The comparison between faults and lineament distributions at complementary scales confirms that meso-scale faults are representative of the distribution of regional brittle deformation (Ghiglione, 2002; Rosenau *et al.*, 2006).

The established directional distribution overall fits well with a regional N–S right-lateral Riedel fault system (Figure 7.7c; Riedel, 1929) parallel to the front of the orogen, as shown by well represented N–S-trending main M dextral faults and N–NE-trending R dextral faults (Figure 7.7d). E–NE-trending R' left-lateral faults, and N–NW-trending P dextral faults show some scattering and also have a reasonably good fit (Figure 7.7d). The N–NE families of reverse faults and N–NW extensional faults can be related, respectively, to the compressional and extensional events described below.

Beyond this specific mapping justified by the exceptional exposure of large-scale brittle structures in the El Quemado Complex, we systematically collected minor fault data (Figures 7.8 and 7.9a) along the frontal region of the SPA to determine the related palaeostress orientations.

In terms of methodology, fault/striae analysis is based on the Wallace and Bott principle (Bott, 1959; Wallace, 1951), which has long been discussed and still remains a matter of debate concerning stress versus strain relationships (e.g. Angelier and Mechler, 1977; Twiss and Unruh, 1998; Yamaji, 2000). This principle states that faults slip parallel to the direction of maximum resolved shear stress on the considered plane of the local spatially homogeneous stress tensor (refer to Lacombe, 2012; Riller *et al.*, 2017 for further discussion).

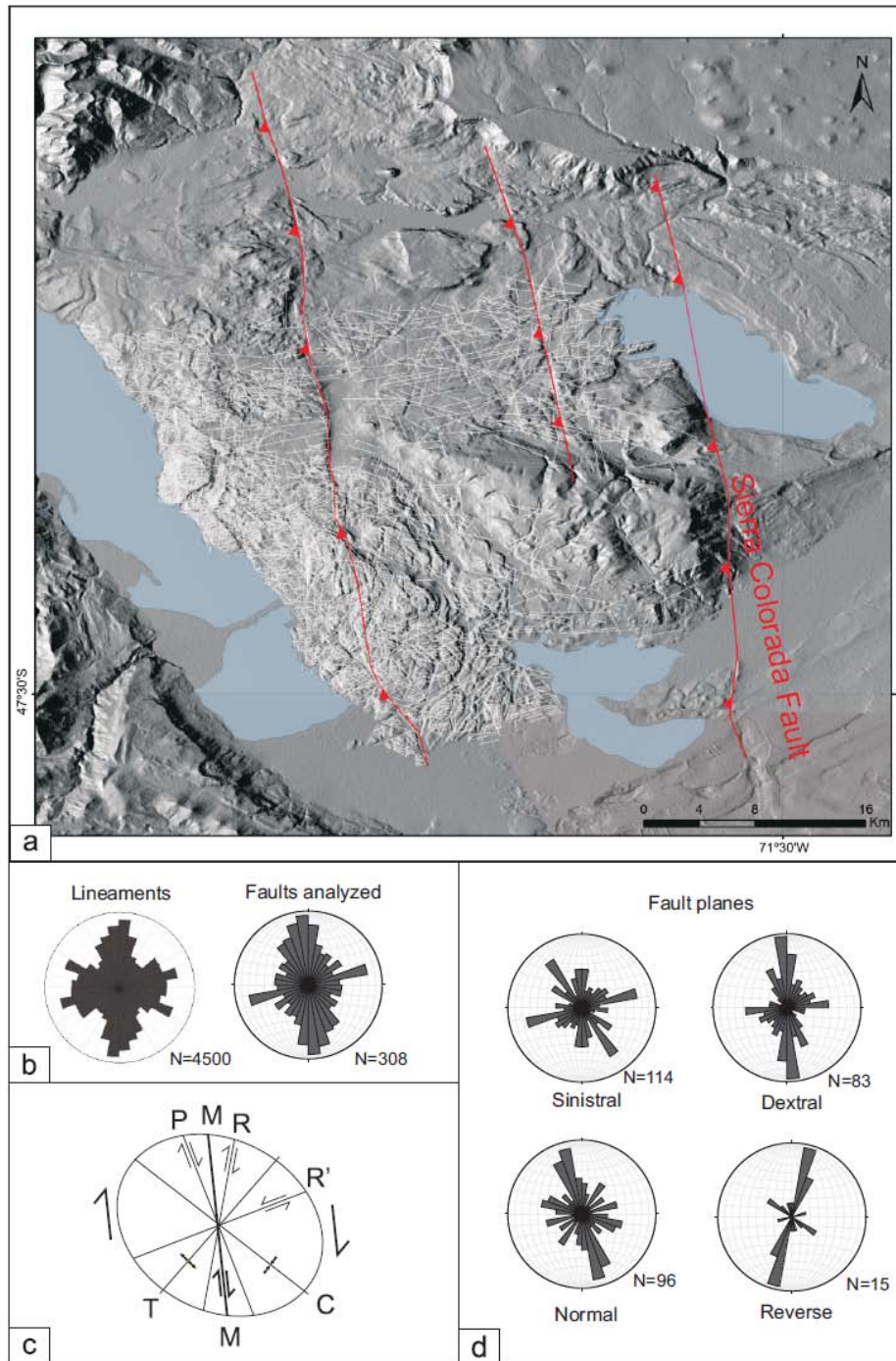


Figure 7.7: (a) Satellite image interpretation of structural lineaments corresponding to large-scale brittle features measured in Jurassic rocks from El Quemado Complex and main mapped thrusts. See geological map from Figure 7.6 for location. (b) Plot of the 4,500 lineaments drawn on the satellite image (Ronda et al., 2014) and the 308 micro-to-meso-scale fault planes measured on the same sector in this study. (c) Theoretical dextral N-S Riedel system oriented in a fashion where each one of its constituents fits the established directional distribution of fault planes corresponding to the correspondent movement shown in (d). (d) Fault plane separation according to deformation type, notice the close similarity of those predicted by a Riedel system, shown in (c).

About 1,000 fault planes and their slickensides were measured at 48 sites, from which 54 palaeostress tensors were calculated, including their principal stress orientations and the related Φ -ratio ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$) representing the shape of the stress ellipsoid (see Table 1 with detailed parameters and the stereonet plate provided in the Supporting Information). In six sites, superimposed brittle deformation stages could be differentiated from crosscutting relationships, leading to two palaeostress tensor inversions (Table 1). The MIM© software was used in order to determine the stress axes (Yamaji *et al.*, 2011). The stability and the quality (Q parameter) of each tensor were estimated from a series of criteria, including the visualization of the inverse function (Yamaji, 2000), the distribution of the measurements, the number of faults used in the inversion, the average misfit angle M and a geometrical coherency test using the geometric right-dihedra method (Angelier and Mechler, 1977) and PBT method (Delvaux, 1993).

Tensor's qualities were classified from 1 (very good) to 3 (low quality), and only about 15% of the measurements have been discarded due to the high misfit individual angle. About 13 tensors exhibit plunge of subhorizontal axes above 15° , and only two above 20° , and/or plunges of subvertical axes lower than 70° , and could be back-tilted according to S0 (palaeo-horizontal) following the Andersonian theory. These tensors were rotated to test changes in stress orientation, but only number 48 presented noticeable changes and reasonable field arguments showing its tilting (Figure 7.9b,c; see Discussion below). Accordingly, only tensor 48 was kept rotated in the final database.

The overall stress map (Figure 7.11) includes comparable strain axes; shortening and stretching directions published by Diraison *et al.* (2000) and Lagabriele *et al.* (2004). The obtained stress field is quite complex, and presents the three main deformational modes (extension, compression and strike-slip). Looking at the strike-slip tensors (about 55% of the total), two major directions arise from our database (Figure 7.11), with subhorizontal σ_1 at az. $\sim 30^\circ$ and $\sim 110^\circ$, associated to subhorizontal σ_3 axis at az. $\sim 120^\circ$ and $\sim 20^\circ$, respectively. Extensional tensors represent 35% of our database with corresponding best σ_3 axis oriented at az. $\sim 60^\circ$ (dominant direction) and az. $\sim 150^\circ$ (minor direction). A minority of reverse tensors (10%) arise with a best σ_1 axis oriented at az. $\sim 45^\circ$.

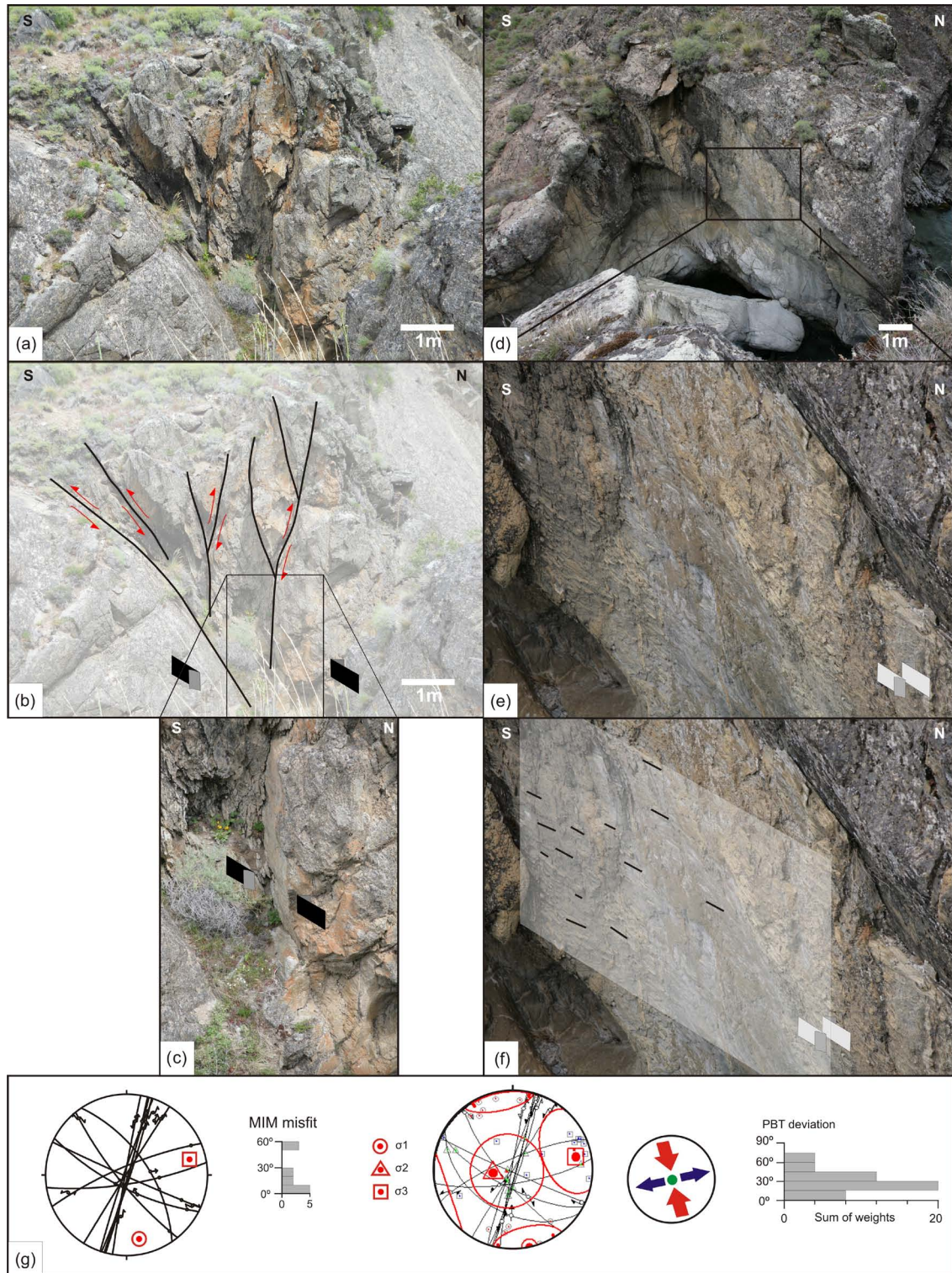


Figure 7.8: (a) Positive flower structure with left-lateral strike-slip movement in Palaeozoic rocks (Río Lácteo Formation). (b) Detail of the pop-up structure and (c) of the sinistral fault plane. (d–f) fault plane and sinistral striae near the same site. (g) Stereonets for Site 24, MIM on the left (σ_1 az. 169° and σ_3 az. 76° , $n = 12$, $PHI = 0.76$) and PBT on the right (σ_1 az. 182° and σ_3 az. 88° , $n = 12$, $PHI = 0.33$) along with their misfits

Outcrop parameters							Multiple inverse method							Q	DEF
ID	Latitude	Longitude	Lithology	So (az/dip)	Age	Fm	N	n	σ_1 (az/pl)	σ_3 (az/pl)	φ	M			
Site 1-1	46°49,064'	71°50,522'	Tuff	105/15	Ki	RT	11	11	221/6	111,1/1,1	0,6	9,75	2	SS	
Site 1-2	46°49,064'	71°50,522'	Tuff	105/15	Ki	RT	27	27	5/80	273,1/0,3	0,74	9,67	1	N	
Site 2	46°53,152'	71°53,242'	Andesite	345/40	J	QC	20	17	46/2	251,6/87,7	0,62	10,94	2	R	
Site 3	46°57,674'	71°53,698'	Dike	345/40	J	QC	15	11	230,4/5,7	347,4/77,6	0,15	22	3	R	
Site 4	47°07,330'	71°50,922'	Tuff	10/30	J	QC	14	12	283,5/5,5	159,2/80,4	0,67	16,4	2	R	
Site 5	47°09,090'	71°49,714'	Tuff	180/5	J	QC	17	15	130,7/76,4	260,8/8,8	0,7	7,3	2	N	
Site 6	47°09,256'	71°49,661'	Tuff	190/10	J	QC	10	10	79/13	345,6/14,6	0,5	14,22	2	SS	
Site 7-1	47°09,702'	71°50,602'	Rhyolite	155/25	J	QC	17	13	134,6/70,9	344/16,7	0,4	8,12	2	N	
Site 7-2	47°09,702'	71°50,602'	Rhyolite	155/25	J	QC	21	18	221/2	130,3/19	0,5	27,1	3	SS	
Site 8	47°11,137'	71°48,574'	Pyroclastic	135/20	J	QC	26	20	220/8	128,9/8	0,39	19,29	2	SS	
Site 9	47°11,743'	71°35,941'	Rhyolite	200/10	J	QC	12	12	102,3/15,8	12,3/0	0,5	8,83	3	SS	
Site 10	47°11,445'	71°38,453'	Rhyolite	5/5	J	QC	12	12	123/14	30/11,7	0,52	8,46	2	SS	
Site 11	47°13,629'	71°40,279'	Rhyolite	220/15	J	QC	10	10	67/5	158,8/18,9	0,5	9,76	1	SS	
Site 12	47°14,093'	71°41,767'	Pyroclastic	225/10	J	QC	14	10	137,7/13,9	229,2/6,1	0,7	15,79	2	SS	
Site 13	47°15,701'	71°44,720'	Pyroclastic	10/15	J	QC	17	17	29/7	121,8/20,9	0,5	10,45	2	SS	
Site 14	47°19,570'	71°46,385'	Silicified tuff	15/10	J	QC	26	20	334,7/18,3	70,3/16,1	0,45	22,92	2	SS	
Site 15-a	47°22,921'	71°43,392'	Silicified tuff	340/13	J	QC	15	10	236/87	9/2	0,2	10,97	2	N	
Site 15-b	47°22,921'	71°43,392'	Silicified tuff	340/13	J	QC	13	11	161/8	70,1/6,9	0,21	27,34	3	SS	
Site 16	47°27,425'	71°42,368'	Tuff	160/22	J	QC	14	10	175/12	267/18,7	0,58	7,29	1	SS	
Site 17	47°30,063'	71°46,186'	Green tuff	35/17	J	QC	21	16	290/12	28/12,6	0,6	20,94	2	SS	
Site 18	47°28,758'	71°46,929'	Gray tuff	0/0	J	QC	17	16	283/76	66,2/11,2	0,25	13,06	2	N	
Site 19	47°23,748'	71°48,498'	Red tuff	10/19	J	QC	12	11	198/20	291,7/10,3	0,57	15,78	3	SS	
Site 20-a	47°21,362'	71°47,664'	Light green tuff	135/22	J	QC	8	8	10/77	244,7/7,6	0,17	12,31	3	N	
Site 20-b	47°21,362'	71°47,664'	Light green tuff	135/22	J	QC	16	16	289/8,7	199,1/0,1	0,52	15,56	2	SS	
Site 21	47°30,565'	71°56,646'	Pyroclastic	200/64	J	QC	29	22	34,4/11	124,6/1	0,7	25	2	SS	
Site 22	47°21,567'	71°58,980'	Quartz sandstones	237/32	Ki	Sp	20	15	342,2/19	248,2/11,2	0,4	20	2	SS	
Site 23-a	47°21,211'	71°59,042'	Metasedimentary	NA	Pz	RL	10	10	152,9/18,2	248,4/16,5	0,8	19,64	3	SS	
Site 23-b	47°21,211'	71°59,042'	Rhyolite sill	160/40	J	QC	9	9	267/17	173,8/10,6	0,41	16,13	2	SS	
Site 24	47°26,398'	72°04,122'	Metasedimentary	NA	Pz	RL	14	12	169/12	76,3/12,7	0,76	21,43	3	SS	
Site 25	47°25,760'	72°01,747'	Metasedimentary	NA	Pz	RL	18	14	145/19,6	319,1/70,4	0,6	18,88	2	R	
Site 26-a	47°25,164'	71°58,496'	Rhyolitic tuff	170/50	J	QC	10	10	354,8/9,4	87,5/15,7	0,52	12,69	2	SS	
Site 26-b	47°25,164'	71°58,496'	Rhyolitic tuff	170/50	J	QC	12	11	110/16	200,5/2	0,51	13,94	2	SS	
Site 27	47°25,130'	71°57,822'	Sandstones	290/36	Ki	RB	23	15	276/77	69,4/11,8	0,75	16,19	2	N	
Site 28	47°44,132'	72°05,674'	Conglomerates	330/30	J	QC	21	17	262/8	170,2/11,9	0,11	15,4	2	SS	
Site 29	47°43,954'	72°05,515'	Pyroclastic	340/45	J	QC	40	33	111/17,7	203,7/12,7	0,9	29,72	3	SS	
Site 30	47°43,729'	72°05,251'	White tuff	350/16	J	QC	25	21	18,4/84,9	194,4/5,1	0,2	16,55	2	N	
Site 31	47°46,328'	72°11,933'	Metasedimentary	NA	Pz	RL	14	10	193,4/77,6	20,5/12,3	0,2	21,96	3	N	
Site 32	47°45,954'	72°09,192'	Metasedimentary	NA	Pz	RL	12	9	133,7/19,1	36,9/18,9	0,7	18,47	2	SS	
Site 33	47°47,187'	72°02,999'	Pyroclastic	355/23	J	QC	19	15	40/1	130,1/9,9	0,75	10,73	3	SS	
Site 34	47°49,820'	72°8,716'	Metasedimentary	NA	Pz	RL	22	18	51/84	261,2/5,2	0,37	15,37	2	N	
Site 35	47°50,079'	72°05,197'	Tuff	190/41	J	QC	21	21	112/5	20,5/16,9	0,1	16,7	1	SS	
Site 36	47°47,877'	72°00,334'	Sandstones	350/25	Ki	RB	8	8	100/13	194,1/17,5	0,25	14,25	3	SS	
Site 37	47°51,032'	72°05,521'	Tuff	180/18	J	QC	19	18	354/10	260,5/18,7	0,85	17,13	3	SS	
Site 38	47°50,967'	72°05,992'	Green tuff	185/24	J	QC	18	14	112/71	280,4/18,7	0,74	22,31	2	N	
Site 39	47°53,599'	72°05,598'	Dark Green Tuff	350/15	J	QC	30	25	276,6/75,8	142/10	0,6	15,52	2	N	
Site 40	47°56,899'	72°07,378'	Green dacite	355/32	J	QC	20	19	44,1/82,2	149/1,9	0,5	16,63	2	N	
Site 41	47°57,099'	72°09,757'	Silicified tuff	350/28	J	QC	20	17	282/10	189,9/11,9	0,7	26,9	3	SS	
Site 42	47°33,955'	71°54,090'	Sandstones	0/0	Mi	SC	25	24	270,8/10,7	180,3/3	0,3	9,4	1	SS	
Site 43	47°03,956'	70°49,184'	Sandstones	0/0	Mi	SC	20	19	50,9/86,3	310,9/0,7	0,3	12,94	1	N	
Site 44	46°36,435'	71°31,749'	Sandstones	30/5	Mi	SC	20	14	26,6/79,1	190/10,4	0,2	12,01	2	N	
Site 45	46°44,312'	71°43,328'	Sandstones	5/5	Mi	SC	12	9	297,3/83,3	27,2/0	0,2	7,83	2	N	
Site 46	46°42,078'	71°38,763'	Sandstones	0/0	Mi	SC	17	14	321,2/80,5	151,3/9,4	0,2	7,9	1	N	
Site 47	46°38,324'	71°38,685'	Sandstones	350/5	Mi	Cnt	16	10	333,2/72,4	140,2/17,2	0,65	8,84	2	N	
Site 48	46°53,158'	71°52,353'	Sandstones	340/86	Mi	Jn	33	21	78,5/77,3	240,2/12,1	0,5	13,7	2*	N	

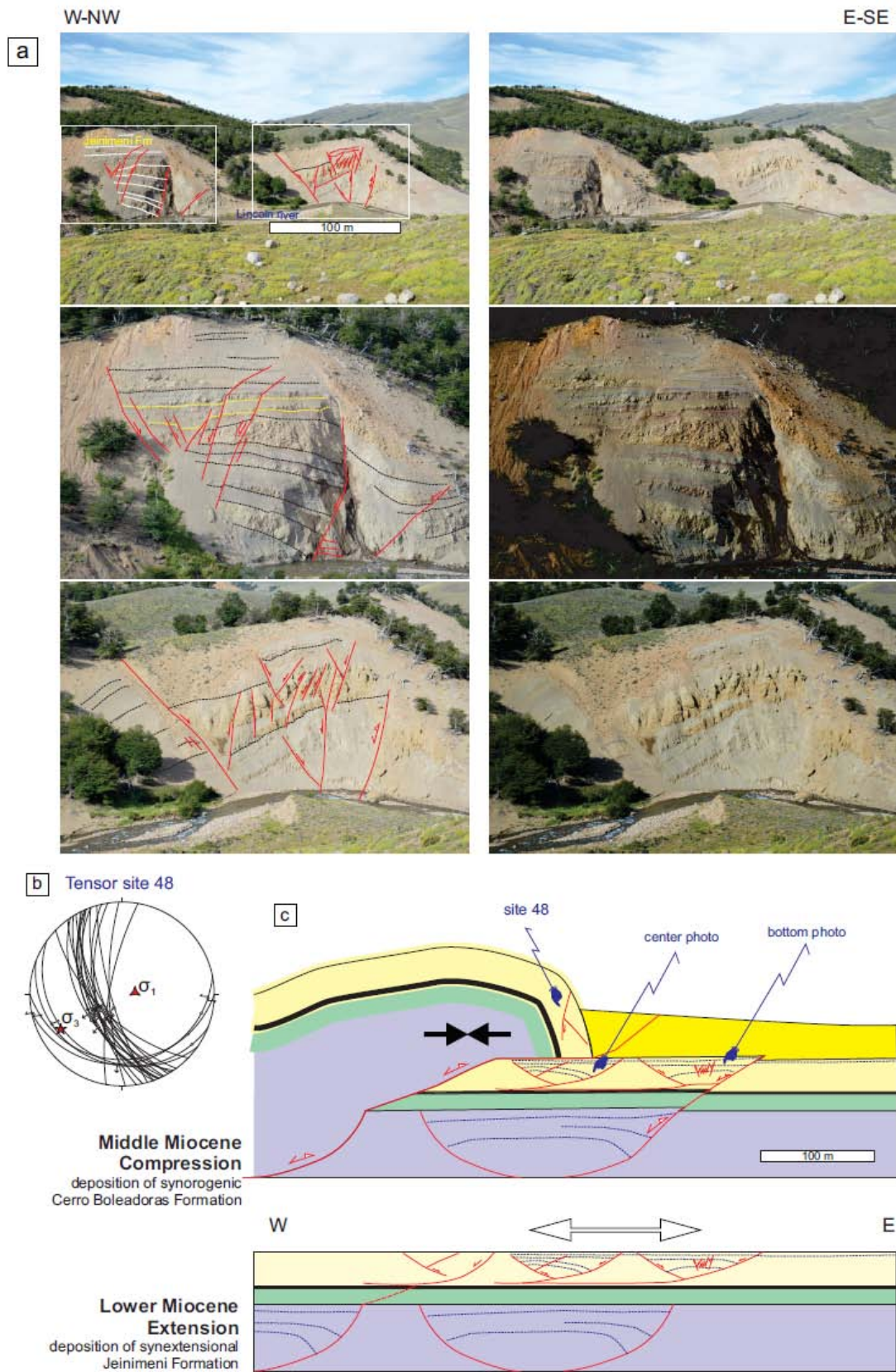
Table 1: Parameters of the 54 palaeostress tensors including the site ID number; its coordinates latitude and longitude; the lithology; the orientation of the stratification of the sedimentary bed (S_0), if applicable, that is not in metasedimentary schists where we indicated "NA" for "non applicable"; the age of the rocks (Pz, Palaeozoic, J, Jurassic, Ki, Lower Cretaceous, Mi, Lower Miocene); the name of the regional formation (Fm): RL, Río Lácteo Fm., QC, El Quemado Complex, Sp, Springhill Fm., RB, Río Belgrano Fm., RT, Río Tarde Fm., Cnt, Centinela Fm., Jn, Río Jeinemeni Fm., SC, Santa Cruz Fm. (Equivalent Río Zeballos Group); the number of all faults and striae measured (N); the number of faults and striae used for each method (n); the

orientation (azimuth/plunge) of the computed σ_1 and σ_3 stress axes together with the corresponding ϕ ratio [$\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$]; the average misfit angle (M); the quality parameter assigned to each tensor Q (1: very good, 2: good, 3: poorly constrained), the star indicates the single back-tilted tensor (see text for details); and the deformation mode (DEF), that is SS for strike-slip, N for normal faulting and R for reverse faulting. MIM© software (Multiple Inverse Method version 6.02) was used to determine the stress axes because of its up-to-date computing strategy (Yamaji et al., 2011).

----- Legend from Table 1 continues (page before)-----

----- legend figure next page -----

Figure 7.9: (a) Photographic panoramas at different zooms with structural interpretation of sedimentary sequences from lower Miocene (Río Jeinemeni Formation) cropping out at Río Lincoln showing extensional growth strata, probably related to listric faults dipping to the ~W–NW. Synextensional features include increasing thickness of strata towards the faults, decrease in dip from older to younger strata and abrupt thickness changes. (b) Extensional tensor obtained from deformed equivalent sequences in the opposite shore of the river (site 48; see Table 1), with subhorizontal σ_3 best axis at $240^\circ/12^\circ$ (azimuth/plunge convention) after rotation according to S_0 stratification (see Table 1). Concerning this specific tensor, part of the measurements (see Supporting Information) may correspond to layer-parallel shortening (LPS, Tavani et al., 2015); they have been discarded from the inversion. (c) Evolutionary sketch based on cross-cutting relations and syndepositional deformation for the same site and at Jeinemeni River (see Figure 7.10). See location in Figure 7.6.



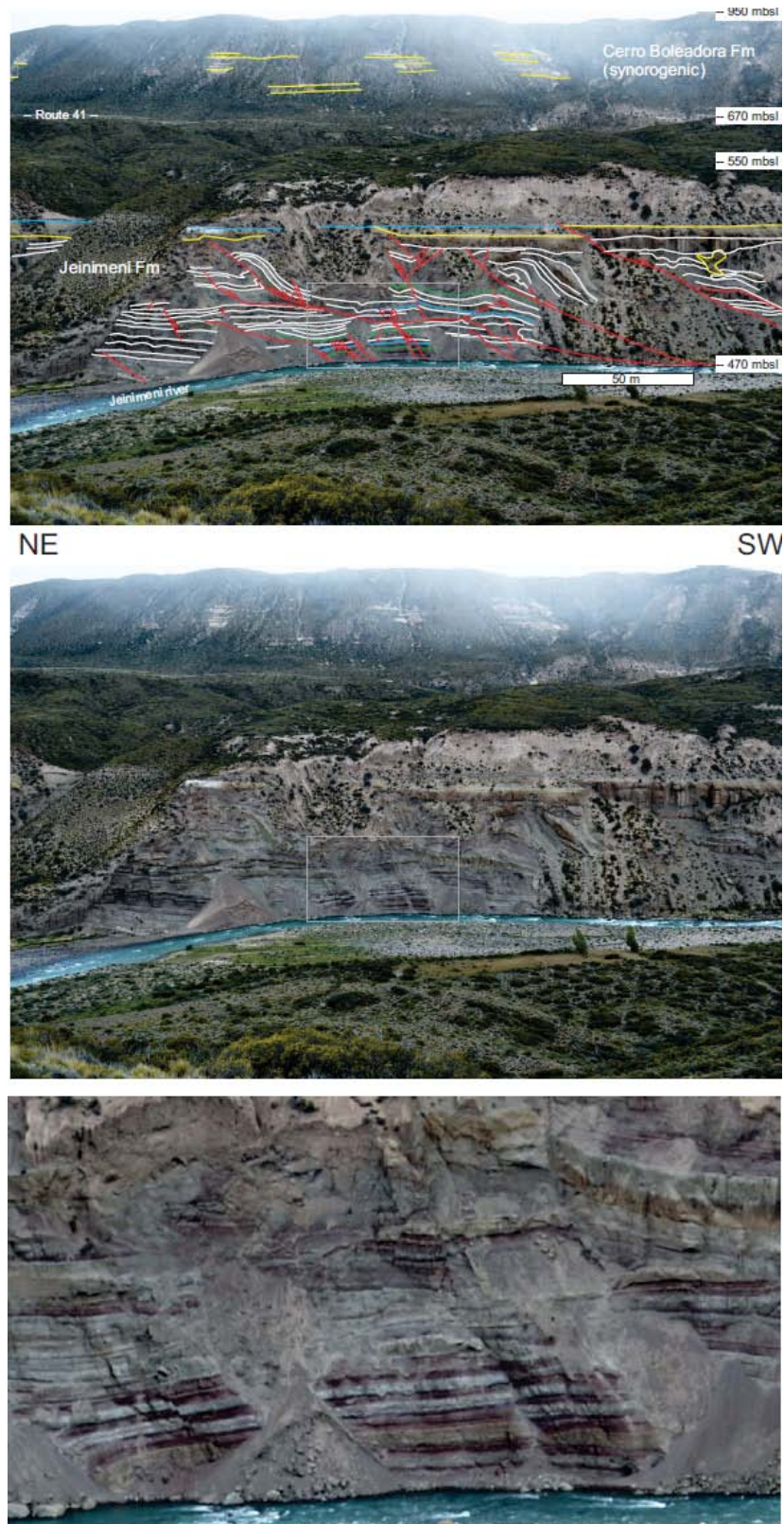


Figure 7.10: Photographic panoramas looking to the NW of Jeinemeni river exposures showing superposition of extensional and compressional deformational structures during deposition of the Río Jeinemeni Formation (lower Miocene). The subhorizontal, postdeformation strata belong to the Cerro Boleadoras Formation.

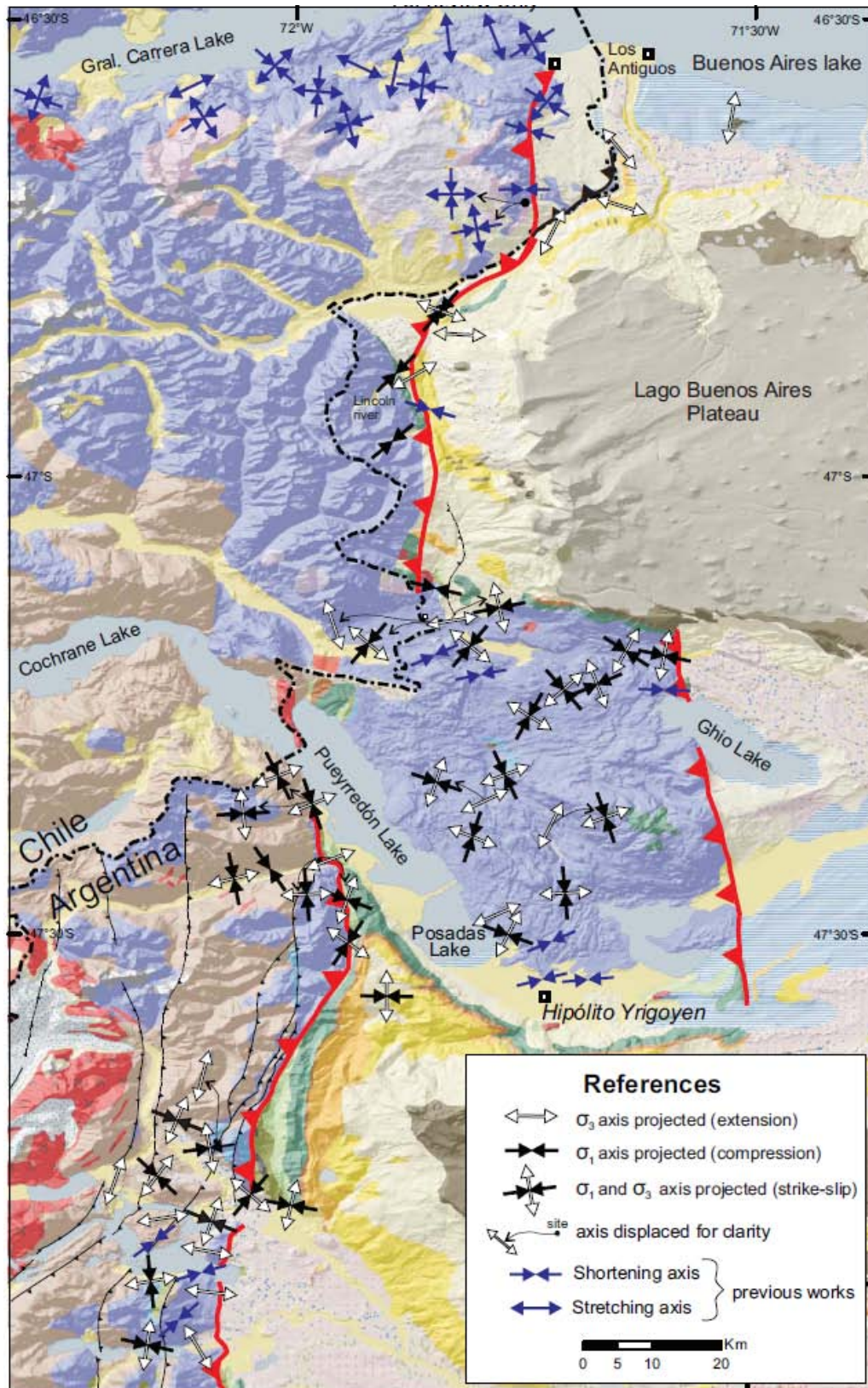


Figure 7.11: Palaeostress direction map for the MIM method plotted against the geological background. See geological references and site numbers in Figure 7.5. Additional deformational axes in blue are from Lagabrielle et al. (2004) in the northern sector and Diraion et al. (2000) south of 47°S.

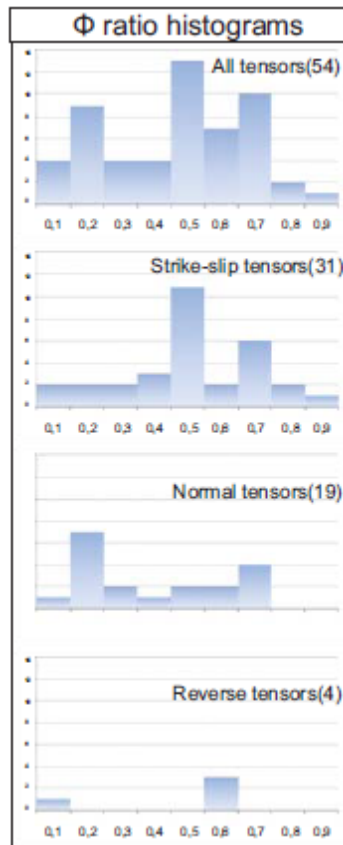


Figure 7.12: Φ -ratio (shape of the stress ellipsoid) histograms for all tensors (54 data), broken down by tensor type; see text for discussion.

The Φ -ratio (shape of the stress ellipsoid; Figure 7.12) constrains the mode of deformation prevailing during the brittle phase(s) (Beucher *et al.*, 1993; Tricart *et al.*, 2006). The transcurrent tensors (31 data) show a clear unimodal distribution, with one central peak at around 0.5, which indicates a pure strike-slip system. On the contrary, a bimodal distribution for the 19 extensional tensors, with a main peak at low values (0.2) indicates a multitrend extension, and a second peak around 0.7, indicating a tendency to transtension (Figure 7.12). The four reverse tensors do not allow providing reliable statistics.

4. Discussion and conclusions

Through the determination of palaeostress tensors our results show the existence of the three main modes of deformation in the SPA (Figure 7.11), distributed as follows: strike-slip deformation prevails in the western basement domain, while extension was observed in the lower Miocene foothills (Figures 7.9a and 7.10) underneath the compression-dominated Basement thrust front (Figure 7.6b). How such

a particular pattern of deformation may arise from the regional geodynamics, and in which temporal order, are the main concerns of this discussion.

Several authors have proposed a transpressional regime for the SPA based on the measurement of widespread strike-slip kinematic indicators (Coutand *et al.*, 1999; Diraison *et al.*, 2000; Lagabrielle *et al.*, 2004). The Eocene–Miocene scenario with oblique convergence of the Farallon and Nazca plates (Figure 7.5b–d; Cande and Leslie, 1986) seems to be responsible for the transcurrent scenario (i.e. Scalabrino *et al.*, 2010) and widespread strike-slip deformation of the basement domain (Figure 7.11), which is comparable to the current dynamics of the Northern Patagonian Andes (Figure 7.5a; Cembrano and Hervé, 1993; Georgieva *et al.*, 2016; Rosenau *et al.*, 2006). We suggest that overall Neogene deformation may have been dominated by transpressional right-lateral deformation partitioning along the Basement thrust (Figure 7.5 c,d), that is a now extinct ancestor of the Liquiñe-Ofqui fault. For the particular case of the Sierra Colorada fault segment, an origin during Jurassic extensional/transensional deformation has been proposed (Sruoga *et al.*, 2014), that is providing a weakness zone readily reactivated during oblique subduction and related partition of deformation. Subordinate and scattered extensional deformation is affecting the Basement domain (Figure 7.11), interpreted as relicts from the Jurassic rift. The results are overall in accordance with expected transcurrent deformation dominating the SPA during oblique subduction previous to collision of ridge segments (Figure 7.5b, c).

Lagabrielle *et al.* (2004) recognized synsedimentary folds and thrusts in the lower part of the Río Zeballos Group (Río Jeinemeni Formation; lower Miocene) along superb exposures in the Jeinemeni river southern cliff, and proposed a major contractional/transpressional? phase leading to the development of the main Basement thrust (Figure 7.6a). New exposures at the base of the cliff reveal an extensional phase underlying the thrusting event (Figure 7.10). Another example of this event of synextensional deformation can be found in the Lincoln river area (Figure 7.9a). We documented outcrops of extensional growth strata and grabens that are overlain by the main thrust affecting Jurassic to Miocene sequences, and include rotated normal faults in the Río Jeinemeni Formation. Once back-tilted, these faults provided an extensional tensor (#48 in Figure 7.9b; see Discussion above). This outcrop illustrates the synsedimentary nature of the deformation, indicated by depositional sequences thickening towards the listric faults and a decrease in dip from older to younger strata (Figure 7.9a), a fact that allows us to state that the extensional phase took place during

deposition of the growth strata in the early Miocene (Figure 7.9c). Another indication constraining the age of extensional faulting is that the synrift formations are sealed by a horizontal postextensional sequence made of undeformed strata from the Cerro Boleadoras Formation (Figures 7.9c and 7.10). In concordance, many other tensors calculated in subhorizontal Miocene outcrops located at the latitude of the Buenos Aires plateau to the east of the Basement thrust, that is not affected by later compression, yielded extensional palaeostress axes (Figure 7.11), therefore reflecting their synextensional nature.

Afterwards, the COR moved towards the South American margin, triggering the compressional thrusting of the Basement front (Lagabriele *et al.*, 2004). Tensors along the main thrust front between Lincoln River and Paso Roballos confirm its compressional nature (Figures 7.9b and 7.11). Synsedimentary folds and thrusts cropping out along Jeinemeni river's southern cliff (Lagabriele *et al.*, 2004), and covering the synrift sequences (Figure 7.10), give an indication of the sudden passage from extension to compression. These sequences are covered by the postdeformational Cerro Boleadoras Formation, constraining the short time-lapse in which synrift deposition was followed by the Basement thrusting phase (Figure 7.9c). The geodynamic setting during the middle Miocene included young and hot approaching oceanic crust from the COR (Figure 7.5c), that is positive buoyancy slab and shallower subduction angle, indicating a possible episode of enhanced coupling between the South America and Nazca plates. A tenfold acceleration in sedimentation rates (~100 m/Myr) calculated for the 18–14 Ma period (Blisniuk *et al.*, 2005) strengthens the interpretation of high coupling between the plates (see Horton, 2018; Horton and Fuentes, 2016).

In summary, the brittle deformation recorded in the SPA shows general strike-slip predominance in the Basement domain, probably due to deformation partitioning along the Basement thrust during Neogene oblique subduction. Evidence of synsedimentary normal faulting in lower Miocene rocks reflects an extensional palaeostress field coeval with low sedimentation rates, which could have taken place during an early Miocene event of plate decoupling. Afterwards, the SPA underwent a middle Miocene compressional phase together with a tenfold increase in sedimentation driven by plate coupling, a consequence of the approach and collision of hot and young oceanic crust.

Acknowledgements

This work was carried out thanks to the financial support of grants projects Agencia PICT-2013–1291; CONICET PIP 2014–2016 GI directed by M. G.; Argentinian-French ECOS-SUD project A15U02 (C. S., and M. G.), and thanks to the French projects Franco-Suisse (Franche-Comté region), and SYSTER (INSU CNRS) directed by C. S. The authors are grateful to Parques Nacionales of Argentina for permitting access to Perito Moreno and Patagonia National Parks. Special thanks to the park rangers at Lago Belgrano, Comisión de Fomento de Hipólito Yrigoyen and the people of Lago Posadas, especially to Luciana and Gendarmería for allowing access to outcrops, kind logistical support and assistance. Finally, we want to acknowledge B. Horton and anonymous reviewers who provided significant and constructive comments to improve the manuscript. This is contribution R-223 of the Instituto de Estudios Andinos IDEAN Don Pablo Groeber (UBA-CONICET).

References

- Angelier, J., and Mechler, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalment utilisable en tectonique et en seismologie: La methode des diedres droits. *Bulletin de Societe Geologique de France*, 19, 1309–1318. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.6.1309>
- Aragón, E., Pinotti, L., Fernando, D., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., . . . Aguilera, Y. E. (2013). The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore-to back-arc. *Geoscience Frontiers*, 4(4), 377–388. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.12.004>
- Beucher, R., Sue, C., and Tricart, P. (2017). Orogen-parallel brittle extension as a major tectonic imprint in the Neogene evolution of the southwestern Alpine arc. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 106, 2973. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1476-7>
- Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Chamberlain, C. P., Idleman, B., and Zeitler, P. K. (2005). Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(1), 125–142. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.11.015>
- Bott, M. H. (1959). The mechanism of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109–117. <https://doi.org/10.1017/S0016756800059987>
- Bourgois, J., Guivel, C., Lagabrielle, Y., Calmus, T., Boulégue, J., and Daux, V. (2000). Glacial-interglacial trench supply variation, spreading-ridge subduction, and feedback controls

on the Andean margin development at the Chile triple junction area (45-48°S). *Journal of Geophysical Research*, 105, 8355–8386. <https://doi.org/10.1029/1999JB900400>

Cande, S. C., and Leslie, R. B. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 91(B1), 471–496. <https://doi.org/10.1029/JB091iB01p00471>

Cembrano, J., and Hervé, F. (1993). The Liquine Ofqui fault zone: A major cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. Paper presented at ISAG, ORSTOM Editions, Paris, Oxford, UK.

Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., and Miller, M. (1999). Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 1–15. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00002-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00002-4)

Delvaux, D. (1993). The TENSOR program for reconstruction: Examples from the East African and the Baikal rift zones. *Terra Abstracts. Abstract Supplement*, 1 to Terra Nova, 5: 216.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101(2), 425–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>

Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., and Le Corre, C. (2000). Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316, 91–119. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00255-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00255-3)

Eagles, G., and Jokat, W. (2014). Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics*, 611, 28–50. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.021>

Escosteguy, L., Dal Molin, C., Franchi, M., Geuna, S., Lapido, O., and Genini, A. (2003). Hoja Geológica 4772-II, Lago Buenos Aires. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 339, 80 p., Buenos Aires.

Fosdick, J. C., Grove, M., Hourigan, J. K., and Calderón, M. (2013). Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 504–517. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.007>

Georgieva, V., Melnick, D., Schildgen, T. F., Ehlers, T. A., Lagabriele, Y., Enkelmann, E., and Strecker, M. R. (2016). Tectonic control on rock uplift, exhumation and topography above an oceanic-ridge collision – Southern Patagonian Andes (47°S), Chile. *Tectonics*, 35(6), 1317–1341. <https://doi.org/10.1002/2016TC004120>

Ghiglione, M. C. (2002). Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 103–118.

Ghiglione, M. C., and Cristallini, E. O. (2007). Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology*, 35(1), 13–16. <https://doi.org/10.1130/G22770A.1>

Ghiglione, M. C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, B., and Suarez, F. (2014). Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, 26(6), 726–745. <https://doi.org/10.1111/bre.12061>

Ghiglione, M. C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., and Ramos, V. A. (2015). U-Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. *Cretaceous Research*, 55, 116–128. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.02.006>

Ghiglione, M. C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevtich, J., Ramos, V. A., . . . Zapata, T. (2010). Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Science*, 29, 262–277.

Ghiglione, M. C., Ramos, V., Cuitiño, J., and Barberón, V. (2016). Growth of the Southern Patagonian Andes (46–53°S) and its relation with subduction processes. In A. Folguera, M. Naipauer, L. Sagripanti, M. C. Ghiglione, D. L. Orts, and L. Giambiagi (Eds.), *Growth of the Southern Andes* (pp. 201–240). Springer International Publishing Switzerland. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-23060-3>

Giacosa, R., and Franchi, M. (2001). Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV Lago Belgrano y Lago Posadas, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín*, 256.

Gripp, A. E., and Gordon, R. G. (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters*, 17(8), 1109–1112. <https://doi.org/10.1029/GL017i008p01109>

Guillaume, B., Gautheron, C., Simon-Labric, T., Martinod, J., Roddaz, M., and Douville, E. (2013). Dynamic topography control on Patagonian relief evolution as inferred from low temperature thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 364, 157–167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.036>

Haschke, M., Sobel, E. R., Blisniuk, P., Strecker, M. R., and Warkus, F. (2006). Continental response to active ridge subduction. *Geophysical Research Letters*, 33(15), L15315. <https://doi.org/10.1029/2006GL025972>.

Hervé, F. (1994). The southern Andes between 39 and 44 S latitude: The geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In K. J. Reutter, E. Scheuber, and P. J. Wigger (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 243–248). Berlin, Heidelberg, Germany: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77353-2>

Horton, B. K. (2018). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279–309. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025>

Horton, B. K., and Fuentes, F. (2016). Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology*, 44(8), 647–650. <https://doi.org/10.1130/G37918.1>

Lacombe, O. (2012). Do fault slip data inversions actually yield 'paleostresses' that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geosciences*, 344, 159–173. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.01.006>

Lagabrielle, Y., Godd_eris, Y., Donnadiou, Y., Malavieille, J., and Suarez, M. (2009). The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3), 197–211. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.037>

Lagabrielle, Y., Su_arez, M., Malavieille, J., Morata, D., Espinoza, F., Maury, R., . . . Bellon, H. (2007). Pliocene extensional tectonics in Eastern Central Patagonian Cordillera: Geochronological constraints and new field evidence. *Terra Nova*, 19, 413–424. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00766.x>

Lagabrielle, Y., Su_arez, M., Rossello, E. A., H_erail, G., Martinod, J., Régnier, M., and De la Cruz., R. (2004). Neogene to Quaternary evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385, 211–241. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.023>

Likerman, L., Burlando, J. F., Cristallini, E. O., and Ghiglione, M. C. (2013). Along-strike structural variations in the Southern Patagonian Andes: Insights from physical modeling. *Tectonophysics*, 590, 106–120. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.018>

Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3), 237–264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>

Riedel, W. (1929). Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Zentralblatt fuer Mineralogie, Geologie und Paleaontologie, Abt. B*, 354–368.

Riller, U., Clark, M. D., Daxberger, H., Doman, D., Lenauer, I., Plath, S., and Santimano, T. (2017). Fault-slip inversions: Their importance in terms of strain, heterogeneity, and kinematics of brittle deformation. *Journal of Structural Geology*, 101, 80–95. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.06.013>

Ritz, J. F., and Taboada, A. (1993). Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bulletin de la Société géologique de France*, 164(4), 519–531.

Ronda, G., Ghiglione, M. C., and Barberón, V. (2014). Sistemas de Riedel como mecanismo de deformación en los Andes Patagónicos, norte de Santa Cruz. *Actas XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina*.

Rosenau, M., Melnick, D., and Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25(4), TC4013. <https://doi.org/10.1029/2005TC001943>.

Scalabrino, B., Lagabrielle, Y., De la Rupelle, A., Malavieille, J., Polv_e, M., Espinoza, F., and Suarez, M. (2009). Subduction of an active spreading ridge beneath southern South America: A review of the Cenozoic geological records from the Andean foreland, central Patagonia (46–47° S). In S. Lallemand and F. Funiciello (Eds.), *Subduction zone*

geodynamics(pp. 227–246). Berlin, Heidelberg, Germany: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9>

Scalabrino, B., Lagabriele, Y., Malavieille, J., Dominguez, S., Melnick, D., Espinoza, F., and Rossello, E. (2010). A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center? *Tectonics*, 29(2), TC2010. <https://doi.org/10.1029/2009TC002453>.

Scalabrino, B., Ritz, J. F., and Lagabriele, Y. (2011). Relief inversion triggered by subduction of an active spreading ridge: Evidence from glacial morphology in Central Patagonia. *Terra Nova*, 23(2), 63–69.

Somoza, R., and 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., and Ghidella, M. E. (2012). Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152–163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.003>

Sruoga, P., Japas, M. S., Salani, F. M., and Kleiman, L. E. (2014). La Peligrosa caldera (47° 15' S, 71° 40' W): A key event during the Jurassic ignimbrite flare-up in Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 269, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.003>

Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J. A., and Mazzoli, S. (2015). A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews*, 141, 82–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.013>

Thomson, S. N., Brandon, M. T., Reiners, P. W., Tomkin, J. H., Vásquez, C., and Wilson, N. J. (2010). Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467, 313–317. <https://doi.org/10.1038/nature09365>

Thomson, S. N., Herve, F., and Stockhert, B. (2001). The Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20, 693–711. <https://doi.org/10.1029/2001TC900013>

Tricart, P., Lardeaux, J. M., Schwartz, S., and Sue, C. (2006). The late extension in the inner western Alps: A synthesis along the south-Pelvoux transect. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 177, 299–310. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.177.6.299>

Twiss, R. J., and Unruh, J. R. (1998). Analysis of fault slip inversion: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*, 103, 12205–12222. <https://doi.org/10.1029/98JB00612>

Wallace, R. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59, 118–130. <https://doi.org/10.1086/625831>

Yamaji, A. (2000). The multiple inverse method: A new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22, 441–452. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00163-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00163-7)

Yamaji, A., Sato, K., and Otsubo, M. (2011). *Multiple Inverse Method Software Package*. User's guide, 1–37.

Capítulo 8: Evolución tectónica

A modo de discusión de los nuevos resultados presentados en la tesis y sus implicancias en el contexto del conocimiento geológico que se tenía para la región, en esta sección se desarrolla un análisis sintético de la información recabada (propia y de antecedentes) y que fue presentada a lo largo del manuscrito. A partir del análisis de las unidades litoestratigráficas (descriptas en el Capítulo 3), el reconocimiento de discontinuidades y discordancias que las separan, estudios petrográficos y de procedencia (Capítulos 4 a 6), la información obtenida sobre la deformación frágil y datos estructurales (Capítulo 7), se plantea la evolución geodinámica para el sector norte de los APA y el depocentro septentrional de la Cuenca Austral.

La propuesta utiliza el concepto de unidad tectonoestratigráfica, sinónimo de unidad tectonosedimentaria, entre otros términos encontrados en la bibliografía (Megías, 1982; Riba, 1989). Estas unidades vinculan los depósitos con procesos tectónicos, otorgándoles un intervalo de tiempo y polaridad sedimentaria característica. Están limitadas por discontinuidades y tienen valor cronoestratigráfico definido por los límites de la unidad.

El basamento es del Paleozoico tardío, compuesto por rocas sedimentarias, metasedimentarias y metamórficas de bajo grado como se describiera en los Capítulos 2 y 3, que conformaron el margen paleopacífico de Gondwana. Dicha secuencia se interpreta como un prisma de acreción con aporte de área cratónica basado en estudios petrográficos y geoquímicos (Hervé *et al.*, 1998; Augustsson y Bahlburg, 2003; Lacassie, 2003). Posteriormente, este prisma de acreción fue afectado por un evento compresivo que habría tenido lugar a fines del Paleozoico, posiblemente en el período Pérmico (Giacosa *et al.*, 2002, 2012).

Sobre el basamento, se pueden definir las siguientes unidades tectonoestratigráficas (modificadas de Biddle *et al.*, 1986; Macellari, 1988; Arbe, 1989; Uliana *et al.*, 1989; Wilson *et al.*, 1991; Robbiano *et al.*, 1996; Kraemer y Riccardi, 1997; Franzese *et al.*, 2003; Rodríguez y Miller, 2005; Ghiglione *et al.*, 2010; Richiano *et al.*, 2012; Varela *et al.*, 2012), cada una representativa de las diferentes etapas de deformación y sedimentación mesozoicas y cenozoicas para el depocentro septentrional de la cuenca Austral:

- (1) **Complejo El Quemado:** Etapa de rift (Jurásico Superior)
- (2) **Formaciones Springhill y Río Mayer:** Etapa de enfriamiento térmico (Berrasiano-Barremiano)
- (3) **Formaciones Río Belgrano y Río Tarde:** Etapa de retroarco-antepaís temprano (Aptiano-Albiano/Cenomaniano?)
- (4) **Formaciones El Chacay y Santa Cruz:** Etapa de antepaís (Mioceno)

Unidad Tectonoestratigráfica (1) Complejo El Quemado, Etapa de rift (Jurásico Superior)

Durante el Jurásico, asociado al estadio avanzado de desmembramiento de Gondwana, se reconocen a lo largo de la Cordillera Patagónica depósitos volcanoclásticos y volcanitas ácidas sinextensionales del Complejo El Quemado (Riccardi y Rolleri, 1980; Pankhurst *et al.*, 1998; Franzese *et al.*, 2003; Calderón *et al.*, 2015). En la región de estudio, el Complejo El Quemado arroja edades de ~157-152 Ma (Féraud *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000, 2003; Iglesia Llanos *et al.*, 2003). Este complejo volcánico se incluye en el evento magmático V3 (157-145) posterior al evento V1 de Chon Aike, como fueran definidos por Féraud *et al.* (1999) y Pankhurst *et al.* (2000).

Las volcanitas jurásicas se disponen en discordancia angular sobre el basamento (véase Capítulo 3, Figura 3.4b), sobre una superficie que por tanto separa el evento compresivo de fines del Paleozoico del evento de extensión jurásico. También se reconocen preservados contactos tectónicos por falla normal, en los que el relleno de *synrift* jurásico constituye bloques colgantes de fallas que afectan al basamento (véase Capítulo 3, Figura 3.5). En los estratos basales se pudo identificar una sucesión conglomerádica con mala selección, con fragmentos angulosos, de coloraciones verdosas, constituidos por metacuarcitas, filitas o cuarzo lechoso procedentes del mismo basamento (véase Capítulo 3, Figuras 3.4c y d). Este conglomerado basal se agrupa dentro de la Formación El Bello (Escosteguy *et al.*, 2014) y define la base de la unidad tectonoestratigráfica (Figura 8.1). Las características del contacto en el techo del Complejo El Quemado son variables, está definido por una concordancia, discordancia erosiva, paraconcordancia o discordancia angular que pone en contacto al Complejo El Quemado con las formaciones Springhill o Río Mayer. Este contacto hacia el sur de la zona de estudio, hacia los lagos Viedma

y Argentino es también transicional (Etcheverría y Escosteguy, 2014). Estas variaciones registradas en las relaciones estratigráficas se deben a la configuración final del sistema de rift, con lo cual en el margen flexural del rift el contacto es paraconcordante, mientras que en sectores centrales es principalmente concordante y sectores cercanos al punto de pivot de las fallas lítricas, en el margen activo, se desarrollaron discordancias angulares (Kraemer y Riccardi, 1997; Nullo *et al.*, 1999).

El Complejo El Quemado en los afloramientos observados presenta una clara geometría de relleno sintectónico de grábenes y hemigrábenes extensionales, con orientación aproximada N-NO, indicando una dirección general de apertura ~E-O (Figura 8.1). Las mejores exposiciones donde se reconocieron estas geometrías se encuentran al norte en la Sierra de las Uñas, y hacia el sur en la Sierra de las Vacas, donde se destacan los estratos de crecimiento extensionales con forma de cuña, que aumentan su espesor hacia el plano de la falla normal (véase Figura 3.5, Capítulo 3).

Mediante el análisis de lineamientos satelitales realizados al este del Lago Posadas/Pueyrredón, se reconocen familias de orientaciones mayormente N-S, y dos grupos con orientación ONO y ENE (Figura 7.7, Capítulo 7). Por otro lado, el análisis cinemático de estrías de falla permite reconocer que las fallas que afectan a rocas jurásicas en esa región son mayormente transcurrentes, y en menor medida, normales. Estas observaciones definen un patrón de fallas principales de rumbo, orientadas NNO, ONO y ENE. La familia ENE sólo se reconoce en las fallas normales, a diferencia de las anteriores que se encuentra tanto en las de rumbo como en las extensionales. La dirección de estiramiento principal es NE-SO. De acuerdo a estudios realizados por Sruoga *et al.* (2010), la zona de Sierra Colorada presenta fallamiento jurásico con una componente transtensiva, donde reconocieron familias con rumbos NNO y N-S, ONO y en menor medida ENE. Dichos autores proponen un movimiento normal con componente lateral izquierdo para la familia principal N-S, movimiento normal dextral para la familia orientada ONO y normal dextral y sinistral para la familia menos representada, orientada ENE.

En resumen, en la región de estudio el Complejo El Quemado representa un estadio extensional desarrollado entre los ~157 y 152 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000), en claro contraste con la situación al sur del lago Viedma, donde la extensión perduró hasta los 145 Ma y llegó a generar corteza oceánica en la Cuenca de Rocas Verdes (e.g. Dalziel *et al.*, 1974; Calderón *et al.*, 2015). Los espesores de depósitos de *synrift* son variables, truncados o repetidos por fallamiento, con lo cual resulta difícil cuantificar los porcentajes de extensión para comparar ambos sectores, siendo el

mayor espesor del Complejo El Quemado registrado de unos ~1100 m en la península Belgrano (Ramos, 1979).

Estudios petrográficos y geoquímicos realizados sobre los remanentes ofiolíticos de la cuenca de Rocas Verdes, demuestran que la cuenca tiene mayor desarrollo hacia al sur de los 51° S (Calderón *et al.*, 2007), mientras que el porcentaje de extensión fue mucho menor hacia el norte.

Se sugiere por tanto una etapa extensional de menor duración para el sector de estudio que la desarrollada al sur sobre la base de los datos geocronométricos existentes, y posiblemente con menor porcentaje de extensión total, lo cual trajo con posterioridad implicancias para la paleogeografía de la cuenca de retroarco: Una continentalización mucho más temprana del sector septentrional dado que la corteza se encontraba menos atenuada, más elevada con respecto al nivel del mar, y su respuesta ante la deformación compresiva del Aptiano-Albiano fue de un rápido levantamiento regional por encima del nivel base de sedimentación, y avance del plegamiento asociado a falla hacia el este, como se discutirá a continuación.

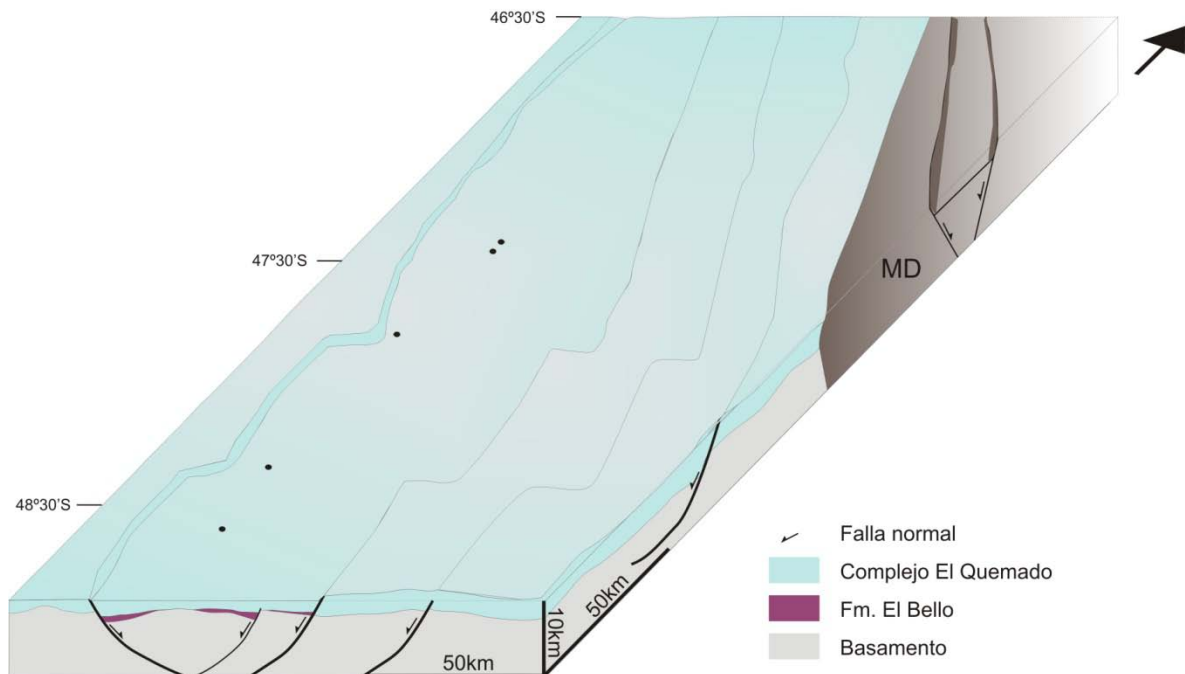


Figura 8.1: Configuración esquemática para el Jurásico Superior-Etapa de rift. MD: Macizo del Deseado.

Unidad Tectonoestratigráfica (2) Formaciones Springhill y Río Mayer: Etapa de enfriamiento térmico (Berrasiano-Barremiano)

La base del Cretácico Inferior, compuesta por sedimentitas clásticas, corresponde a la Formación Springhill con facies continentales en su base (Poiré y Franzese, 2008; Richiano *et al.*, 2016) y marinas de plataforma hacia el techo (Leanza, 1972; Franzese y Spalletti, 2001; Schwarz *et al.*, 2011; Richiano *et al.*, 2016). El tope presenta una madurez mineralógica importante, asignado a un ambiente marino de plataforma, con clastos redondeados y de composición casi en su totalidad cuarzosa (Capítulo 3; Thomas, 1949a). De esta manera, la Formación Springhill marca el inicio de una transgresión que continúa con la Formación Río Mayer de facies marinas profundas (Arbe, 2002). El patrón retrogradacional de facies marinas profundas sobre marinas someras de plataforma, fue interpretado como parte del subciclo transgresivo denominado “*subciclo transgresivo Springhill*” por Arbe (1986). Este ciclo transgresivo marca una etapa de expansión de la cuenca con una ingresión marina de sur a norte (Nullo *et al.*, 1999), y una paleolínea de costa que estaría orientada NNO (Figura 8.2, Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Arbe, 1986, 2002). Para el Cretácico temprano el Macizo del Deseado ya estaba estructurado, con lo cual se considera una segunda paleopendiente regional hacia el O-SO al momento de la depositación de la Formación Springhill (Andreis, 2002).

Estudios palinológicos en los afloramientos más septentrionales de la Formación Springhill, ubicados al oeste del Lago Pueyrredón, indican una edad entre hauteriviana temprana a barremiana temprana (Ottone y Aguirre-Urreta, 2000). La edad se considera más antigua hacia el sur, con fósiles berriasianos en la sección superior marina en Lago San Martín (Riccardi, 1976, 1977). El contenido fósil se asigna al Tithoniano entre los lagos Viedma y Argentino (Blasco *et al.*, 1979; Riccardi, 1988; Riccardi y Kraemer, 1996), donde incluso llega a estar involucrada en los pulsos de extensión jurásica (Kraemer, 1998; véase Zeffass *et al.*, 2017). El hecho de que la Formación Springhill sea diacrónica, con estratos más antiguos hacia el sur, implicaría una transgresión que comenzó en el Oxfordiano–Kimmeridgiano en el extremo sur de la cuenca (en Chile, ver referencias en Macellari, 1988), y fue avanzando hacia el norte y noreste, donde se registran las edades más jóvenes (Riggi, 1957; Riccardi y Roller, 1980; Macellari, 1988; Kraemer y Riccardi, 1997; Ottone y Aguirre-Urreta, 2000; Aguirre-Urreta, 2002). Dicho ascenso del nivel del mar regional habría estado controlado por causas tectónicas (Arbe, 2002). Por ejemplo, Giacosa *et al.* (2012) lo atribuyen principalmente a subsidencia tectónica.

La máxima expansión de sedimentos marinos ocurrió en el Barremiano (Nullo *et al.*, 1999), aunque hacia el Hauteriviano-Barremiano ya se reconocen retrocesos de la línea de costa en la zona del lago Buenos Aires. Resulta interesante destacar el registro en la distribución areal de la Formación Río Mayer, encontrada más al norte que la Formación Springhill, indicando dicha expansión de la cuenca y marcando el fin del *subciclo transgresivo Springhill* según Arbe (1986).

Para el Albiano se retira el mar en la zona del lago Cardiel y en el Cenomaniano (96 Ma) la cuenca marina queda acotada al sur del lago Viedma (Macellari, 1988; Varela *et al.*, 2012). Desde el noroeste los depósitos pelíticos comienzan a ser reemplazados por depósitos marino someros y transicionales (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Nullo *et al.*, 1981).

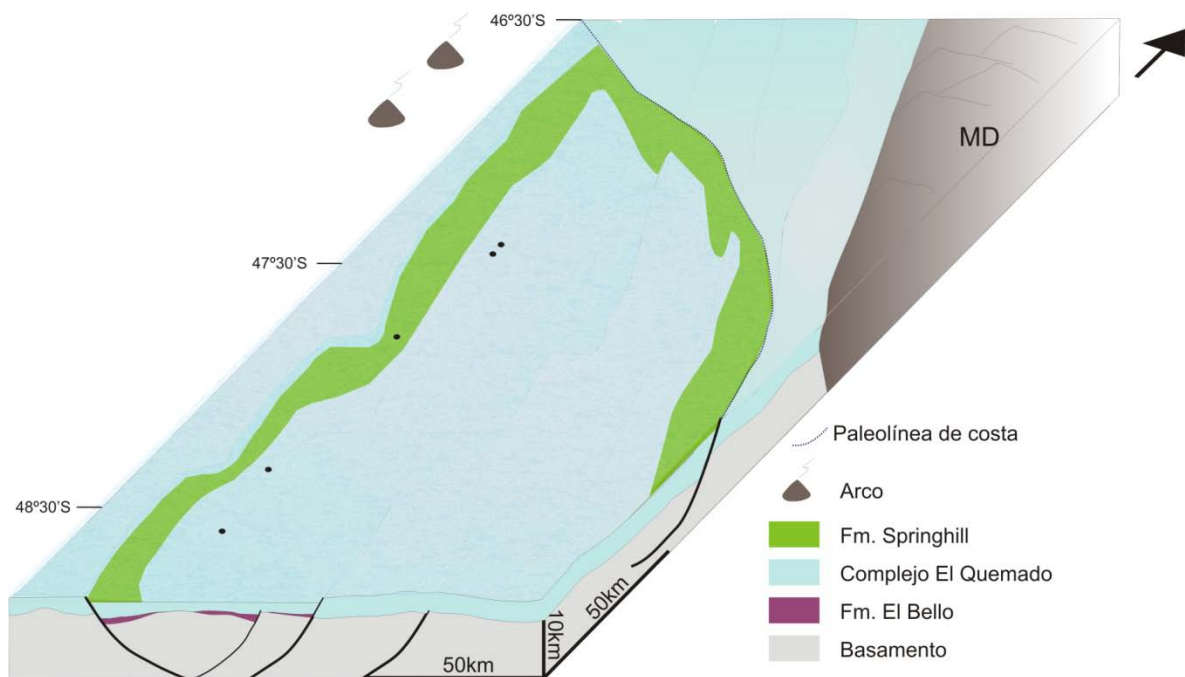


Figura 8.2: Configuración esquemática para el Cretácico Inferior-Berriasiano a Valanginiano. Etapa inicial de enfriamiento térmico.

En base a nuestro estudio de petrografía en areniscas de la Formación Río Mayer, se reconocen principalmente componentes líticos de origen metamórfico y volcánico. El contenido de cuarzo es dominante, tanto en pelitas como areniscas finas,

con lo cual la fuente presenta una madurez mineralógica considerable, indicando el aporte de un área cratónica o bloque continental, que podría corresponder al Macizo del Deseado. Por la configuración paleogeográfica, dicho macizo se presentaba como un sector elevado (Figura 8.3). En líneas generales, la sucesión de destechado de los Andes Patagónicos Australes durante la compresión cretácica comienza con volcanitas jurásicas (155-145 Ma), el Batolito Patagónico y hacia los estadios más avanzados el basamento paleozoico (Ghiglione *et al.*, 2014, 2015). En ese sentido, Arbe (1986) menciona posible aporte del NO por movimientos pre-Patagónicos que habrían elevado el sector NO de los Andes Patagónicos hacia el Hauteriviano-Barremiano, con lo cual los componentes líticos podrían provenir de ese sector, dominado por afloramientos del volcanismo jurásico (Giacosa y Franchi, 2001).

En cuanto a los fragmentos volcánicos que corresponden a composiciones ácidas, podrían asociarse con aporte también del Macizo del Deseado, con la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura). Considerando que la Formación Chon Aike, el Complejo El Quemado y equivalentes cubrían una extensa superficie para el inicio del Cretácico Inferior, y sobre éstas comienza el desarrollo de los depósitos de enfriamiento térmico, se podría plantear el aporte desde las unidades volcánicas jurásicas, tal como propone Richiano (2012) en el sector sur. Este aporte es importante en el próximo ciclo tectonosedimentario, tal como fuera comprobado mediante estudios de circones detríticos.

Por lo expuesto, una gran diferencia en la sedimentación entre los depocentros norte y sur radica en la variación espacial y temporal de las formaciones que se indicaron como depositadas durante la etapa de enfriamiento térmico (véase Capítulo 2, Figura 2.6):

En el depocentro septentrional la Formación Río Mayer presenta un espesor del orden de los 200 metros, en general es menor por truncamiento tectónico, y no supera los 500 metros (localidad tipo) con una edad acotada entre el Hauteriviano y Barremiano (Pöthe de Baldis, 1981; Ramos, 1982b; Figura 8.3) a diferencia del sector sur que registra más de 700 metros de espesor y la edad alcanza hasta el Albiano (Riccardi, 1971; Arbe y Hechem, 1984; Richiano, 2012; Zeffass *et al.*, 2017).

Estudios sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos realizados en la seccional Río Guanaco entre los lagos Viedma y Argentino, indicaron para la sección inferior de la Formación Río Mayer elementos químicos ácidos afines con el volcanismo jurásico, mientras que en la sección media y superior la tendencia

geoquímica es intermedia (Richiano, 2012). El contexto tectónico indicaría un aporte de margen continental activo y arco volcánico (Richiano, 2012).

Desde el punto de vista de la deformación, esta etapa presenta una importante componente paleobatimétrica controlada por el atenuamiento jurásico precedente, que podría haber acentuado la respuesta flexural propuesta por Giacosa *et al.* (2012), ante la carga tectónica de bloques circundantes elevados. Por otra parte, se destaca que la Formación Río Mayer constituye posteriormente un nivel de despegue dúctil de la FPC (Kraemer, 1998; Ghiglione *et al.*, 2009; Giacosa *et al.*, 2010).

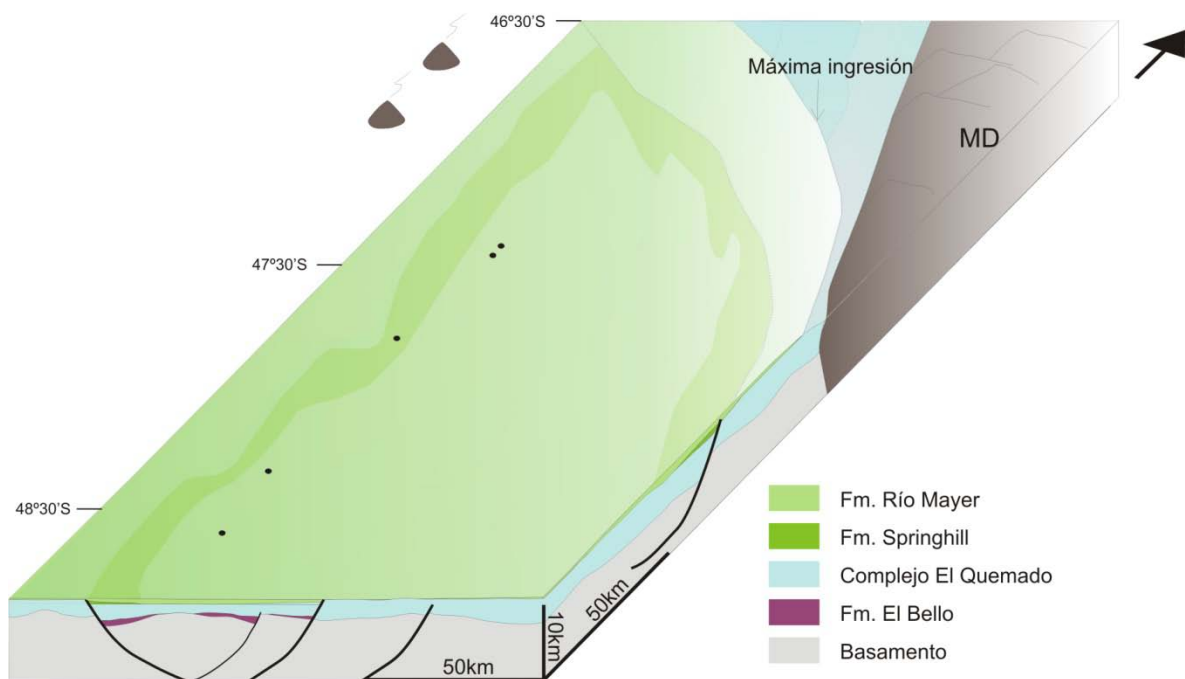


Figura 8.3: Configuración esquemática para el Cretácico Inferior-Hauteriviano a Barremiano, hacia finales de la etapa de enfriamiento térmico.

Unidad Tectonoestratigráfica (3) Formaciones Río Belgrano y Río Tarde: Etapas de retroarco-antepaís temprano (Aptiano-Albiano/Cenomaniano?)

Se produce un cambio importante en la sedimentación y paleobatimetría con la aparición de depósitos litorales y deltaicos de la Formación Río Belgrano conformando el inicio de una regresión. Cuando comienza a retirarse el mar, el aporte provenía de

áreas elevadas de la Patagonia central, y de la región del Deseado ubicada al este (Figura 8.4).

El arreglo de facies progradantes abarca desde términos superiores de la Formación Río Mayer, hasta la Formación Río Tarde (Arbe, 1986, 2002). La Formación Río Belgrano representa un ambiente deltaico destructivo con acción de ola dominante (Arbe, 1986) con el pasaje transicional de un ambiente marino con la precedente Formación Río Mayer hacia un ambiente litoral cercano a la costa de alta energía (Aramendía *et al.*, 2018). La progradación de dicho sistema era de E-O a ENE-OSO considerando la paleolínea de costa orientada NNO (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Figuras 8.4 y 8.5). La Formación Río Tarde Miembro Inferior, por su parte, ha sido interpretado como depositada en un ambiente fluvial de alta energía, donde se intercalan depósitos de planicie de inundación (Giacosa y Franchi, 2001; Escosteguy *et al.*, 2003; Figura 8.5).

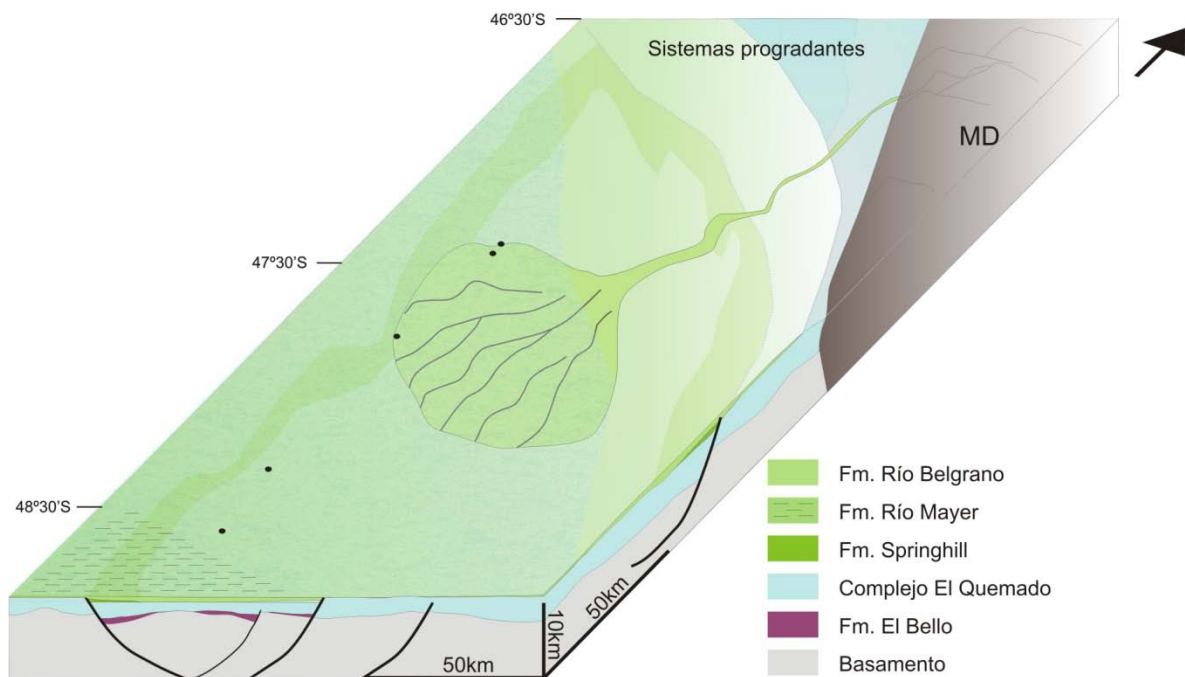


Figura 8.4: Configuración esquemática para el Aptiano. Etapa de retroarco compresivo.

El Miembro Superior de la Formación Río Tarde, datado en 112 Ma mediante U-Pb en toba (Ghiglione *et al.*, 2015), permite correlacionarlo con el volcanismo generalizado en la Patagonia (Figuras 8.6 y 8.7b).

Con un nivel del mar alto, si no hay cambios en la subsidencia, el aporte de sedimentos es la clave para la progradación litoral (Galloway, 1989). Este es otro punto significativo que diferencia entre el norte y sur de los 49° S en el desarrollo de la cuenca Austral (véase Capítulo 2, Figura 2.6). En el depocentro norte (47°00'–48°30' S) registramos unidades que inician el subciclo regresivo durante el Aptiano, equivalentes a la Formación Piedra Clavada (Albiano) en el lago Cardiel. Poiré *et al.* (2017) consideran que dicha unidad pertenece, junto con la Formación Río Mayer, a la etapa de enfriamiento térmico. Al sur de los 49° S la primera unidad marina transgresiva son las equivalentes formaciones Lago Viedma/Cerro Toro/Punta Barrosa, con una edad que abarca desde el Albiano tardío hasta el Campaniano temprano (Arbe y Hechem, 1984; Macellari, 1988; Kraemer y Riccardi, 1997). La misma se interpreta como el inicio de la etapa de cuenca de antepaís (Fosdick *et al.*, 2011; Varela *et al.*, 2012; Ghiglione *et al.*, 2015; Malkowski *et al.*, 2016, Zeffass *et al.*, 2017).

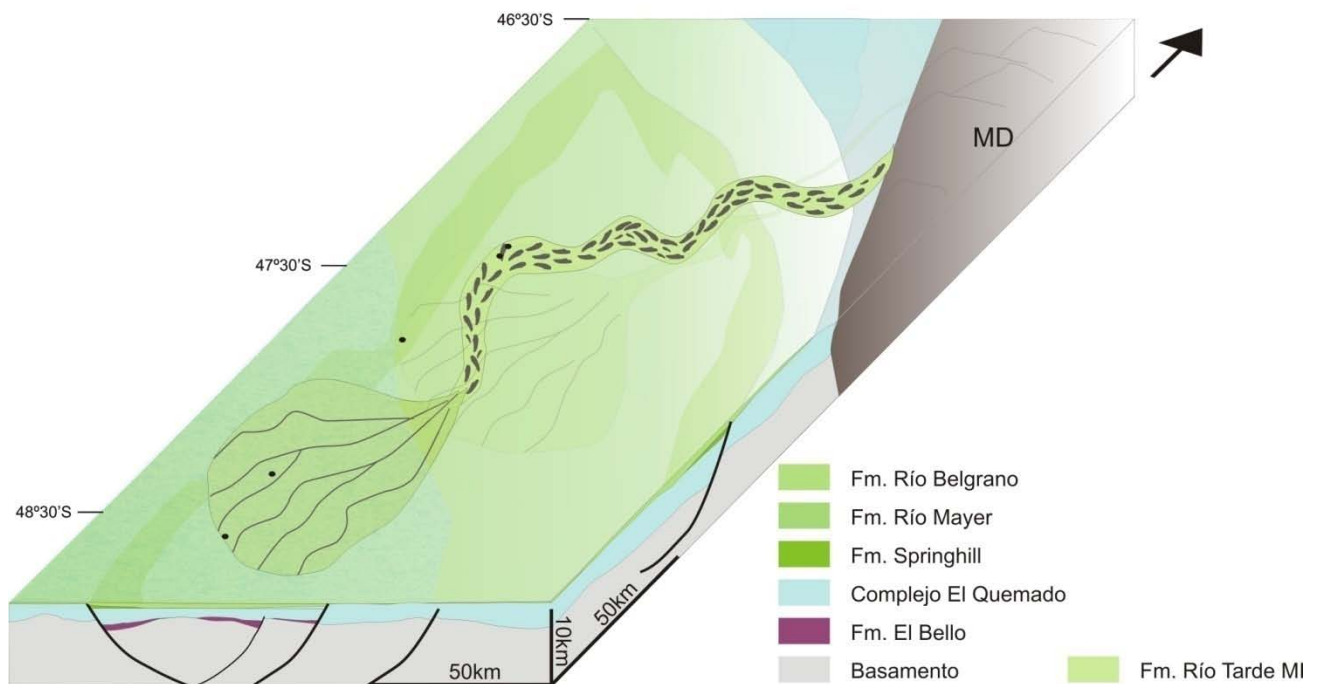


Figura 8.5: Configuración esquemática para el Aptiano-Albiano. Etapa de retroarco compresivo.

Existirían tres regiones que aportan sedimento para el Aptiano en la zona de lago Posadas-Pueyrredón. En primer lugar el margen oeste representado por los Andes Patagónicos, que para el Cretácico conformaba un arco volcánico al norte de los 47° (Pankhurst *et al.*, 1999, 2000; Suárez y De la Cruz, 2001). Hacia el este limitaba con el Macizo del Deseado, y hacia el norte se encuentra la cuenca de Aysén (Figura 3.4, Capítulo 3).

Edades U-Pb en circones detríticos dan una edad máxima de depósito de 122 Ma para la Formación Río Belgrano y Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en la zona de lago Posadas (Ghiglione *et al.*, 2015), con componentes de edades que indicarían aporte del estadio volcánico jurásico V1 y V2 de Pankhurst *et al.* (2000). Es decir que para el Aptiano las áreas fuente principales serían del este.

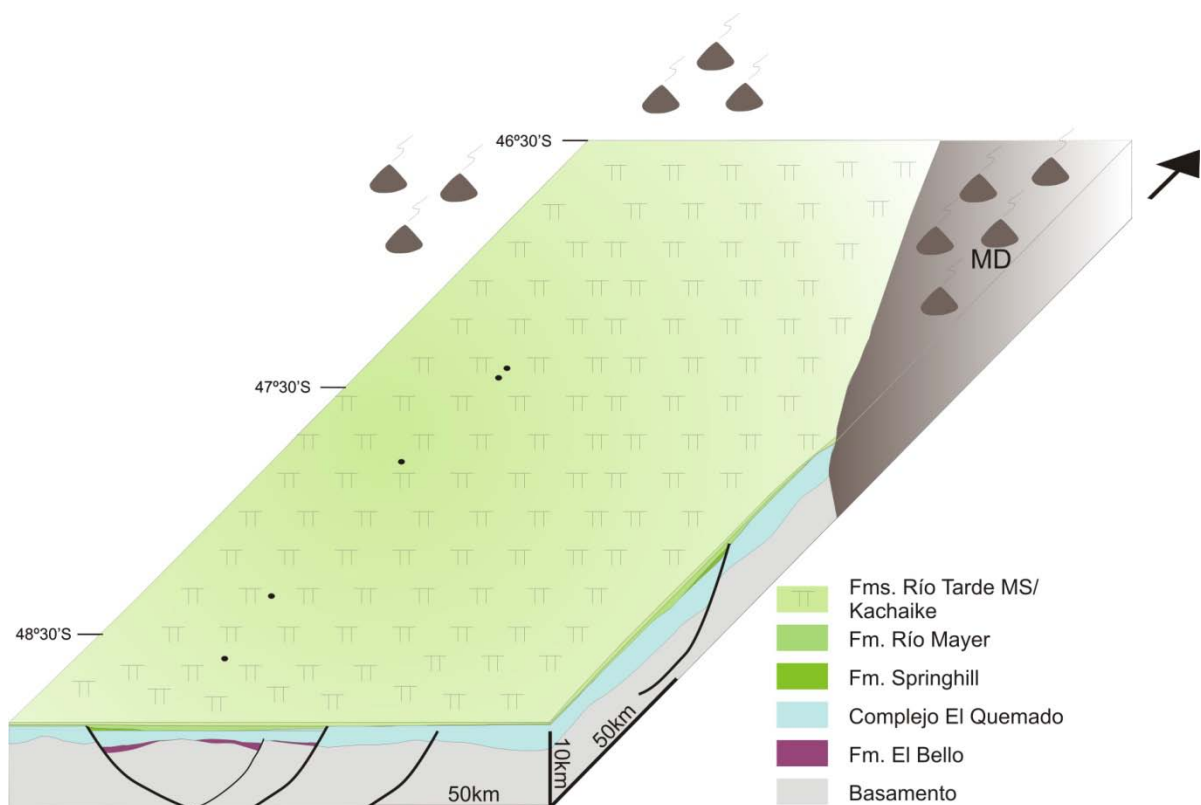


Figura 8.6: Configuración esquemática para el Albiano. Etapa de retroarco compresivo. Formación Río Tarde Miembro Superior, sistema fluvial de baja energía.

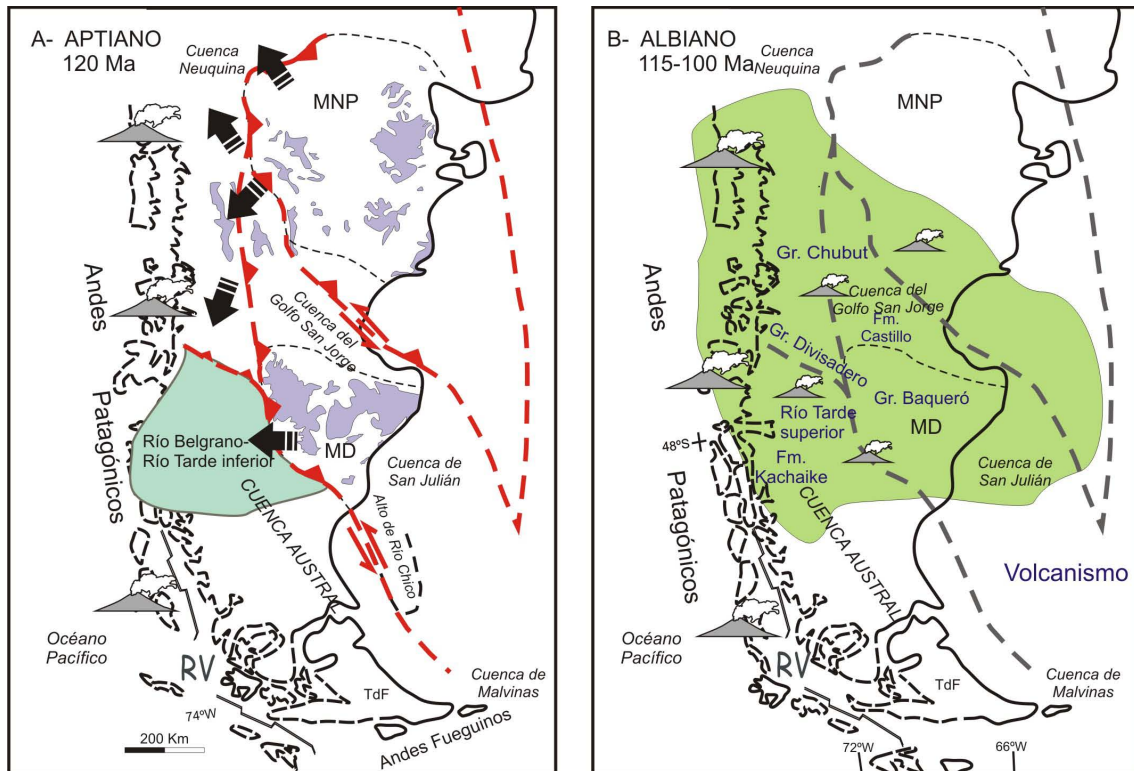


Figura 8.7: Esquema regional para la etapa de retroarco compresivo (modificado de Ghiglione *et al.*, 2015). (a) En el Aptiano se inicia la compresión. En color lila se delimitan las rocas volcánicas jurásicas vinculadas con la fragmentación de Gondwana, posibles áreas de aporte para las Formaciones Río Belgrano y Río Tarde Miembro Inferior, (b) Volcanismo correlacionable con la Formación Río Tarde Miembro Superior para el Albiano en toda la Patagonia.

Las areniscas de la Formación Río Belgrano en promedio ocupan el campo de orógeno reciclado transicional en el diagrama QmFLt (Figura 6.1b, véase Capítulo 6). Asimismo, el porcentaje relativo de feldespato potásico es mayor respecto a la plagioclasa. El hecho que en el diagrama ternario de QmFKPlg (Figura 6.3, véase Capítulo 6) las muestras se encuentren cercanas al vértice del cuarzo monocristalino indica madurez y estabilidad con lo cual se interpreta que provendrían de bloques continentales. Los fragmentos líticos de conglomerados mostraron un predominio claro de clastos metamórficos de bajo grado, indicando la litología del área fuente, que podría corresponderse también con el sector occidental de la región del Deseado. Asimismo, Giacosa *et al.* (2010) analizaron eventos de deformación en el sector este del Macizo del Deseado, proponiendo un evento de compresión para el Barremiano con ejes de acortamiento en dirección ONO. Por otra parte, no se tiene en cuenta aporte del mismo basamento ya que esas edades no están representadas como

fueron los resultados de los análisis en circones detríticos (Figura 6.9, véase Capítulo 6). Entonces se propone que el aporte provenía de áreas elevadas de la región del Deseado ubicada al este (Figura 8.7a).

El Cretácico tardío sólo estaría representado por depósitos finos con intercalaciones tobáceas de la Formación Cardiel (Figura 8.8), y luego existe un hiato en la sedimentación hasta el Basalto Posadas del Eoceno (Figura 8.9). El área probablemente fuera un elemento positivo desde el Aptiano-Albiano (Ghiglione *et al.*, 2015). Hacia el sur de los 49° S la etapa de cuenca de antepaís se inicia con posterioridad, en el Cenomaniano, con la Formación Mata Amarilla (Varela *et al.*, 2012) y la Formación Punta Barrosa (Fosdick *et al.*, 2011) o Formación Cerro Toro (Kraemer y Riccardi, 1997; Ghiglione *et al.*, 2015; Zerfass *et al.*, 2017). Macellari (1988) propuso que la secuencia turbidítica continúa con facies regresivas de la Formación Mata Amarilla, que hacia el norte probablemente sean reemplazadas por los depósitos continentales de la Formación Cardiel.

Evidencias de un contexto contraccional en el depocentro septentrional de la cuenca Austral para el Aptiano-Albiano:

Para los 112-115 Ma se plantea una aceleración en la convergencia entre la placa de Farallón y la placa Sudamericana, generando relieve positivo (Somoza y Ghidella, 2012). En el Aptiano se produce el levantamiento relacionado a la subducción (Suárez *et al.*, 2009).

En un corte sobre los acantilados del río Furioso (ubicación en Figura 3.1, véase Capítulo 3), el Miembro Superior la Formación Río Tarde presenta deformación compresiva evidenciada por plegamiento por propagación de falla, con marcada inclinación del limbo frontal y una dirección de acortamiento ~E-O. Dicho afloramiento no tiene la base expuesta y el techo está erosionado (Figuras 3.12 a y b, Capítulo 3). Al oeste del lago Posadas también se reconoce deformación compresiva afectando al Miembro Superior de la Formación Río Tarde, con un mecanismo similar de plegamiento. Por encima, se encuentra el Basalto Posadas y/o la Formación El Chacay subhorizontales, en discordancia angular (Figura 8.9, ver capítulos 3 y 7). Dado el amplio hiato representado por la discordancia (Cenomaniano-Paleoceno), es difícil asignar una edad para el evento de deformación compresiva que tomó lugar en algún momento durante dicho intervalo. Sin embargo, datos de anisotropía de susceptibilidad magnética AMS recientemente recabados (Aramendía, 2016;

Aramendía *et al.*, 2018), proponen que la deposición de las unidades de edad aptiana-albiana ocurrió en un sector muy cercano al frente orogénico, posiblemente en un ambiente de depocentro de techo de cuña (*wedge top depozone*). Evidencias sedimentarias en consonancia con esos datos, sugieren una regresión debida a causas tectónicas (Aramendía, 2016; Aramendía *et al.*, 2018). Por otro lado, las evidencias recabadas y presentadas en esta tesis, indican que el sector de estudio constituyó una zona elevada con posterioridad al Cenomaniano posiblemente debido a un levantamiento tectónico temprano.

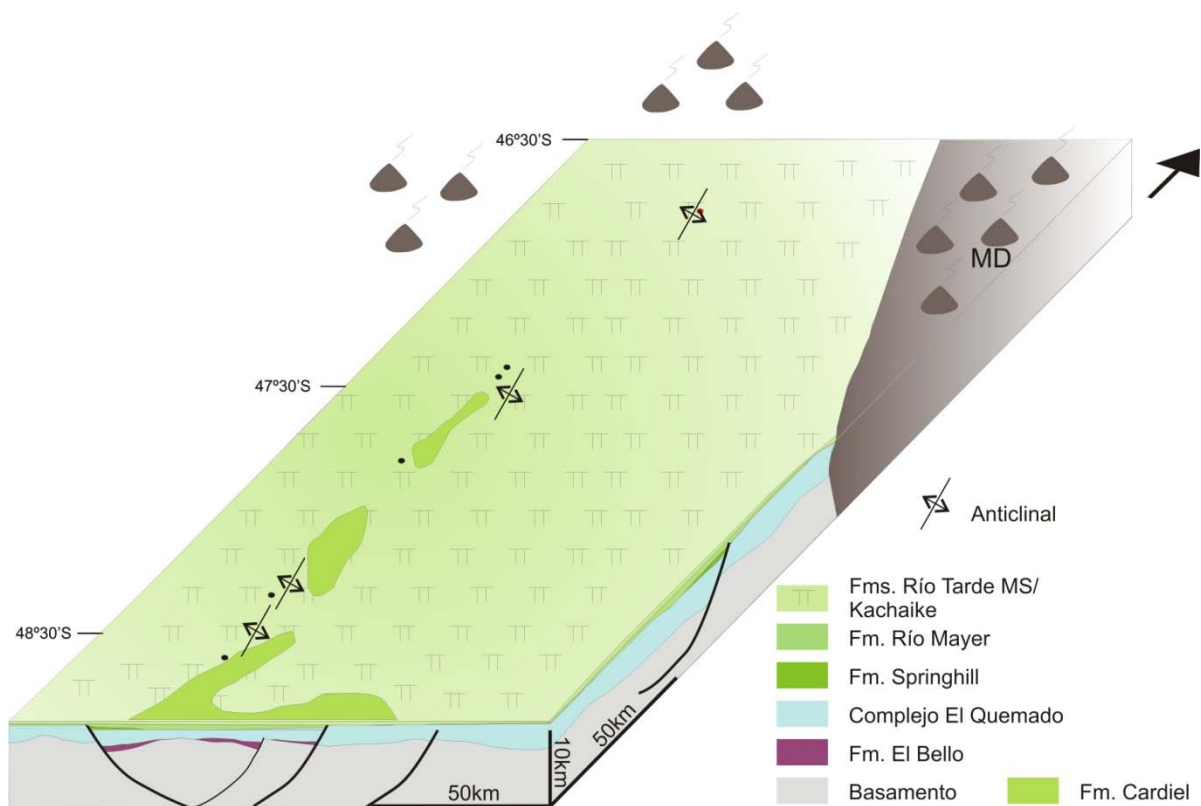


Figura 8.8: Configuración esquemática para el Albiano-Cenomaniano. Etapa de retroarco compresivo.

En la presente tesis se propone que el plegamiento compresivo que afecta a la sucesión aptiana-cenomaniana, muy bien representada en la desembocadura del río Furioso y el paredón SE de la meseta del Belgrano, tomó lugar como parte de un avance de la deformación que comenzó en el Aptiano-Albiano cuando se registran las

unidades continentales sinorógenas en el depocentro septentrional, con aporte de los sectores N y NE elevados tectónicamente. Hacia el Cenomaniano se registra una expansión significativa del volcanismo que termina de colmatar este sector de la cuenca, y que con posterioridad, y por el resto del Cretácico tardío, actuó como un elemento positivo posiblemente debido a su deformación y levantamiento tectónico. Se plantea que una precedente etapa extensional jurásica de poca duración para el sector de estudio, posiblemente con bajo porcentaje de extensión total, trajo como consecuencia una continentalización temprana del sector septentrional dado que la corteza se encontraba menos atenuada, más elevada con respecto al nivel del mar, y su respuesta ante la deformación compresiva del Aptiano-Albiano fue de un rápido levantamiento y avance del plegamiento. Por otro lado se debe tener en cuenta que en los sectores más australes, donde se desarrolló corteza oceánica en la cuenca de Rocas Verdes, el cierre de este océano remanente retrasó la llegada de los pulsos más importantes de deformación, que se produjeron una vez que ambos márgenes de la cuenca colisionaron, alrededor de los 86 Ma (Calderón *et al.*, 2012).

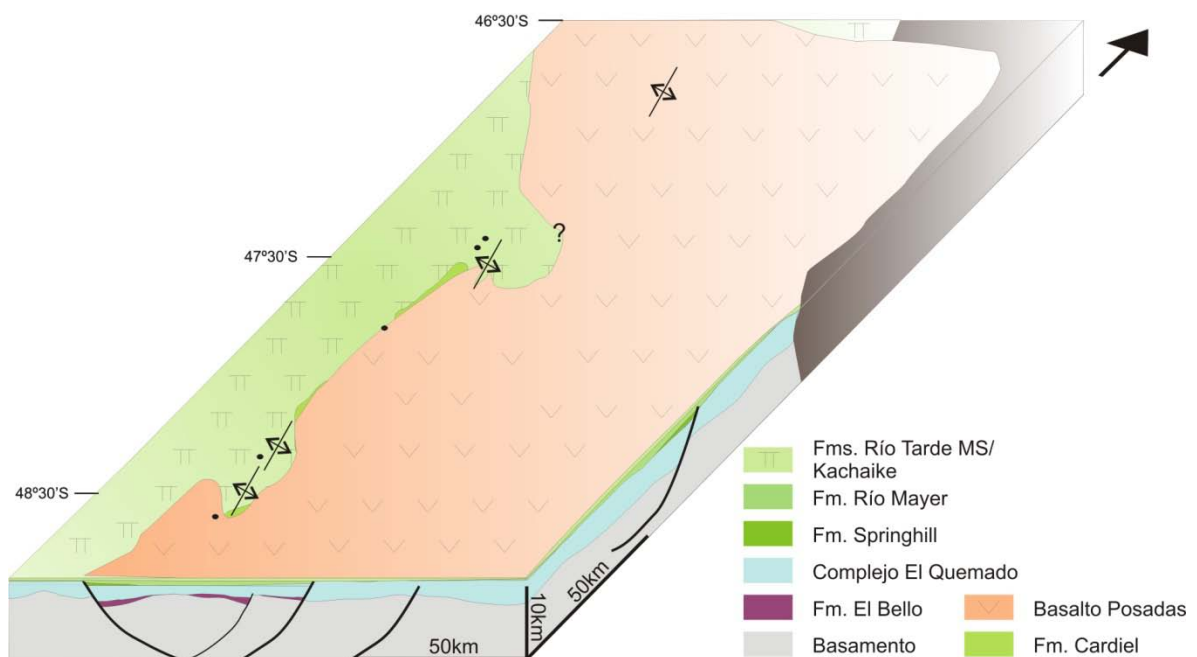


Figura 8.9: Configuración esquemática para el Eoceno.

Unidad Tectonoestratigráfica (4) Formaciones El Chacay y Santa Cruz: Etapa de antepaís *sensu stricto* (Mioceno)

La determinación de los paleoesfuerzos mediante estudios cinemáticos de falla (Capítulo 7) muestra la existencia de los tres tipos principales de deformación (de rumbo, compresión y extensión) en los APA. La deformación de rumbo se concentra en el dominio de basamento, mientras que la extensión se documentó en el Mioceno temprano, y la deformación compresiva domina el frente de corrimiento. Los principales interrogantes a discutir son en qué orden se sucedieron estos eventos deformacionales, y cómo se genera este particular patrón en el contexto geodinámico.

Algunos autores han propuesto un régimen transpresivo para los APA basado en indicadores cinemáticos (Coutand *et al.*, 1999; Diraision *et al.*, 2000; Lagabrielle *et al.*, 2004). El escenario durante el Eoceno-Mioceno, con convergencia oblicua de las placas de Farallón y Nazca (Cande y Leslie, 1986), serían las responsables de la transcurrancia (*i.e.* Scalabrino *et al.*, 2010) y la deformación de rumbo en el dominio de basamento, que es comparable con la actual dinámica en los Andes Patagónicos Septentrionales (Cembrano y Hervé, 1993; Rosenau *et al.*, 2006; Georgieva *et al.*, 2016). La Formación El Chacay representa una ingresión marina que fue coetánea con el inicio del levantamiento neógeno de la cordillera (Figura 8.10).

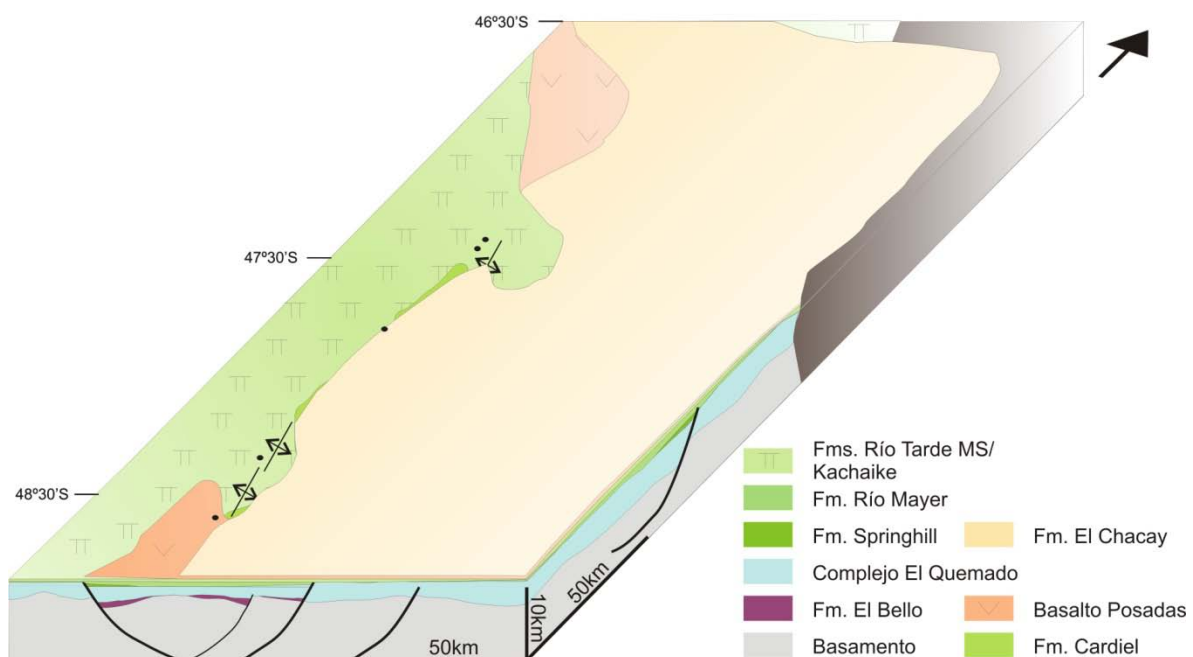


Figura 8.10: Configuración esquemática para el Mioceno temprano.

Se propone que la deformación neógena estaría dominada por partición transpresiva con componente dextrógira en los corrimientos de basamento; es decir un equivalente extinto de lo que ahora es la falla de Liquiñe-Ofqui (Cembrano *et al.*, 1996). Los resultados se condicen con deformación trascurrente dominante en los APA durante la subducción oblicua previa a la colisión de segmentos de la dorsal (Lagabrielle *et al.*, 2007; Barberón *et al.*, 2018).

Lagabrielle *et al.* (2004) han reconocido pliegues y fallas sinsedimentarias en la parte inferior del Grupo Río Zeballos (Formación Río Jeinemeni, Mioceno inferior) a lo largo de afloramientos en el margen sur del río Jeinemeni y propusieron una fase mayor de compresión/transpresión permitiendo el desarrollo de corrimientos en el basamento. Nuevas observaciones en la base del acantilado revelan una fase extensional por debajo de los corrimientos (Figura 7.10; Capítulo 7; Barberón *et al.*, 2018).

Otro ejemplo de este evento de deformación sinextensional puede encontrarse en la zona de río Lincoln (véase ubicación en Figuras 7.6a y 7.11), donde se observan estratos de crecimiento sinextensionales, e incluye fallas normales rotadas en la Formación Río Jeinemeni (Figura 7.9). Este afloramiento ilustra estratos con mayores espesores hacia las fallas lístricas y una disminución de la inclinación desde estratos más antiguos a jóvenes, hecho que evidencia la fase extensional durante el Mioceno temprano (Figura 8.11). Otros indicadores de la naturaleza sinsedimentaria de las fallas extensionales son las unidades de *synrift* que se encuentran cubiertas por una sucesión sedimentaria con disposición horizontal posterior a la extensión, correspondiente a la Formación Cerro Boleadoras. Adicionalmente, tensores calculados para afloramientos subhorizontales del Mioceno, ubicados a la latitud de la Meseta de Lago Buenos Aires, al este del frente de basamento, no son afectados por la compresión posterior ya que se obtuvieron ejes de paleoesfuerzos extensionales.

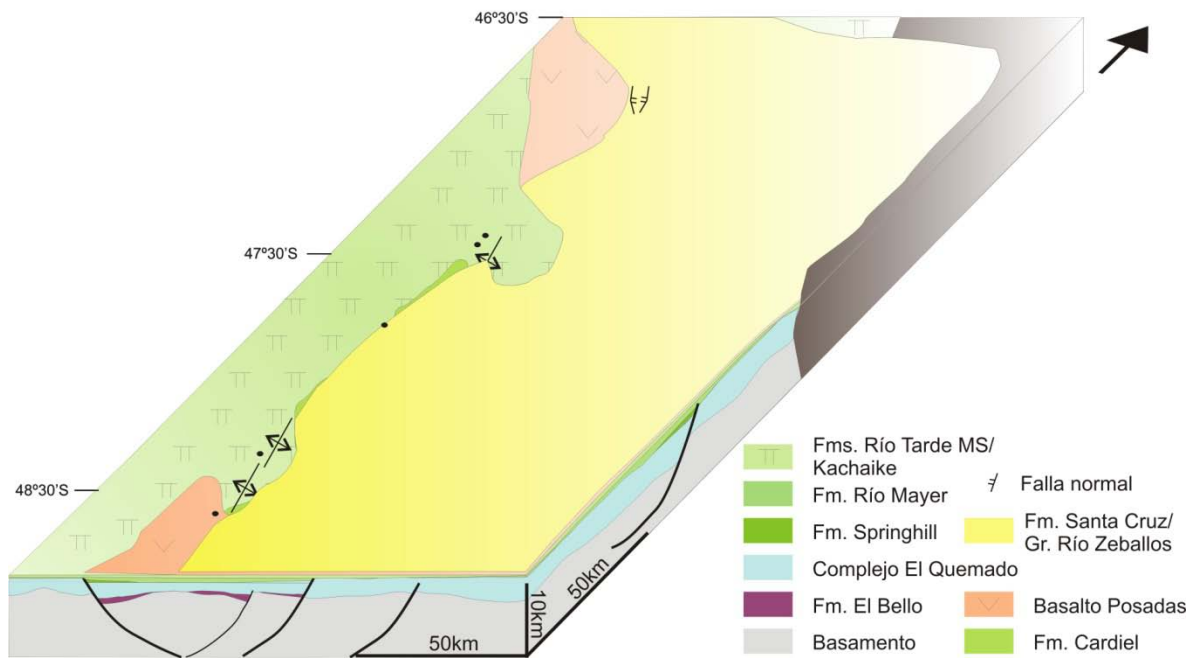


Figura 8.11: Configuración esquemática para el Mioceno temprano. Evento extensional.

Posteriormente, la dorsal sísmica de Chile se movió hacia el margen sudamericano, desencadenando la compresión en el frente de basamento (Lagabrielle *et al.*, 2004). Los tensores obtenidos a lo largo del frente de corrimiento entre el río Lincoln y Paso Roballos dan deformación compresiva. Los pliegues y fallas sinsedimentarios aflorantes a lo largo del margen sur del río Jeinemeni (Lagabrielle *et al.*, 2004), y cubriendo secuencias de *synrift*, muestran un pasaje repentino de extensión a compresión (Figuras 7.10 y 8.12).

Estas secuencias son cubiertas por la Formación Cerro Boleadoras que no presenta deformación, marcando el contraste en un breve período de tiempo donde depósitos de *synrift* son seguidos por una fase de corrimientos. El contexto geodinámico durante el Mioceno medio presenta un acercamiento de corteza oceánica joven y caliente de la dorsal sísmica de Chile, es decir una subducción con flotación positiva y bajo ángulo de subducción, indicando un episodio de mejor acople entre las placas Sudamericana y Nazca (Figura 7.5a). Una aceleración diez veces mayor en las tasas de sedimentación (~100 m/Ma) calculada entre los 18 y 14 Ma (Blisniuk *et al.*, 2005), refuerzan la interpretación de alto acople entre placas (véase Horton y Fuentes, 2016; Horton, 2018).

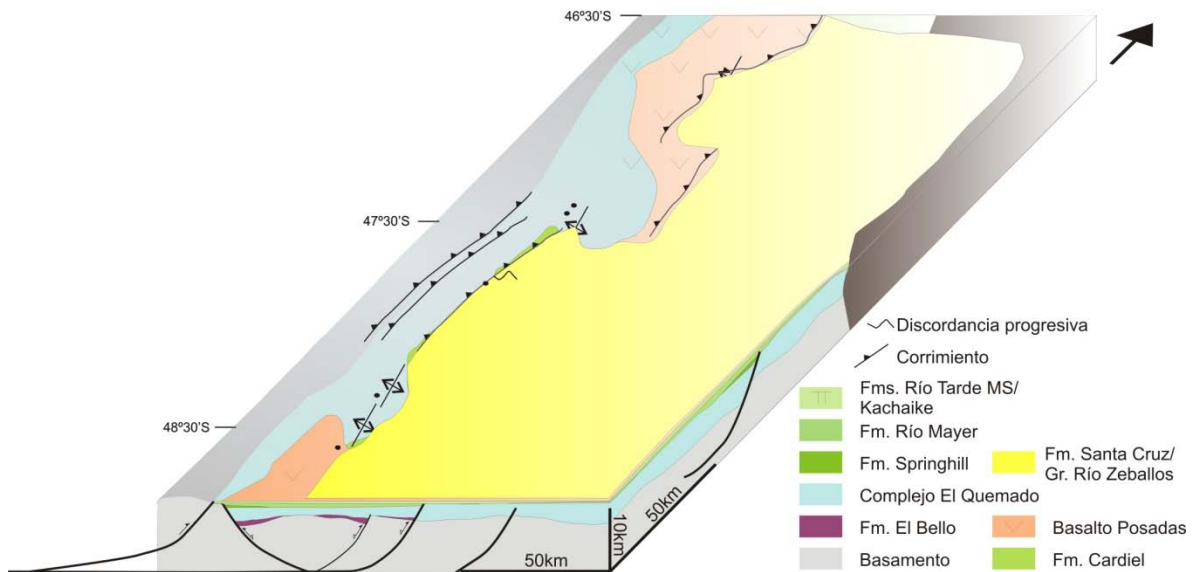


Figura 8.12: Configuración esquemática para los 15-14 Ma, Mioceno medio. Evento principal de compresión.

En resumen, la deformación frágil registrada en los APA muestra una predominancia de deformación de rumbo en el dominio de basamento, probablemente debido a la partición de la deformación a lo largo del frente de corrimiento durante la subducción oblicua en el Neógeno (Figura 7.5d). El fallamiento normal sinsedimentario en rocas del Mioceno temprano refleja un campo de paleoesfuerzos extensivo coetáneo con bajas tasas de sedimentación que pudieron haber tenido lugar durante el evento de desacople en el Mioceno temprano (Figura 7.5c). Posteriormente, los APA experimentan una fase compresiva en el Mioceno medio junto con un incremento en la tasa de sedimentación impulsado por el acople de placas, como consecuencia del acercamiento y colisión de la corteza oceánica caliente y joven (Figura 7.5b).

Capítulo 9: Conclusiones

Se realizó un estudio petrográfico sobre las unidades cretácicas y miocenas en el depocentro norte de la cuenca Austral. Las areniscas se han clasificado según Folk *et al.* (1970) principalmente como litoarenitas y litoarenitas feldespáticas, y en menor medida se clasificaron como subfeldarenitas, y escasas feldarenitas líticas. Los conglomerados finos se clasificaron como clasto ortoconglomerado lítico, según Limarino *et al.* (1996).

Las sedimentitas presentan textura dominante clasto sostén, si bien se reconocieron texturas clasto sostén a matriz sostén en muestras de la Veranada de Gómez y textura flotante en areniscas muy finas a finas de la formaciones Río Mayer y Río Belgrano en el perfil del río Belgrano. La matriz de las areniscas es pelítica, y no supera el 5-10% de las muestras salvo excepciones.

Los componentes principales de las areniscas de la Formación Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde Miembro Inferior y Kachaike son, en orden de importancia, cuarzo monocristalino, los fragmentos líticos, feldespatos y cuarzo policristalino, si bien la relación entre el cuarzo monocristalino y fragmentos líticos en ocasiones es inversa. Las areniscas de las formaciones El Chacay y Santa Cruz tienen predominancia de fragmentos líticos y plagioclasa respecto el contenido de cuarzo monocristalino.

Los clastos monominerales de carácter accesorio o minoritario están conformados por glauconita, muscovita, biotita, minerales opacos, clorita y circones. En particular se destacó la presencia de clastos accesorios de olivinas y piroxenos en muestras miocenas que derivan de rocas volcánicas básicas.

El cemento principal en muestras de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano es calcítico, y en menor medida ferruginoso o arcilloso. Los procesos diagenéticos involucrados son compactación mecánica, cementación, disolución y reemplazo de minerales.

Se destaca las diferencias observadas entre las rocas del Cretácico Inferior respecto de las del Mioceno, en cuanto al contenido de plagioclasa principalmente y fragmentos líticos. En las muestras cretácicas el componente monomineral predominante es el cuarzo, mientras que en las rocas miocenas dominan los clastos de plagioclasa.

Por otro lado, la variación en cuanto al origen de los fragmentos líticos de los depósitos del Cretácico Inferior respecto a los depósitos miocenos es distinta. Mientras que en las rocas cretácicas se reconocieron líticos metamórficos, volcánicos y sedimentarios, en rocas miocenas predominan los líticos volcánicos de carácter bimodal. Estos han sido interpretados como aporte mixto entre los basaltos de composición básica ubicados en el retroarco y aporte del arco magmático ubicado al oeste.

Otra diferencia se encuentra en la cementación, ya que en rocas cretácicas es común el cemento carbonático. En las rocas miocenas la cementación carbonática es escasa a nula, y por otro lado se ha encontrado ópalo rellenando poros. Esto indicaría cementación a poca profundidad.

El análisis de 10 muestras mediante DRX para pelitas de la Formación Río Mayer y base de la Formación Río Belgrano, en el perfil Veranada de Gómez determinó una composición principal de cuarzo y filosilicatos, y en menor medida plagioclasa para roca total. Feldespato potásico se reconoce sólo en la Formación Río Mayer. Los carbonatos se distinguen como trazas a lo largo del perfil. Se subraya el reconocimiento de dawsonita, un carbonato de sodio y aluminio, también identificado en corte delgado. Éste se encuentra reemplazando componentes detríticos en general. La pirita se encuentra como elemento traza a lo largo del perfil.

En cuanto a la fracción de arcillas se obtuvo una predominancia de los interestratificados de illita-esmectita, con illita y mica en menor proporción, y hacia el techo del perfil, en la base de la Formación Río Belgrano, se reconoció caolinita.

Los resultados de DRX obtenidos en el perfil de Veranada de Gómez, se condicen con los estudios petrográficos realizados en las formaciones Río Mayer y Río Belgrano del mismo perfil, donde se encuentra también el cuarzo como componente dominante en las muestras, ya sea como clasto monocristalino o formando parte de un fragmento lítico.

Se han determinado 3 asociaciones, que si bien presentan cierta dispersión, muestran una evolución temporal desde el Cretácico Inferior hasta el Mioceno inferior. Para el Cretácico Inferior presenta un 50% de cuarzo monocristalino, con valores de fragmentos líticos que no superan el 40% y feldespatos cercanos al 10% restante. Luego disminuye la proporción de cuarzo monocristalino aumentando la proporción de líticos, y se incrementa la cantidad de feldespatos levemente. Para el Cenozoico dominan los fragmentos líticos y feldespatos respecto al cuarzo.

Las relaciones entre componentes modales, a partir de los resultados de petrografía óptica convencional y análisis de DRX han permitido delinear las características de la fuente, que junto con análisis U-Pb en circones han determinado la procedencia de los sedimentos en un marco geodinámico.

La petrografía de las areniscas finas en la Formación Río Mayer reconoció componentes monominerales de cuarzo, y líticos de origen metamórfico y volcánico, principalmente. Los líticos metamórficos están compuestos por cuarzo policristalino principalmente y metacuarcitas. Estos representan bajo grado de metamorfismo con lo cual podrían provenir del macizo del Deseado considerando un área positiva limitando al E. También podrían provenir del mismo basamento de los APA, en cuyo caso para ese momento tendría que estar parcialmente expuesto.

En cuanto a los fragmentos volcánicos, que corresponden a composiciones ácidas podrían asociarse con aporte también del Macizo del Deseado, es decir con la Formación Chon Aike, o bien vincularse con el Complejo El Quemado. No existen mayores diferencias entre el volcanismo jurásico, excepto por la edad y geoquímica, y el grado de alteración que se ha descripto en trabajos previos.

Los análisis de difracción de rayos X en pelitas de la Formación Río Mayer complementan el estudio petrográfico donde el contenido de cuarzo es dominante, con lo cual la fuente presenta una importante madurez mineralógica, indicando el posible aporte de un área cratónica o bloque continental. Debido a que no existía arco entre los 47° y 49° S para el Neocomiano, el aporte podría ser del E del Macizo del Deseado.

La moda detrítica de la Formación Río Belgrano tiene similitudes con la precedente Formación Río Mayer: en promedio ocupan el mismo campo de orógeno reciclado en el diagrama QFLt. Asimismo, en el diagrama QmFkPlg se ploteó la proporción relativa de feldespato potásico respecto la plagioclasa, siendo el porcentaje relativo de feldespato potásico mayor. El hecho que en dicho diagrama las muestras se encuentren cercanas al vértice del cuarzo monocristalino indica madurez y estabilidad con lo cual provendrían de bloques continentales.

La Formación Río Belgrano representaría una progradación continental proveniente del este. En base a análisis de circones detríticos se obtuvo la edad de depositación para el grupo de circones más jóvenes (~122Ma), y picos que indicarían aporte del estadio volcánico V1 de Pankhurst *et al.* (2000), es decir que los sedimentos provenían de áreas elevadas de la Patagonia central ubicadas al este.

Los conglomerados del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde tienen un aporte dominante de fragmentos líticos metamórficos de bajo grado, compuestos por cuarzo principalmente, que se corresponderían con el basamento. En menor medida están compuestos por cuarzo monocristalino, líticos volcánicos ácidos y sedimentarios. El aporte continuaría desde la región del Deseado. La participación de componentes metamórficos derivados de la Formación Río Lácteo (Devónico tardío-Carbonífero temprano) se descarta debido a la falta de evidencia de dicho aporte en los análisis de circones detríticos para el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde.

Las areniscas de la Formación Kachaike plotearon entre el campo de orógeno reciclado transicional y arco disectado a parcialmente disectado. Los fragmentos líticos dominantes son los volcánicos sobre sedimentarios y metamórficos, lo cual se condice con el volcanismo generalizado que experimenta la Patagonia hacia fines del Cretácico Inferior.

El análisis de procedencia realizado en el perfil de Río Belgrano indicó que la moda detrítica de las formaciones El Chacay y la base de la Formación Santa Cruz corresponde a un ambiente de arco transicional. Se reconocieron varios tipos de texturas de rocas volcánicas, tanto ácidas como básicas. Para este período que abarca el Mioceno temprano se infiere un aporte del Basalto Posadas junto con clastos derivados del arco magmático ubicado al oeste.

En cuanto al análisis de indicadores cinemáticos, se determinó la distribución y orientación de los paleoesfuerzos entre el lago Buenos Aires y Burmeister, indicando la existencia de los tres tipos principales de deformación en los APA.

La deformación de rumbo se concentró en el dominio de basamento, la extensión se documentó en el Mioceno temprano, mientras que la deformación compresiva domina el frente de basamento.

En el presente trabajo se propone que la deformación neógena estaría dominada por partición transpresiva con componente de dextrógira en los corrimientos de basamento; es decir un antiguo equivalente de lo que ahora es la falla de Liquiñe-Ofqui. Los resultados se condicen con deformación trascurrente dominante en los APA durante la subducción oblicua previa a la colisión de segmentos de la dorsal.

Evidencia de deformación sinextensional se registró en la zona de río Lincoln y en acantilados del río Jeinemeni, en estratos de la Formación Río Jeinemeni, unidad inferior del Grupo Río Zeballos (equivalente a la Formación Santa Cruz). En el primer caso, se observaron estratos de crecimiento sinextensionales en la margen norte del

río Lincoln, mientras que la margen sur se obtuvo un tensor con el eje máximo de esfuerzo orientado ~E-O, en estratos deformados verticalmente de la misma unidad, que al restituir de acuerdo con el plano de estratificación presentaron extensión en dirección N60E. Los afloramientos ubicados en el río Jeinemeni tienen fallamiento normal que afecta la base de la Formación Río Jeinemeni, con mayores espesores hacia las fallas lítricas y una disminución de la inclinación desde estratos más antiguos a jóvenes, hecho que evidencia la fase extensional durante el Mioceno temprano. Por encima se encuentran estratos no deformados de la Formación Cerro Boleadoras, cubriendo las fallas extensionales. Por otra parte, tensores extensionales obtenidos en unidades miocenas dispuestas en posición subhorizontal, ubicados al este del frente de corrimiento a la latitud de la Meseta de Lago Buenos Aires, no son afectados por la compresión posterior.

A partir del Mioceno medio, la dorsal sísmica de Chile se movió hacia el margen sudamericano, desencadenando la compresión en el frente de basamento. Los tensores a lo largo del frente de corrimiento entre el río Lincoln y Paso Roballos muestran una deformación compresiva. Estas secuencias son cubiertas por la Formación Cerro Boleadoras que no presenta deformación, marcando el contraste en un breve período de tiempo donde depósitos de *synrift* son seguidos por una fase de corrimientos.

El contexto geodinámico durante el Mioceno medio presenta un acercamiento de corteza oceánica joven y caliente de la dorsal sísmica de Chile, es decir subducción con flotación positiva y bajo ángulo de subducción, indicando un episodio de mejor acople entre las placas de Sudamericana y Nazca. Una aceleración diez veces mayor en las tasas de sedimentación (~100 m/Ma) calculada entre los 18 y 14 ma, refuerzan la interpretación de alto acople entre placas.

En base a esta información se propusieron las siguientes etapas de deformación para el depocentro norte de los APA, presentadas en el Capítulo 8:

- **Rift*: Jurásico Superior;
- *Etapas de enfriamiento térmico: Berriasiano-Barremiano;
- *Retroarco compresivo: Aptiano-Albiano/ Cenomaniano?;
- *Etapas de antepaís *sensu stricto*: Mioceno.

En conclusión, el presente estudio por un lado caracterizó las rocas sedimentarias que constituyeron la transición entre la etapa de enfriamiento térmico hasta el estadio

de antepaís *sensu stricto*, haciendo hincapié en la procedencia de estos sedimentos con petrografía que sumado al análisis de circones detríticos determinó como área de aporte del este/noreste de los APA. Se vincularon las distintas unidades litoestratigráficas con los estadios de deformación para analizar la evolución de este sector de la Cuenca Austral. Y finalmente, se planteó la existencia de un evento de extensión para el Mioceno temprano, basado en el reconocimiento de estratos de crecimiento, indicadores cinemáticos y relaciones estructurales.

Referencias bibliográficas

- Aguirre-Urreta, M.B., 1987. La icnofacies Teredolites en el Cretácico de la Cuenca Austral Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas III: 143-148. Tucumán.
- Aguirre-Urreta, M.B., 2002. Invertebrados del Cretácico inferior. En M.J. Haller (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, II-6: 439-459. Buenos Aires.
- Aguirre-Urreta, M.B., Ramos, V.A., 1981. Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del Río Roble, provincia de Santa Cruz. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 101-132, San Luis.
- Andreis, R.R., 2002. Cuenca Baqueró: Secuencia volcanoclástica eocretácica del Macizo del Deseado. En M.J. Haller (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-10: 149-164. Buenos Aires.
- Andreis, R.R., Zalba, P.E., Morosi, M.E., 2007. Composición y procesos diagenéticos de los depósitos de arenisca y toba de la Formación Cardiel (Cenomaniano), área Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (2): 257-266.
- Angelier, 1979. Néotectonique de l'arc égéen. Soc. Géol. Nord. Pub. 3, 418.
- Angelier, J., 1984, Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research, 89: 5835-5848.
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology, 11: 37-50.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophysical Journal International, 103: 363-376.
- Angelier, J., 1991. Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique de failles. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 312(10) : 1213-1218.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. En: Hancock, P. L. (Ed.). Continental Deformation, Pergamon, Oxford, 101-120.
- Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: La methode des diedres droits. Bulletin de Societie Geologique de France, 19 :1309-1318.
- Angelier, J., Goguel, J., 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux de contrainte pour une population de faille. C. R. Seances Acad. Sci. Paris, 288: 307-310.
- Aragón, E., Pinotti, L., Fernando, D., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with

- South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore-to back arc. *Geoscience Frontiers*, 4 (4): 377-388.
- Aramendía, I., 2016. Geología de la costa suroccidental del lago Pueyrredón entre los ríos Oro y Furioso, provincia de Santa Cruz, Argentina. TFL, FCEN-UBA, 92 p, Buenos Aires.
- Aramendía, I., Ramos, M.E., Ghiglione, M.C., Geuna, S., Cuitiño, J.I., 2018. A multidisciplinary study of the Lower Cretaceous marine to continental transition in the northern Austral-Magallanes basin and its geodynamic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 54-69.
- Arbe, H.A., 1986. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación, UBA, Tesis doctoral, 334 p., Buenos Aires.
- Arbe, H.A., 1987. El Cretácico de la Cuenca Austral. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 9: 91-110. Buenos Aires.
- Arbe, H.A., 1989. Estratigrafía y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. En: Chebli, G., Spalletti, L., (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Buenos Aires, 449-442.
- Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En M.J. Haller (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-8: 103-128. Buenos Aires.
- Arbe, H.A., Hechem, J.J., 1984. Estratigrafía y facies de depósitos marinos profundos del Cretácico Superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. IX Congreso Geológico Argentino, Actas V, 7-41. Bariloche.
- Arthaud, F., 1969, Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles: *Bulletin Société Géologique de France*, 11 : 729-737.
- Augustsson, C., Bahlburg, H., 2003a. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1): 15-26.
- Augustsson, C., Bahlburg, H., 2003b. Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46° 30'-48° 30' S). *Geological Society, London, Special Publications*, 208 (1): 253-268.
- Augustsson, C., Münker, C., Bahlburg, H., Fanning, C.M., 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U-Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, 163: 983-995.
- Baldoni, A.M., 1979. Nuevos elementos paleoflorísticos de la taoflora de la Formación Springhill, límite Jurásico-Cretácico, subsuelo de Argentina y Chile Austral. *Ameghiniana*, 16: 103-119.

- Baldoni, A.M., 1980. Nota sobre una nueva especie de *Elatocladus* (?) (Coniferae) de la Formación Spinghill, límite Jurásico-Cretácico, provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana*, 17: 373-378.
- Bande, A.E., 2007. Geología y sedimentología del Cenozoico de la margen sur del lago Posadas, provincia de Santa Cruz. TFL, Departamento de Geología, FCEN-UBA. Buenos Aires.
- Barberón, V., 2013. Geología del cretácico-cenozoico de la región del río Blanco, margen norte del lago Viedma, provincia de Santa Cruz, Argentina. TFL. Departamento de Geología, FCEN-UBA, 108 p, Buenos Aires.
- Barberón, V., Sue, C., Ghiglione, M., Ronda, G., Aragón, E., 2018. Late Cenozoic brittle deformation in the Southern Patagonian Andes: Record of plate coupling/decoupling during variable subduction?. *Terra Nova*, 30 (4): 296-309.
- Baristead, N., Anka, Z., di Primio, R., Rodriguez, J.F., Marchal, D., Dominguez, F., 2013. New insights into the tectono-stratigraphic evolution of the Malvinas Basin, offshore of the southernmost Argentinean continental margin. *Tectonophysics*, 604: 280-295.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Oxford, England, 460p.
- Bianchi, J.L., 1967. Informe preliminar y acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral, durante las campañas 1964-65 y 1965-66. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito).
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C., 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, A. Homewood, P. (Eds), *Foreland Basins*, Blackwell Scientific Publications, London: Int. Assoc. Sediment. Spec. Pub., 8: 41-61.
- Blasco, G., Nullo, F., Proserpio, C.A., 1979. *Aspidoceras* en Cuenca Austral, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34: 282-293.
- Blasco, G., Nullo, F., Proserpio, C., 1980. *Santoniano-Campaniano: estratigrafía y contenido ammonitifero*. Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 467-493.
- Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Page Chamberlain, C., 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): 169-186.
- Boggs, S., 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Fourth edition, Pearson Prentice Hall, 662p.
- Boixart, G., 2017. Geología de la sierra de las Uñas, provincia de Santa Cruz, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 82p, Buenos Aires.
- Bonarelli, G., Nágera, J. J., 1921. Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín (Territorio de Santa Cruz). *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, serie B, 27: 1-39.

- Bott, M.H., 1959. The mechanism of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96: 109–117.
- Bourgois, J., Martin, H., Lagabriele, Y., Le Moigne, J., Frutos Jara, J., 1996. Subduction erosion related to ridge-trench collision: Taitao Peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*, 24, 8 : 723-726.
- Bourgois, J., Guivel, C., Lagabriele, Y., Calmus, T., Boulègue, J., Daux, V., 2000. Glacial-interglacial trench supply variation, spreading-ridge subduction, and feedback controls on the Andean margin development at the Chile triple junction area (45-48°S). *Journal of Geophysical Research*, 105: 8355-8386.
- Bourgois, J., Lagabriele, Y., Martin, H., Dymant, J., Frutos, J., Cisternas, M.E., 2016. A Review on Forearc Ophiolite Obduction, Adakite-Like Generation, and Slab Window Development at the Chile Triple Junction Area: Uniformitarian Framework for Spreading-Ridge Subduction. *Pure and Applied Geophysics*, 173 (10-11): 3217-3246.
- Bjørlykke, K. 2014. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic processes in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 301: 1-14.
- Breitsprecher, K., Thorkelson, D.J., 2008. Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula, *Tectonophysics*, 464: 10 – 20.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R., De Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcanotectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 32–46.
- Buotounet, E., Arnaud, N., Guivel, C., Lagabriele, Y., Scalabrino, B., Espinoza, F., 2010. Subduction of the South Chile active spreading ridge: A 17 Ma to 3 Ma magmatic record in central Patagonia (western edge of Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189 (3-4): 319–339, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.11.022.
- Busteros, A., Lapido, O., 1983. Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3- 4): 427-436. Buenos Aires.
- Calderón M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C.M., Weislogel, A., Cordani, U., 2007. Verdes basin, southern Patagonian Andes Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas, *Journal of the Geological Society*, 164: 1011-1022.
- Calderón, M., Fosdick, J.C., Warren, C., Massonne, H.J., Fanning, C.M., Fadel Cury, L., Schwanethal, J., Fonseca, P.E., Galaz, G., Gaytán, D., Hervé, F., 2012. The low-grade Canal de las Montañas Shear Zone and its role in the tectonic emplacement of the Sarmiento Ophiolitic Complex and Late Cretaceous Patagonian Andes orogeny, Chile. *Tectonophysics*, 524–525: 165–185.
- Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J.C., Sepúlveda, F., Galaz, G., 2016. Tectonic evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas

- Verdes ophiolites in Southern Patagonia. In Springer Earth System Sciences MC Ghiglione (Ed) Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes. 2:7-36.
- Camacho, H.H., Chiesa, J.O., Parma, S.G., Reichler, V., 2000. Invertebrados marinos de la Formación Man Aike (Eoceno medio), Provincia de Santa Cruz, Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Boletín 64: 187–208.
- Cande, S.C., Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets, 91 (B1): 471-496.
- Carey, E., Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C. R. Seances Acad. Sci. Paris, D, 279: 891-894.
- Ceccioni, G., 1955. Distribuzione verticale di alcune Kossmaticeratidae nella Patagonia chilena. Societa Geologica Italiana, 74: 141-149, Roma.
- Cembrano, J., Hervé, F., 1993. The Liquine Ofqui fault zone: a major cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes, paper presented at ISAG, ORSTOM Editions, Paris, Oxford, U.K.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenue, A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. Tectonophysics, 259 (1-3): 55-66.
- Cereceda, A., 2016. Sedimentología de los depósitos marinos de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista, Cretácico Superior, Cuenca Austral. Tesis Doctoral FCNM-UNLP, 231p, La Plata.
- Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. New York, Springer-Verlag, 623p.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., Burkhard, M., 2003. Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (south Valais). Eclogae Geol. Helv., 96 (3): 325–338.
- Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., Burkhard, M., 2004. Brittle deformation in the inner NW Alps: From early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. Terra Nova, 16(4): 232-242.
- Chiesa, J.O., Camacho, H.H., 1995. Litoestratigrafía del Paleogeno marino en el noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Academia Nacional Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Monografía 11: 9-15. Buenos Aires.
- Comerio, M., Morosi, M., Tunik, M., Paredes, J.M., Menegatti, N., Zalba, P., 2013. Dawsonita en rocas volcanoclásticas de la formación Castillo (Grupo Chubut) en la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia, Argentina. Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes: 31-32, Comodoro Rivadavia.
- Comerio, M., Morosi, M., Tunik, M., Paredes, J.M., Zalba, P.E., 2014. Dawsonite in volcanoclastic rocks of the Castillo Formation, Chubut Group, Golfo San Jorge basin, Patagonia Argentina. The Canadian Mineralogists, 52: 513-531.
- Compton, R.R., 1966. Analysis of Pliocene-Pleistocene deformation and stresses in northern Santa Lucia Range, California: Geological Society of America Bulletin, 77: 1361-1380.
- Coutand, I., Diraison, M., Cobbold P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Miller, M., 1999. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30S). Journal of South American Earth Sciences, 12: 1- 15.

- Crane, W.H., 2004. Depositional history of the Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Silla Syncline, Magallanes Basin, Chile, Ph.D. thesis, 275 pp., Stanford Univ., Stanford, California.
- Crane, W.H., Lowe, D.R., 2008. Architecture and evolution of the Paine channel complex, Cerro Toro Formation (Upper Cretaceous), Silla Syncline, Magallanes Basin, Chile. *Sedimentology*, 55: 979-1009.
- Cuitiño, J.I., Santos, R.V., Muruaga, P.J. A., Scasso, R.A., 2015. Sr-stratigraphy and sedimentary evolution of early Miocene marine foreland deposits in the northern Austral (Magallanes) Basin, Argentina. *Andean Geology*, 42 (3): 364-385.
- Cuitiño, J.I., Pimentel, M.M., Ventura Santos, R., Scasso, R.A., 2012. High resolution isotopic ages for the early Miocene "Patagoniense" transgression in Southwest Patagonia: Stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 110-122.
- Cuitiño, J.I., Scasso, R.A., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (3): 406-417.
- Dalziel, I.W.D., De Wit, M.F., Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291-294.
- De Barrio, R.E., 1984. Descripción geológica de la Hoja 53 c, Laguna Olín, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- De Barrio, R.E., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), Jurásico medio a superior en el noroeste de la Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral, 528p, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédito). La Plata.
- Del Blanco, M., Echavarría, L.E., Echeveste, H., Etcheverry, R., Tessone, M., Mondelo, R., 1994. Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. En *International Mining Meeting, Actas* (pp. 93-99).
- Delvaux, D., 1993. The TENSOR program for reconstruction: examples from the East African and the Baikal rift zones. *Terra Abstracts. Abstract Supplement*, 1 to *Terra Nova*, 5: 216.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 212: 75-100.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson, W.R., Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W., Valloni, R., 1980. Plate settings and provenance sands in modern ocean basins. *Geology*, 8: 82-86.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American

- Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America, 94: 222-235.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. Tectonophysics, 316: 91-119.
- Escosteguy, L., Dal Molín, C., Franchi, M., Geuna, S., Lapido, O., Genini, A., 2003. Hoja Geológica 4772-II, Lago Buenos Aires. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 339, 80 p., Buenos Aires.
- Escosteguy, L., Geuna, S., Etcheverría, M., Franchi, M., 2014. Formación El Bello (nom. nov.), jurásico temprano de la cordillera Patagónica Austral, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 71 (4): 575-584.
- Escosteguy, L., Etcheverría, M., Geuna, S., Franchi, M., Wilson, C., Azcurra, D., 2017. Hoja Geológica 4972-I, Monte Tetris. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 429, 87pp., Buenos Aires.
- Espejo, I., López Gamundí, O., 1994. Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin: The El Imperial Formation (Mid Carboniferous-Lower Permian), San Rafael Basin, Western Argentina. Journal of Sedimentary Research, A64: 8-16.
- Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R.C., Suárez, M., Lagabriele, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotton, J., De la Cruz, R., Guivel, C., 2005. Petrogenesis of the Eocene and Miocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows. Lithos, 82: 315-343.
- Espinoza, F., Morata, D., Polvé, M., Lagabriele, Y., Maury, R. C., Guivel, C., Cotten, J., Bellon, H., Suárez, M., 2008. Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: Pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47° S). Lithos, 101 (3): 191-217.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. Journal of Structural Geology, 3: 51-65.
- Etcheverría, M., Escosteguy, L., 2014. Nueva evidencia de contacto transicional entre el Complejo el Quemado y la Formación Springhill, Bahía de la Lancha, provincia de Santa Cruz. Actas XIX Congreso Geológico Argentino. T1-19, 2p. Córdoba.
- Favre, F., 1908. Die ammoniten der unteren kreide Patagoniens. Tesis Doctoral, E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haler, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letters, 172: 83-96.
- Feruglio, E., 1936-1937. Paleontographia Patagónica. Memoria del Instituto Geología, Universidad Padova 11: 384pp.

- Feruglio, E., 1938. Nomenclatura estratigráfica de la Patagonia y Tierra del Fuego. Boletín Informe Petrolero, XV (172): 82-95, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3 tomos, T1: 323pp; T2: 349pp; T3: 331pp. Buenos Aires.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31: 1081-1084.
- Fildani, A., Hessler, A.M., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes Magallanes Basin, Patagonian Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117: 1596–1614.
- Fildani, A., Romans, B.W., Fosdick, J.F., Crane, W.H., Hubbard, S.M., 2008. Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. In: Spencer, J.E., Titley, S.R. (Eds.), *Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution, and Ore Deposits*, Arizona. *Geol. Soc. Dig.*, 22: 259-268.
- Flores, M.A., Malumíán, N., Masiuk, V., Riggi, J.C., 1973. Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 407–437.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51° 30' S. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123: 1679–1698.
- Fosdick J.C., Grove M., Hourigan J.K., Calderón M., 2013. Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 361: 504–517.
- Fosdick, J.C., Grove, M., Graham, S.A., Hourigan, J.K., Lovera, O., Romans, B.W., 2014. Detrital Thermochronologic record of burial heating and sediment recycling in the Magallanes foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research*, 27(4): 546-572.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E., Yussen de Campana, J.C., 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la nomenclatura estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petrolíferas*, 171: 31-95. Buenos Aires.
- Fracchia, D., Giacosa, R., 2006. Evolución estructural del basamento ígneo-metamórfico en la estancia Las Tres Hermanas, noreste de la comarca del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (1): 118-131.
- Franchi, M., 1984. Descripción geológica de la Hoja 52 a-b, Lago Pueyrredón, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I. G., Macdonald, D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32–54° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1): 81-90.

- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic–Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257–270.
- Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b Lago Argentino. *Boletín del Servicio Nacional Minero y Geológico*, 140: 1-49. Buenos Aires.
- Furque, G., Camacho, H.H., 1972. El Cretácico superior y Terciario de la región austral del lago Argentino, provincia de Santa Cruz. *Actas 4as Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 61-76. Buenos Aires.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129: 93-131.
- Georgieva, V. , Melnick, D., Schildgen, T.F., Ehlers, T.A., Lagabriele, Y., Enkelmann, E., Strecker, M.R., 2016. Tectonic control on rock uplift, exhumation and topography above an oceanic-ridge collision – Southern Patagonian Andes (47°S), Chile. *Tectonics*, 35 (6): 1317-1341.
- Gephart, J.W., 1988. On the use of stress inversion of fault-slip data to infer the frictional strength of rocks [abs.]. *EOS (American Geophysical Union Transactions)*, 69: 1462.
- Gephart, J.W., 1990. FMSI: A Fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Computational Geosciences*, 16: 953–989.
- Gephart, J.W., Forsyth, D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 89: 9305-9320.
- Ghiglione, M.C., Cristallini, E.O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous times? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology*, 35: 13-16.
- Ghiglione, M.C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F., Reinoso, R.M., 2009. Structure and evolution of the Austral basin fold–thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 215 - 226.
- Ghiglione, M.C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevtich, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S., Zapata, T., 2010. Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 262-277
- Ghiglione, M.C., Navarrete-Rodríguez, A.T., González-Guillot, M., Bujaleski, G., 2013. The opening of the Magellan Strait and its geodynamic implications. *Terra Nova*, 25: 13–20.
- Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, M.B., Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, 26 (6): 726-745.
- Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V.A., 2015. U-Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the

- Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. *Cretaceous Research*, 55: 116-128.
- Ghiglione, M.C., Sue, C., Ramos, M.E., Tobal, J.E., Gallardo, R.E., 2016. The relation between Neogene Denudation of the southernmost Andes and sedimentation in the offshore Argentine and Malvinas basins during the opening of the Drake Passage. In *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes* (pp. 109-135). Springer International Publishing.
- Giacosa, R., 1987. Micro y mesopliegues y litología de la Formación Río Lácteo en el área de lago Belgrano. Provincia de Santa Cruz. *Actas 4as Jornadas de Microtectónica*, 37-41.
- Giacosa, R., Franchi, M., 2001. Hojas Geológicas 4772-III y 4772-IV Lago Belgrano y Lago Posadas, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín*, 256.
- Giacosa, R.E., Márquez, M.M., Panza, J.L., 2002. Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En: Haller, M.J. (ED.). *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*, I-2: 33-44. Buenos Aires.
- Giacosa, R.E., Márquez, M.M., 2002. El basamento paleozoico de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M.J. (ED.). *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-3: 45-55. Buenos Aires.
- 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.
- Giacosa, R., Fracchia, D., Heredia, N., 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49°S. *Geological Acta*, 10: 265-282.
- Gómez-Dacal, A.R., 2018. Petrología, geoquímica y diagénesis de sedimentitas y fósiles carbonáticos del Jurásico Superior - Cretácico Inferior de las cuencas Neuquina y Austral, Argentina. Tesis Doctoral, 300p., Facultad de Ciencias Naturales y Museo Universidad Nacional de La Plata.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I., Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17.
- Gui, L., Liu, L., Yu, M., Liu, N., Yang, H., Zhang, Y., 2012. Petrological evidence of kaolinite transformation to dawsonite. *Global Geology*, 15: 105-113.
- Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M., Riquelme, R., 2009. Neogene uplift of central eastern Patagonia: dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics* 28, TC2009.
- Guillaume, B., Gautheron, C., Simon-Labric, T., Martinod, J., Roddaz, M., Douville, E., 2013. Dynamic topography control on Patagonian relief evolution as inferred from low temperature thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 364: 157-167.
- Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Hervé, B., Cotton, J., Benoit, M., Suárez, M., de la Cruz, R., 2006. Miocene to Late Quaternary

- Patagonian basalts (46–47S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149: 346-370.
- Haller, M., Lapido, O., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 230- 247
- Haschke, M., Sobel, E. R., Blisniuk, P., Strecker, M.R., Warkus, F., 2006. Continental response to active ridge subduction. *Geophysical Research Letters*, 33 (15).
- Hatcher, J.B., 1897. *Geology of Southern Patagonia*. American Journal Science, 4, 4: 327-354. New Haven.
- Hatcher, J.B., 1900. *Sedimentary rocks of Southern Patagonia*. American Journal Science, 9, 4: 85-108. New Haven.
- Hatcher, J.B., 1903. *Narrative of the Expeditions*. Reports of the Princenton Expeditions to Patagonia, 1: 1-210.
- Hauthal, R., 1903. Mitteilungen uber den heuhgen Stand der geologischen Erforschung Argentinien. *Comtes Rendus. IX Congreso Geológico Internacional de Vienna*, 649-656.
- Heim, A., 1980. Geological observation in the Patagonian Cordillera. Preliminary Report. *Eclogae Geological Helvetiae*, 33 (1): 25-51.
- Hellevang, H., Aagaard, P., Oelkers, E.H., Kvanne, B., 2005. Can dawsonite permanently trap CO₂?. *Environmental science & technology*, 39 (21): 8281-8287.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 107–123.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, 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., Faúndez, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica acta: an international earth science journal*, 6 (1): 43-53.
- Homovc, J.F., 1980. Estudio estratigráfico de la comarca ubicada en el margen septentrional de la meseta Belgrano, en la zona del Lago Posadas, Dpto. Río Chico, provincia de Santa Cruz. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires. 2v, Buenos Aires.
- Homovc, J.F., Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina. *AAPG bulletin*, 85 (10): 1795-1816.
- Homovc, J.F., Constantini, L., Pellon de Miranda, A., Ferreira, R., 1996. Evolution of the Deseado Massif in Argentina, and its relationship with the San Julian offshore Area in the South Atlantic Ocean. International Conference and Exhibition, American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, Abstract 5: 66, San Diego.
- Houghton, H.F., 1980. Refined techniques for staining plagioclase and alkali feldspars in thin section. *Journal of Sedimentary Research*, 50 (2): 629-631.

- Hubbard, S.M., Romans, B.W., Graham, S.A., 2008. Deep-Water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt. *Sedimentology*, 55: 1333-1359.
- Iglesia Llanos, M.P., Lanza, R., Riccardi, A.C., Geuna, S.E., Laurenzi, M.A., Ruffini, R., 2003. Palaeomagnetic study of the El Quemado Complex and Marifil Formation, Patagonian Jurassic igneous province, Argentina. *Geophysical Journal International*, 154: 599-617.
- Ingersoll, R.V., 1978. Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin, northern and central California. *Journal of Geology*, 86: 335-352.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54 (1): 103-116.
- Ingersoll, R.V., Kretchmer, A.G., Valles, P.K., 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40: 937-953.
- Iñíguez Rodríguez, A. M., Decastelli, O. O., 1984. Mineralogía y diagénesis de arcillas de las Formaciones Cretácico-Terciarias de la Cuenca Austral. *Actas del IX Congreso Geológico Argentino*. Tomo III, 402-414. Bariloche.
- Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L.E., Gayone, M.R., Maloberti, A., 2007. Análisis cinemático de la extensión jurásica en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. III Simposio Argentino del Jurásico: 47, Mendoza.
- Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L.E., Gayone, M.R., Maloberti, A., Comito, O., 2013. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la provincia silíceo Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70 (1): 16-30.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Gorrington, M.L., 2002. Geochemistry of Eocene Plateau Basalts related to ridge collision in Southern Patagonia. XV Congreso Geológico Argentino, Actas electrónicas. 6 p., Calafate.
- Katz, H.R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 47 (3): 506-524, Tulsa.
- Kielbowicz, A.A., Ronchi, D., Stach, H., 1983. Foraminíferos y ostrácodos valanginianos de la Formación Springhill, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 313-339.
- Kraemer, P.E., 1994. Segmentación geológica y geofísica en los Andes Patagónicos. Consecuencia de discontinuidades en el rift Jurásico? 49°- 51° S. Argentina. *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, 1: 71-75, Concepción.
- Kraemer, P.E., 1998. Structure of the Patagonian Andes. Regional balanced cross section at 508 S.L. Argentina. *International Geology Review*, 40: 896-915.

- Kraemer, P.E., Riccardi A.C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 333-360.
- Kraemer, P.E., Ploszkiewick, J.V., Ramos, V.A., 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52° S. En M.J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-22: 353– 364, Buenos Aires.
- Lacassie, J.P., 2003. Estudio de la proveniencia sedimentaria de los complejos metamórficos de los Andes Patagónicos (46°-51° Lat. S) mediante la aplicación de redes neuronales e isótopos estables. Tesis doctoral. Universidad de Chile, 119 p.
- Lacombe, O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield 'paleostresses' that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geoscience*, 344: 159–173.
- Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E. A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., De la Cruz, R., 2004. Neogene to Quaternary evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385: 211 – 241.
- Lagabrielle, Y., Suarez, M., Malavieille, J., Morata, D., Espinoza, F., Maury, R. C., Bellon, H., 2007. Pliocene extensional tectonics in the Eastern Central Patagonian Cordillera: geochronological constraints and new field evidence. *Terra Nova*, 19(6): 413-424.
- Lápido, O., 1979. Descripción geológica de la Hoja 51ª, Los Antiguos, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- Leanza, A.F., 1963. Patagoniceras gen. nov. (Binneyitidae) y otros ammonites del Cretácico superior de Patagonia Austral con consideraciones de su posición estratigráfica. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 46 (1): 61-70. Córdoba.
- Leanza, A.F., 1970. Amonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes, con notas acerca de su posición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (2): 197-261.
- Leanza, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, p. 689-706, Córdoba.
- Lesta, P., Ferello, R., Chebli, G., 1980. Chubut Extraandino. En Turner, J.C. (ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 1307-1387, Córdoba.
- Likerman, L., Burlando, J.F., Cristallini, E.O., Ghiglione, M.C., 2013. Along-strike structural variations in the Southern Patagonian Andes: insights from physical modeling. *Tectonophysics*, 590: 106–120.
- Limarino, C.O., Caselli, A.T., Net, L.I., Gagliardo, M., 1996. A propose of psefite classification relationed to sand and sandstones composition. En: *Petrología de Rocas Clásticas*, Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial, 1: 52–54.

- Longobucco, M.I., Azcuy, C.L., Aguirre-Urreta, M.B., 1985. Plantas de La Formación Kachaike, Cretácico de la provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana*, 21: 305-315.
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404 (3): 237-264.
- López-Gamundi, O., Espejo, I., 1988. Análisis petrofacial de las epiclastitas neopaleozoicas en los alrededores del Río Sassito (San Juan): áreas de proveniencia e implicancias paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 91-105.
- Macellari, C.E., 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (4): 373-418.
- Macellari, C.E., Barrio, C.A., Manassero, M.J., 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 233-239.
- Mahlburg Kay, S., Ardolino, A.A., Cortés, J.M., Franchi, M.R., Ramos, V.A., 1990. Tectonic and geochemical significance of tertiary Patagonian basalts, (40-50° S) Argentina. Symposium International Geodynamics Andine. Editions of L'Orstom, 297-300 (May 15-17), Grenoble.
- Malkowski, M.A., Grove, M., Graham, S.A., 2016. Unzipping the Patagonian Andes—Long-lived influence of rifting history on foreland basin evolution. *Lithosphere*, 8 (1): 23-28.
- Malumíán, N., 1982. Informe foraminíferológico sobre muestras provenientes de la Hoja 51a, Los Antiguos. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- Malumíán, N., Caramés, A., 1997. Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: Micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (2): 189-201.
- Manassero, M.J., 1988. Petrología y procedencia de las areniscas cretácicas superiores de la Cuenca Austral Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 175-187.
- Marensi, S.A., Limarino, C.O., Tripaldi, A., Net, L.I., 2005. Fluvial systems variations in the Rio Leona Formation: Tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19 (3): 359-372.
- Marensi, S.A., Casadío, S., Santillana, S., 2002. La Formación Man Aike al sur de El Calafate (Provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 341-344.
- Marsaglia, K.M., Ingersoll, R.V., 1992. Compositional trends in arc-related, deep marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic arc provenance. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1637-1649.
- Massabie, A.C., 1990. La faja de corrimientos Río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle del Río La Leona, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 29-36.

- McKenzie, D.P., 1969. The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59: 591-601.
- Megías, A.G., 1982. Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congreso Latinoamericano de Geología Argentina*, 1: 385-402.
- Michael, A. J., 1984, Determination of stress from slip data: Faults and folds: *Journal of Geophysical Research*, 89: 11517-11526.
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., Ovtcharova, M., 2008. Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. *Geology*, 36 (6): 459-462.
- Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R., Espinosa, W., 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén, Región de Aysén. *Carta Geológica de Chile*, 60-61: 1-78.
- Nullo, F.E., Otamendi, J., 2002. El Batolito Patagónico. En M. J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-12: 175-185. Buenos Aires.
- Nullo, F.E., Proserpio, C.A., Ramos, V.A., 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. *VII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, Actas, 1:455-470.
- Nullo, F.E., Proserpio, C.A., Blasco, G., 1981. El Cretácico de la Cuenca Austral entre el Lago San Martín y Río Turbio. En W. Volkheimer (Ed.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1: 181-220, Buenos Aires.
- Nullo, F.E., 1983. Descripción Geológico-Económica de la Hoja 59 a-b, Cordón de los Cristales, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional (Inédito)* Buenos Aires.
- Nullo, F.E., Panza, J.L., Blasco, G., 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29 (17-7): 528-535.
- Ortmann, A., 1902. Tertiary invertebrates: 32- 45. En: W. B. Scott (Ed.) *Reports of the Princeton University Expedition to Patagonia 1896-1899. Volume 4, Palentology I, part 2*. J. Pierpoint Morgan Publishing Foundation, Princeton, New Jersey.
- Ottone, E.G., Aguirre-Urreta, M.B., 2000. Palinomorfos cretácicos de la Formación Springhill en Estancia El Salitral, Patagonia Austral, Argentina. *Ameghiniana*, 37 (3): 379-382. Buenos Aires.
- Palazzesi, L., Barreda, V.D., Cuitiño, J.I., Guler, M.V., Tellería, M.C., Santos, R.V., 2014. Fossil pollen records indicate that Patagonian desertification was not solely a consequence of Andean uplift. *Nature communications*, 5, Article number: 3558.
- Pankhurst, R.J., Sruoga, P., Rapela, C.W., 1993. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47°30'LS. *XIII CGA, Actas* 4:171-178. Mendoza.
- Pankhurst, R., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Ryley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in west Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.

- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41: 605–625.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Fanning, C.M., Márquez, M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 27–44.
- Panza, J.L., 2002. La cubierta detrítica del Cenozoico superior. En Haller MJ (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate*, I-17: 259–284. Buenos Aires.
- Panza, J.L., Franchi, M.R., 2002. Magmatismo basáltico cenozoico extrandino. En M. J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate*, I-14:201-236. Buenos Aires.
- Panza, J.L., Sacomani, L.E., Cobos, J.C., 2003. Mapa geológico de la provincia de Santa Cruz. SEGEMAR.
- Parras, A., Griffin, M., Feldmann, R., Casadío, S., Schweitzer, C., Marensi, S., 2008. Correlation of marine beds based on Sr- and Ar- date determinations and faunal affinities across the Paleogene/Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 204-216.
- Parras, A., Griffin, M., 2009. Darwins great Patagonian Tertiary Formation at the Mouth of the Río Santa Cruz: a reappraisal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(1): 70-82.
- Pereyra, F.X., Fauqué, L., González Díaz E.F., 2002. Geomorfología. En M. J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate*, I-21:325-352. Buenos Aires.
- Pettijhon, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper, New York, 628 p.
- Pettijhon, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1987. *Sand and sandstone*. Segunda edición Springer-Verlag, New York, 553 p.
- Pezzi, E., 1970. Informe geológico zonas cerro Huemul y estancia La Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe 157, 21 p., inédito.
- Piatnitzky, A., 1938. Observaciones Geológicas en el Oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 165: 45-85.
- Pittman, E.D., 1969. Destruction of plagioclase twins by stream transport. *Journal of Sedimentary Research*, 39 (4): 1432-1437.
- Pizzio, M.F., 2009. Geología de la región de la Laguna 3 de Abril, Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). FCEN, UBA, 132p., Buenos Aires.
- Poiré, D., Morel, E., Maggi, J., 1999. Facies diamictíticas en la Formación Bahía de la Lancha (Paleozoico), Estancia La Lila, Lago San Martín, Santa Cruz. XIV Congreso Geológico Argentino, I (Actas): 425-428. Salta.

- Poiré, D.G., Canessa, N. D., Carloni, A., Ferrer, O., 2002. La Formación Piedra Clavada en el área de Tres Lagos, provincia de Santa Cruz, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate, Santa Cruz), Actas: p. 6.
- Poiré, D.G., J.R. Franzese, 2008. Trazas fósiles de ambientes litorales marinoparálicos de la Formación Springhill (Cretácico Inferior), Andes Patagónicos Australes, provincia de Santa Cruz, Argentina. XII Reunión Argentina de Sedimentología, Abstract :143. Buenos Aires.
- Poiré, D., Franzese, J.R., 2010. Mesozoic clastic sequences from a Jurassic rift to a Cretaceous foreland basin, Austral Basin, Patagonia, Argentina. In: del Papa, C & Astini, R (Eds.), Field Excursion Guidebook, 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina, FE-C13, pp.1-53.
- Poiré, D.G., Iglesias, A., Varela, A.N., Richiano, S., Ibáñez Mejía, M., Strömer, C.E., 2017. Edades U-Pb en zircons de tobas de la Fm. Piedra Clavada, pcia. de Santa Cruz, Argentina : un marcador albio para la evolución tectónica y biológica de la Cuenca Austral. Actas XX Congreso Geológico Argentino, pp.95-98. Tucumán.
- Pöthe de Baldis, E.D., 1981. Análisis palinológico de muestras de la Hoja 52 a-b, Lago Pueyrredón, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Quensel, P.D., 1911. Geologische petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. Bulletin Geological Institut Uppsala, 11: 1-113.
- Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O., Ovtcharova, M., 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. Tectonics, 31. doi:10.1029/2011TC003048
- Ramírez-Sánchez, E., Hervé, F., Kelm, U., Sassi, R., 2005. P-T conditions of metapelites from metamorphic complexes in Aysen, Chile. Journal of South American Earth Sciences, 19 (3): 373-386.
- Ramos, V.A., 1979. Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina. II Congreso Geológico Chileno, Actas I (B): 1-32, Santiago.
- Ramos, V. A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 55 a, Sierra de Sangra, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1982a. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 23-49.
- Ramos, V.A., 1982b. Descripción geológica de las Hojas 53 a Monte San Lorenzo y 53 b, Monte Belgrano, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina, American Association Petroleum Geologists, Bulletin 73 (7): 887-903, Tulsa.
- Ramos, V.A., 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. Tectonophysics, 399 (1-4): 73-86.

- Ramos, V.A., Drake, R., 1987. Edad y significado de la Formación Río Tarde (Cretácico), Lago Posadas, Provincia de Santa Cruz. X Congreso Geológico Argentino, Actas I, 143-147, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Muñoz, J., 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. In: Cordani, H., Linares, E. (Eds.), Symposium on Magmatic Evolution of the Andes, Earth Sci. Review, 18: 411 – 443.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. En R.A. Oliver, N. Vatin-Perignon, G. Laubacher (Eds.), Andean geodynamics Symposium, Grenoble, France. Tectonophysics, 205: 261-282, Ámsterdam.
- Ramos, V. A., Mahlburg Kay, S., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 261- 282.
- Ramos, V.A., Ghiglione, M.C., 2008. Tectonic evolution of the Patagonian Andes. Developments in Quaternary Sciences, 11: 57-71.
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (3): 41-96. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 2015. Evolución de la cuenca golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 72(1): 12-20.
- Reches, Z., 1987. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. Tectonics, 6: 849-861.
- Relañez, R.G., 2014. Geología del sector de la Estancia Tucu-Tucu, provincia de Santa Cruz, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, FCEN-UBA, 75p. Buenos Aires.
- Riba, O., 1989. Unidades tectosedimentarias y secuencias depositacionales. Revista de la Sociedad Geológica de España, 2: 189-198.
- Riccardi, A., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Revista Museo de la Plata (nueva serie), 7, 61 p. La Plata.
- Riccardi, A.C., 1976. Paleontología y edad de la Formación Springhill. Riccardi, A. C., 1988. The Cretaceous System of southern South America. Geological Society of America, Memoir 168: 1-116.
- Riccardi, A.C., 1977. Berriasian invertebrate fauna from the Springhill Formation of southern Patagonia. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 155 (2): 216-252.
- Riccardi, A.C., 2002. Invertebrados del Cretácico Superior. En M. J. Haller (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, II-7:461–479, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Kraemer, P.E., 1996. Bioestratigrafía del Jurásico y Cretácico marino entre los lagos Viedma y Argentino. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires). Actas 5:65.

- Riccardi, A., Roller, E., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner J. C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1173-1306. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Richiano, S., 2012. Sedimentología e icnología de la Formación Río Mayer, cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral, UNLP, 278p., Buenos Aires.
- Richiano, S., Varela, A.N., Cereceda, A., Poiré, D.G., 2012. Evolución paleoambiental de la Formación Río Mayer, Cretácico Inferior, Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 19 (1): 3-26.
- Richiano, S., Varela, A.N., Poiré, D.G., 2016. Heterogeneous distribution of trace fossils across initial transgressive deposits in rift basins: an example from the Springhill Formation, Argentina. *Lethaia*, 49 (4): 524-539.
- Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie B*, 354-368.
- Riggi, J.C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12 (2): 65-97. Buenos Aires.
- Robbiano, J.A., Arbe, H., Gangui, A., 1996. Cuenca Austral Marina. En *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* (Ramos, V.A.; Turic, M.A.; editores). XIII Congreso Geológico Argentino, y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, p. 323-342. Buenos Aires.
- Rodríguez, J., Miller, M., 2005. Cuenca Austral. En *Frontera Exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 307-324.
- Romans, B.W., 2008. Controls on distribution, timing, and evolution of turbidite systems in tectonically active settings: Upper Cretaceous Tres Pasos Formation, southern Chile, and Holocene Santa Monica Basin, offshore California. Tesis doctoral.
- Romans, B.W., Hubbard, S.M., Graham, S.A., 2008. Deep-Water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt. *Sedimentology*, 55: 1333-1359.
- Romans, B.W., Hubbard, S.M., Graham, S.A., 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology*, 56 (3): 737-764.
- Romans, B.W., Fildani, A., Graham, S.A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., 2010. Importance of predecessor basin history on sedimentary fill of a retroarc foreland basin: Provenance analysis of the Cretaceous Magallanes basin, Chile (50–52° S). *Basin Research*, 22 (5): 640-658.
- Romans, B.W., Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Fosdick, J.C., Graham, S.A., 2011. Evolution of deepwater stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. *Mar. Petrol. Geol.*, 28: 612–628.
- Ronda, G., 2015. Geología de las Sierras Bayas y de las Vacas, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura FCEN-UBA. 80p., Buenos Aires.

- Ronda, G., Ghiglione, M.C., Barberón, V., 2014. Sistemas de Riedel como mecanismo de deformación en los Andes Patagónicos, norte de Santa Cruz. *Actas XIX Congreso Geológico Argentino*. Córdoba.
- Russo, A., Flores, M.A., 1972. Patagonia Austral Exrandina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Segundo Simposio Geología Regional Argentina: 707- 725. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Sacomani, L., 1982. Descripción petrográfica de las muestras de las Hojas 53 ab, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Sato, K., Yamaji, A., 2006. Uniform distribution of points on a hypersphere for improving the resolution of stress tensor inversion. *Journal of Structural Geology*, 28: 972–979.
- Scalabrino, B., Lagabriele, Y., De la Rupelle, A., Malavieille, J., Polvé, M., Espinoza, F., Morata, D., Suárez, M., 2009. Subduction of an active spreading ridge beneath southern South America: A review of the Cenozoic geological records from the Andean foreland, central Patagonia (46–47° S). In *Subduction Zone Geodynamics* (pp. 227-246). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Scalabrino, B., Lagabriele, Y., Malavieille, J., Dominguez, S., Melnick, D., Espinoza, F., Rossello, E., 2010. A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center?. *Tectonics*, 29(2).
- Scasso, R.A., Limarino, C.O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásicas. *Asociación Argentina de Sedimentología publicación especial*. 259 p. Buenos Aires.
- Scott, K.M., 1966. Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 50: 72-107.
- Shell, C.A.P.S.A., 1965. La palinología en la Industria Petrolera y algunos resultados paleontológicos en la Argentina. *II Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 347-353. Buenos Aires.
- Shultz, M.R., Hubbard, S.M., 2005. Sedimentology, stratigraphic architecture, and ichnology of gravity-flow deposits partially ponded in a growth-fault-controlled slope minibasin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 75(3): 440-453.
- Somoza, R., 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: 152-163.
- Spalletti, L.A., Blasi, A.M., Matheos, S.D., 1986. Estudio composicional de psefitas actuales de la Argentina y su significado tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 356–366.
- Spalletti, L.A., Queralt, I., Matheos, S.D., Colombo, F., Maggi, J., 2008. Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén

- Basin, western Argentina): Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 440-463.
- Sperner, B., Ratschbacher, L., Ott, R., 1993. Fault striae analysis: a Turbo Pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. *Computers & Geosciences*, 19: 1361-1388.
- Sruoga, P., 1989. Estudio petrológico del plateau ignimbrítico jurásico a los 47° 30' de latitud sur. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, (inédito), 400 p, La Plata.
- Sruoga, P., Japas, M.S., Salani, F., Kleiman, L.E., Rubinstein, N.A., 2010. Caldera La Peligrosa (47°15' S, 71° 40' O): un evento clave en la provincia silíceá Chon Aike. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(2): 368-380.
- Sruoga, P., Japas, M.S., Salani, F.M., Kleiman, L.E., 2014. La Peligrosa caldera (47 15' S, 71 40' W): a key event during the Jurassic ignimbrite flare-up in Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 269: 44-56.
- Stanton, T.W., 1901. The marine Cretaceous Invertebrates. Reports of Princeton University Expedition to Patagonia, 4 (1): 1-43. Princeton.
- Stern, C.R., de Wit, M.J., 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development on oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. In: Dilek, Y. & Robinson, P.T. (eds) *Ophiolites in Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, 218: 1-19.
- Suárez, M., De la Cruz, R., 1999. Depósitos fluviales del Paleoceno-Eoceno inferior (Estratos Ligorio Márquez), Región de Aysén, Chile (46°30'). *Actas XIV Congreso Geológico Argentino*, 1: 471-473.
- Suárez, M., De La Cruz, R., Bell, C.M., 2000. Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt. *Geological Magazine*, 137(4): 345-353.
- Suárez, M., De la Cruz, R., 2001. Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45° - 48°S). *Geological Magazine*, 138 (1): 53-66.
- 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: 309-325.
- Sue, C., Tricart, P., 1999. Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, 92: 171-181.
- Sue, C., Tricart, P., 2002. Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constrain on arc dynamic. *Journal Geol. Soc. (London)*, 159: 61-70.
- Sue, C., Tricart, P., 2003. Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics. *Tectonics*, 5, 1050, doi: 10.29/2002TC001426.
- Sue, C., Le Gall, B., Daoud, M.H., 2014. Stress field during early magmatism in the Ali Sabieh Dome, Djibouti, SE Afar rift. *Journal of African Earth Science*, 97: 56-66.

- Suttner, L.J., 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evolution. Society Economic of Paleontologists Mineralogists Special Publication, 21:75-84.
- Thomas, C.R., 1949a. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 33: 1553-1578.
- Thomas, C.R., 1949b. Manantiales Field, Magallanes Province. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 33 (9): 1579-1589, Tulsa.
- Thomson, S.N., Herve, F., Stockhert, B., 2001. The Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. Tectonics, 20:693-711.
- Thomson, S.N., Brandon, M.T., Reiners, P.W., Tomkin, J.H., Vásquez, C., Wilson, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. Nature, 467: 313-317.
- Tunik, M.A., Vietto, M.E., Sciutto, J.C., Estrada, E., 2004. Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernardo. Análisis preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59(4): 601-606.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M.M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics, 489 (1-4): 258-273.
- Tunik, M. A., Paredes, J. M., Fernandez, M. I., Foix, N., Allard, J. O., 2015. Análisis petrográfico de areniscas de la Formación Castillo (Albiano) en la faja plegada de San Bernardo, cuenca golfo San Jorge, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 72 (1): 63-80.
- Twiss, R.J., Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversion: do they constrain stress or strain rate? Journal of Geophysical Research, 103: 12205-12222.
- Ubaldo, C.M., 1983. Informe sobre apoyo bioestratigráfico de las Hojas 51a, Los Antiguos y 51b, Perito Moreno. Servicio Geológico Nacional, 3 p., inédito.
- Ugarte, F., 1956. El Grupo de Río Zeballos en el flanco occidental de la Meseta Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11 (3): 202-216. Buenos Aires.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 46: 599-614.
- Unruh, J.R., Twiss, R.J., Hauksson, E., 1996. Seismogenic deformation field in the Mojave block and implications for tectonics of the eastern California shear zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101 (B4): 8335-8361.
- Varela, A.N., 2011. Sedimentología y modelos deposicionales de la Formación Mata Amarilla, Cretácico de la Cuenca Austral, Argentina. Tesis doctoral, UNLP. Buenos Aires.
- Varela, A.N., Poiré, D.G., Martin, T., Gerdes, A., Goin, F.J., Gelfo, J.N., Hoffmann, S., 2012. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. Andean Geology, 39: 359-379.

- Varela, A.N., Gómez-Peral, L.E., Richiano, S., Poiré, D.G., 2013. Distinguishing similar volcanic source areas from an integrated provenance analysis: implications for foreland Andean basins. *Journal of Sedimentary Research*, 83 (3): 258-276.
- Walker, D., Simpson, E.L., Driese, S.G., 1994. Paleogeographic influences on sandstone composition along an evolving passive margin; an example from the basal Chilhowee Group (uppermost Proterozoic to Lower Cambrian) of the southcentral Appalachians. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 807 - 814.
- Wallace, R., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.* 59, 118–130.
- Wilckens, O., 1905. Die Meeresablagerungen der Kreide-und Tertiär Formation in Patagonien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Geologie und Paläontologie*, 21: 98-195.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from Back-Arc to Foreland Basin Development in the Southernmost Andes - Stratigraphic Record from the Ultima-Esperanza-District, Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, 103: 98-111.
- Winn, R.D., Dott, R.H., 1979. Deep-water fan-channel conglomerates of late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, 26: 203-228.
- Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22: 441–452.
- Yamaji, A., 2003. Are the solutions of stress inversion correct ? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 25: 241–252.
- Yamaji, A., Sato, K., Otsubo, M., 2011. Multiple Inverse Method Software Package.
- Young, S.W., 1976. Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 (3): 595-603.
- Zalba, P.E., Conconi, M.S., Morosi, M., Manassero, M., 2008. Dawsonita ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$) en tobas vítreas de la Formación Cerro Barcino, Miembro Cerro Castaño, Grupo Chubut (Cretácico), Valle Inferior del río Chubut, Argentina. *Reunión Argentina de Sedimentología-UBA*, Buenos Aires.
- Zalba, P.E., Conconi, M.S., Morosi, M., Manassero, M., Comerio, M., 2011. Dawsonite in tuffs and litharenites of the Cerro Castaño Member, Cerro Barcino Formation, Chubut Group (Cenomanian), Los Altares, Patagonia, Argentina. *Canadian Mineralogist*, 49: 503–520.
- Zambrano, J., Urien, C., 1970. Geological outline of the basin in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research*, 75 (8): 1363-1396.
- Zerfass, H., Ramos, V.A., Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Belotti, H.J., Carmo, I.O., 2017. Folding, thrusting and development of push-up structures during the Miocene tectonic inversion of the Austral Basin, Southern Patagonian Andes (50° S). *Tectonophysics*, 699: 102-120.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. En *Provenance of arenites*(pp. 165-189). Springer, Dordrecht.

Zuffa, G.G., 1980. Hybrid Arenites: Their Composition and Classification *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (1): 21-29.

Agradecimientos

A mis directores.

A los miembros del jurado: Dr. Juan Franzese, Dr. Daniel Poiré y Dr. José Paredes.

Compañeros de cuarto, grupo de trabajo y campañas: Inés Aramendía, Eliana Fernández, Rocío Gallardo, Gonzalo Ronda, Ramiro Relañez, Miguel Ramos, Jonatan Tobal, Rodrigo Suárez, Lucas Cataldi, Maximiliano Naipauer.

A la Dra. Sonia Quenardelle por facilitar el contador de puntos.

Al Lic. Guillermo Cozzi por colaborar y enseñar la técnica para los análisis de difracción de rayos X.

A las universidades donde desarrollé el doctorado: la Universidad de Buenos Aires y la Université Bourgogne Franche-Comté, Francia.

A mi familia y amigos.

Anexo petrográfico

Tabla A Clasificación de areniscas según Folk et al. (1970). Se detalla la localidad del perfil, a qué formación pertenece, el código de muestra (Id), porcentajes recalculados de cuarzo total (Q), feldespatos (F) y fragmentos líticos (L).

Localidad	Formación	Id	Q-F-L			Clasificación (Folk et al. 1970)
			Q	F	L	
Río Zeballos	Río Belgrano	RZ3	33	1	66	Litoarenita
Río Oro	Río Belgrano	RB4	66	12	22	Litoarenita feldespática
		RB5	63	15	22	Litoarenita feldespática
		RB7	51	9	40	Litoarenita
		RB8	81	6	13	Litoarenita
		RB3	61	11	28	Litoarenita feldespática
		RB1	13	29	58	Litoarenita feldespática
		RB2	34	22	44	Litoarenita feldespática
V. de Gómez	Río Tarde	RT3	31	1	68	Litoarenita
		RT4	74	1	25	Litoarenita
	Río Mayer	15V1	43	3	54	Litoarenita
		15V4	55	12	33	Litoarenita feldespática
		15V5	37	17	46	Litoarenita feldespática
		15V6	45	22	33	Litoarenita feldespática
		V1	16	6	78	Litoarenita
	Río Belgrano	V2	37	9	54	Litoarenita
		15V11	41	0	59	Litoarenita
		V3	16	4	80	Litoarenita
		V4	32	6	62	Litoarenita
		V5	36	8	56	Litoarenita
		V6	28	5	67	Litoarenita
		V7	25	8	67	Litoarenita
		V8	52	2	46	Litoarenita
Río Belgrano	Río Belgrano	RM1	53	16	30	Litoarenita feldespática
		RB2B	35	35	30	Litoarenita feldespática
		RB3B	63	8	29	Litoarenita
		RB4B	33	19	48	Litoarenita feldespática
		RB5B	60	7	33	Litoarenita
		RB6B	68	9	23	Litoarenita feldespática
		RB7B	39	18	43	Litoarenita feldespática
		RB8B	66	11	23	Litoarenita feldespática

		RB9B	90	5	5	Sublitoarenita
		RB10B	78	2	20	Sublitoarenita
		RB11B	18	21	61	Litoarenita
		RB12B	33	9	58	Litoarenita
		RB13B	78	2	20	Sublitoarenita
	El Chacay	FC3	15	26	59	Litoarenita feldespática
		FC4	27	35	38	Litoarenita feldespática
		FC4.1	18	43	39	Feldarenita lítica
		FC1	13	42	45	Litoarenita feldespática
		FC2	20	43	37	Feldarenita lítica
	Santa Cruz	FSC2	17	39	44	Litoarenita feldespática
Ea. Los Ñires	Río Mayer	RM1Ñ	92	1	7	Sublitoarenita
		RM2N	91	0	9	Sublitoarenita
		RM3N	79	0	21	Sublitoarenita
	Río Belgrano	RB1Ñ	78	6	16	Litoarenita
		RB2Ñ	75	6	19	Litoarenita
		RB3Ñ	56	15	29	Litoarenita feldespática
		RB4Ñ	56	14	30	Litoarenita feldespática
	Kachaike	RB5Ñ	30	17	53	Litoarenita
		RB6Ñ	56	9	35	Litoarenita
		RB9Ñ	66	9	25	Litoarenita
		RB10Ñ	37	13	50	Litoarenita
Arroyo Potranquitas	Río Mayer	RB1P	67	7	26	Litoarenita
		RB2P	72	6	22	Litoarenita
	Río Belgrano	RB3P	70	9	21	Litoarenita feldespática
		RB4P	79	9	12	Sublitoarenita
	Kachaike	RB5P	37	11	52	Litoarenita
		RB6P	33	39	28	Feldarenita lítica

Tabla B Componentes modales recalculados para graficar los diagramas triangulares de Dickinson et al. (1983): Qm: cuarzo monocristalino; F: Feldespatos; Lt: Líticos totales, Q: Cuarzo total; L: líticos inestables. Id es el código de la muestra.

Localidad	Formación	Id	Qm-F-Lt			Q-F-L		
			Qm	F	Lt	Q	F	L
Río Zeballos	Río Belgrano	RZ3	32	1	67	33	1	66
Río Oro	Río Belgrano	RB4	63	12	25	66	12	22
		RB5	56	15	29	63	15	22
		RB7	30	8	62	51	9	40
		RB8	74	6	20	81	6	13
		RB3	59	11	30	61	11	28
		RB1	13	29	58	13	29	58
		RB2	32	22	46	34	22	44
	Río Tarde	RT3	10	1	89	31	1	68
		RT4	42	1	57	74	1	25
V. de Gómez	Río Mayer	15V1	43	3	54	43	3	54
		15V4	53	12	35	55	12	33
		15V5	37	17	46	37	17	46
		15V6	45	22	33	45	22	33
		V1	7	6	87	16	6	78
	Río Belgrano	V2	37	9	54	37	9	54
		15V11	35	0	65	41	0	59
		V3	13	4	83	16	4	80
		V4	31	6	63	32	6	62
		V5	36	8	56	36	8	56
		V6	28	5	67	28	5	67
		V7	25	8	67	25	8	67

		V8	52	2	46	52	2	46
Río Belgrano	Río Belgrano	RM1	51	16	33	53	16	30
		RB2B	34	35	31	35	35	30
		RB3B	61	8	31	63	8	29
		RB4B	30	19	51	33	19	48
		RB5B	60	7	33	60	7	33
		RB6B	68	9	23	68	9	23
		RB7B	34	19	47	39	18	43
		RB8B	66	11	23	66	11	23
		RB9B	84	5	11	90	5	5
		RB10B	74	2	24	78	2	20
		RB11B	17	21	62	18	21	61
		RB12B	33	9	58	33	9	58
		RB13B	74	2	24	78	2	20
	El Chacay	FC3	15	26	59	15	26	59
		FC4	27	35	38	27	35	38
		FC4.1	17	43	40	18	43	39
		FC1	13	42	45	13	42	45
		FC2	20	43	37	20	43	37
	Santa Cruz	FSC2	17	39	44	17	39	44
Ea. Los Ñires	Río Mayer	RM1Ñ	87	1	12	92	1	7
		RM2N	89	0	11	91	0	9
		RM3N	78	0	22	79	0	21
	Río Belgrano	RB1Ñ	73	5	22	78	6	16
		RB2Ñ	67	6	27	75	6	19
		RB3Ñ	51	15	34	56	15	29
		RB4Ñ	50	14	36	56	14	30
	Kachaike	RB5Ñ	24	16	60	30	17	53

Arroyo Potranquitas		RB6Ñ	52	9	39	56	9	35
		RB9Ñ	59	9	32	66	9	25
		RB10Ñ	28	13	59	37	13	50
	Río Mayer	RB1P	66	7	27	67	7	26
		RB2P	72	6	22	72	6	22
	Río Belgrano	RB3P	68	9	23	70	9	21
		RB4P	76	9	15	79	9	12
	Kachaike	RB5P	37	11	52	37	11	52
		RB6P	33	39	28	33	39	28

A continuación, se presentan las tablas de conteo por perfiles. Abreviaciones utilizadas: Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; Fk: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Lp: lítico plutónico; Ls: lítico sedimentario; Lv: lítico volcánico; Lm: lítico metamórfico; Acc: clastos minerales accesorios (columna a la derecha detalla los accesorios); Cem: cemento total; C.c.: cemento carbonático; C.f.: cemento ferruginoso; Otros: otros cementos. Abreviaciones de clastos accesorios: Op: opacos; Cl: clorita; Gl: glauconita; Ms: muscovita; Bt: biotita; Zr: circones; Px: piroxenos; Ol: olivina. Formaciones: RM: Río Mayer; RB: Río Belgrano; RTi: Río Tarde Miembro Inferior; K: Kachaike; EC: El Chacay; SC: Santa Cruz.

Río Zeballos

Formación	Muestra	Qm	Fk	Pl	Qp	Lp	Ls	Lv	Lm	Acc		Matriz	Cem	Total
RB	RZ3	137	4	0	4	0	123	63	91	8	Op	41	29	500

Formación	Muestra	Qm%	Fk%	Pl%	Qp%	Lp%	Ls%	Lv%	Lm%	Acc%	Matriz%	Cem%
RB	RZ3	27,4	0,8	0	0,8	0	24,6	12,6	18,2	1,6	8,2	5,8

Perfil Río Oro

Formación	Muestra	Qm	Fk	Pl	Qp	Lp	Ls	Lv	Lm	Acc		Matriz	Cem	Total
RB	RB3	223	34	9	7	0	83	23	0	32	Gl-FI-Zr	28	61	500
	RB4	211	31	9	10	0	43	22	7	75	Gl-Ms	13	79	500
	RB5	212	39	18	27	0	51	18	14	44	Gl-Ms	32	45	500
	RB7	93	14	13	69	0	15	105	5	0	Zr	31	155	500
	RB8	241	16	3	24	0	38	0	4	56	Ms-Gl-Zr	25	93	500
	RB1	49	56	51	1	0	0	216	0	13	Gl-Zr-Op	4	110	500
	RB2	132	32	56	8	0	0	151	30	31	Fl-Op	10	50	500
RTi	RT4	156	3	0	120	0	7	64	22	1		23	29	425

Formación	Muestra	Qm%	Fk%	Pl%	Qp%	Lp%	Ls%	Lv%	Lm%	Acc%	Matriz%	Cem%
RB	RB3	44,6	6,8	1,8	1,4	0	16,6	4,6	0,0	6,4	5,6	12,2
	RB4	42,2	6,2	1,8	2	0	8,6	4,4	1,4	15,0	2,6	15,8
	RB5	42,4	7,8	3,6	5,4	0	10,2	3,6	2,8	8,8	6,4	9,0
	RB7	18,6	2,8	2,6	13,8	0	3,0	21,0	1,0	0,0	6,2	31,0
	RB8	48,2	3,2	0,6	4,8	0	7,6	0,0	0,8	11,2	5,0	18,6
	RB1	9,8	11,2	10,2	0,2	0	0,0	43,2	0,0	2,6	0,8	22,0
	RB2	26,4	6,4	11,2	1,6	0	0,0	30,2	6,0	6,2	2,0	10,0
RTi	RT4	36,7	0,7	0,0	28,2	0	1,6	15,1	5,2	0,2	5,4	6,8

Perfil Veranada de Gómez

Formación	Muestra	Qm	Fk	Pl	Qp	Lp	Ls	Lv	Lm	Acc		Matriz	Cem	Total
RM	15V1	163	11	1	1	0	44	43	115	75	Ms-Zr-Op	33	14	500
	15V4	66	3	12	3	0	11	4	26	59	Gl-Cl-Zr	0	316	500
	15V5	123	48	7	0		34	25	94	9	Gl-Cl-Zr-Op	109	51	500
	15V6	92	39	6	0	0	24	8	36	3	Gl-Op	112	180	500
	15V11	114	1	0	19	0	95	38	60	82	Gl-Ms	59	32	500
	V1	12	9	1	15	0	111		20	21	Gl	0	311	500
RB	V2	111	27	0	0	0	52	31	78	49	Ms-Zr	39	113	500
	V3	35	11	0	6	0	93	52	66	36	Ms-Gl	0	201	500
	V4	96	20	0	1	0	64	23	103	15	Ms-Zr	68	110	500
	V5	112	22	3	0	0	40	40	96	37	Ms	118	32	500
	V6	98	18	0	0	0	58	36	137	8	Ms-Gl-Zr	70	75	500
	V7	77	22	1	0	0	10	106	87	2	Ms	136	59	500
	V8	188	6	0	0	0	49	27	94	2	Ms-Gl-Zr	82	52	500

Formación	Muestra	Qm%	Fk%	Pl%	Qp%	Lp%	Ls%	Lv%	Lm%	Acc%	Matriz%	Cem%
RM	15V1	32,6	2,2	0,2	0,2	0,0	8,8	8,6	23,0	15,0	6,6	2,8
	15V4	13,2	0,6	2,4	0,6	0,0	2,2	0,8	5,2	11,8	0,0	63,2
	15V5	24,6	9,6	1,4	0,0	0,0	6,8	5,0	18,8	1,8	21,8	10,2
	15V6	18,4	7,8	1,2	0,0	0,0	4,8	1,6	7,2	0,6	22,4	36,0
	15V11	22,8	0,2	0,0	3,8	0,0	19,0	7,6	12,0	16,4	11,8	6,4
	V1	6,3	4,8	0,5	7,9	0,0	58,7	0,0	10,6	11,1	0,0	0,0
RB	V2	22,2	5,4	0,0	0,0	0,0	10,4	6,2	15,6	9,8	7,8	22,6
	V3	11,7	3,7	0,0	2,0	0,0	31,1	17,4	22,1	12,0	0,0	0,0
	V4	19,2	4,0	0,0	0,2	0,0	12,8	4,6	20,6	3,0	13,6	22,0
	V5	22,4	4,4	0,6	0,0	0,0	8,0	8,0	19,2	7,4	23,6	6,4
	V6	19,6	3,6	0,0	0,0	0,0	11,6	7,2	27,4	1,6	14,0	15,0
	V7	15,4	4,4	0,2	0,0	0,0	2,0	21,2	17,4	0,4	27,2	11,8
	V8	37,6	1,2	0,0	0,0	0,0	9,8	5,4	18,8	0,4	16,4	10,4

Perfil Río Belgrano

Formación	Muestra	Qm	Fk	Pl	Qp	Lp	Ls	Lv	Lm	Acc		Matriz	Cem	Total
RB	RM1B	217	20	46	9	0	11	94	25	16	Gl-Bt-Op	38	24	500
	RB2B	123	122	6	2	0	35	70	5	21	Gl-Cl-Ap	8	108	500
	RB3B	239	7	26	6	0	4	48	62	5	Ms-Bt-Gl-Op	36	67	500
	RB4B	99	58	4	7	0	66	84	8	24	Gl-Cl-Ms-Zr-Op	1	149	500
	RB5B	162	6	12	0	0	2	13	75	3	Gl-Zr-Op	7	220	500
	RB6B	250	8	26	0	0	1	15	66	4	Gl-Zr-Ms-Op	57	73	500
	RB7B	122	52	14	16	0	45	90	18	4	Gl-Ms-Op	5	134	500
	RB8B	265	0	42	0	0	0	16	76	9	Ms-Cl-Gl-Op	46	46	500
	RB9B	269	13	4	20	0	2	7	7	9	Gl-Cl-Zr	41	128	500
	RB10B	227	0	19	0	0	0	24	57	13	Ms-Gl-Zr	77	83	500
	RB11B	51	32	29	4	0	19	161	0	21	Op	2	181	500
	RB12B	54	0	15	0	0	0	22	73	0		0	336	500
	RB13B	148	3	0	9	0	26	9	5	19	Zr-Ms-Ze	85	196	500
EC	FC3	49	10	76	0	24	8	156	8	41	Op	0	128	500
	FC4	122	24	133	0	3	13	114	41	4	Op-Bt-Gl	30	16	500
	FC4,1	69	50	126	3	0	0	126	34	10	Op-Bt-Cl-Ol	19	63	500
	FC1	55	11	169	0	4	9	125	53	12	Gl-Cl-Px-Op	21	41	500
	FC2	91	22	171	0	2	14	130	17	16	Op-Cl-Bt	9	28	500
SC	FSC2	80	55	122	0	5	23	151	22	25	Cl-Px-Bt-Op	15	2	500

Formación	Muestra	Qm%	Fk%	Pl%	Qp%	Lp%	Ls%	Lv%	Lm%	Acc%	Matriz%	Cem%
RB	RM1B	43,4	4	9,2	1,8	0	2,2	18,8	5	3,2	7,6	4,8
	RB2B	24,6	24,4	1,2	0,4	0	7	14	1	4,2	1,6	21,6
	RB3B	47,8	1,4	5,2	1,2	0	0,8	9,6	12,4	1	7,2	13,4
	RB4B	19,8	11,6	0,8	1,4	0	13,2	16,8	1,6	4,8	0,2	29,8
	RB5B	32,4	1,2	2,4	0	0	0,4	2,6	15	0,6	1,4	44
	RB6B	50	1,6	5,2	0	0	0,2	3	13,2	0,8	11,4	14,6
	RB7B	24,4	10,4	2,8	3,2	0	9	18	3,6	0,8	1	26,8
	RB8B	53	0	8,4	0	0	0	3,2	15,2	1,8	9,2	9,2
	RB9B	53,8	2,6	0,8	4	0	0,4	1,4	1,4	1,8	8,2	25,6
	RB10B	45,4	0	3,8	0	0	0	4,8	11,4	2,6	15,4	16,6
	RB11B	10,2	6,4	5,8	0,8	0	3,8	32,2	0	4,2	0,4	36,2
	RB12B	10,8	0	3	0	0	0	4,4	14,6	0	0	67,2
	RB13B	29,6	0,6	0	1,8	0	5,2	1,8	1	3,8	17	39,2
EC	FC3	9,8	2	15,2	0	4,8	1,6	31,2	1,6	8,2	0	25,6
	FC4	24,4	4,8	26,6	0	0,6	2,6	22,8	8,2	0,8	6	3,2
	FC4,1	13,8	10	25,2	0,6	0	0	25,2	6,8	2	3,8	12,6
	FC1	11	2,2	33,8	0	0,8	1,8	25	10,6	2,4	4,2	8,2
	FC2	18,2	4,4	34,2	0	0,4	2,8	26	3,4	3,2	1,8	5,6
SC	FSC2	16	11	24,4	0	1	4,6	30,2	4,4	5	3	0,4

Perfil Estancia Los Nires

Formación	Muestra	Qm	Fk	Pl	Qp	Lp	Ls	Lv	Lm	Acc		Matriz	Cem	C.c.	C.f.	Otros	Total
RM	RM1EN	127	1	1	7	0	0	9	1	32	Cl-Ms-Bt-Gl-Op	52	270	264	6	0	500
	RM2EN	88	0	0	2	0	0	8	1	28	Cl-Ms-Gl-Op	11	362	360	2	0	500
	RM3Ñzr	117	0	0	2	0	0	31		27	Cl-Ms-Gl-Op	11	312	297	15	0	500
RB	RB1Ñ	218	11	5	17	0	25	21	3	15	Cl-Ms-Gl-Op	105	80	4	61	15	500
	RB2Ñ	238	4	18	32	0	40	20	6	11	Zr-Cl-Op-Ms	74	57	16	8	33	500
	RB3Ñ	175	19	33	18	0	52	44	3	10	Zr-Cl-Ms-Op	53	93	25	63	5	500
	RB4Ñ	175	5	42	20	0	66	33	7	2		59	91	36	48	7	500
K	RB5Ñ	93	36	28	24	0	26	172	9	17	Ms-Cl-Bt-Op	16	79	23	55	1	500
	RB6Ñ	171	15	13	14	0	41	68	6	19	Zr-Ms-Cl-Bt-Op	77	76	17	39	20	500
	RB9Ñzr	199	17	13	25	0	34	36	15	18	Zr-Ms-Cl-Bt	68	75	3	18	54	500
	RB10Ñzr	112	14	39	37	0	34	145	22	2	Ms-Zr	29	66	30	29	7	500

Formación	Muestra	Qm%	Fk%	Pl%	Qp%	Lp%	Ls%	Lv%	Lm%	Acc%	Matriz%	Cem%	C.c.	C.f.	Otros
RM	RM1EN	25,4	0,2	0,2	1,4	0	0	1,8	0,2	6,4	10,4	54	52,8	1,2	0
	RM2EN	17,6	0	0	0,4	0	0	1,6	0,2	5,6	2,2	72,4	72	0,4	0
	RM3Ñzr	23,4	0	0	0,4	0	0	6,2	0	5,4	2,2	62,4	59,4	3	0
RB	RB1Ñ	43,6	2,2	1	3,4	0	5	4,2	0,6	3	21	16	0,8	12,2	3
	RB2Ñ	47,6	0,8	3,6	6,4	0	8	4	1,2	2,2	14,8	11,4	3,2	1,6	6,6
	RB3Ñ	35	3,8	6,6	3,6	0	10,4	8,8	0,6	2	10,6	18,6	5	12,6	1
	RB4Ñ	35	1	8,4	4	0	13,2	6,6	1,4	0,4	11,8	18,2	7,2	9,6	1,4
K	RB5Ñ	18,6	7,2	5,6	4,8	0	5,2	34,4	1,8	3,4	3,2	15,8	4,6	11	0,2
	RB6Ñ	34,2	3	2,6	2,8	0	8,2	13,6	1,2	3,8	15,4	15,2	3,4	7,8	4
	RB9Ñzr	39,8	3,4	2,6	5	0	6,8	7,2	3	3,6	13,6	15	0,6	3,6	10,8
	RB10Ñzr	22,4	2,8	7,8	7,4	0	6,8	29	4,4	0,4	5,8	13,2	6	5,8	1,4

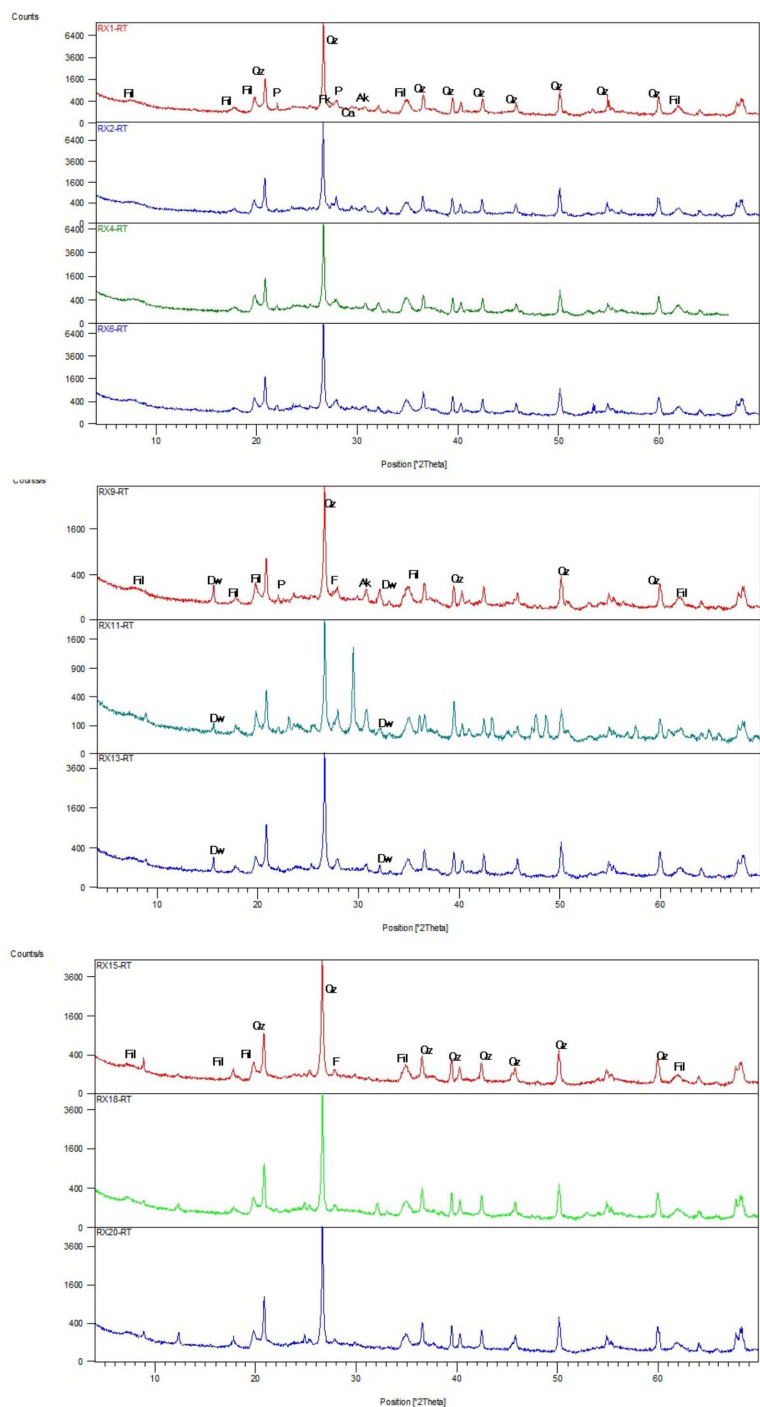
Perfil Arroyo Potranquitas

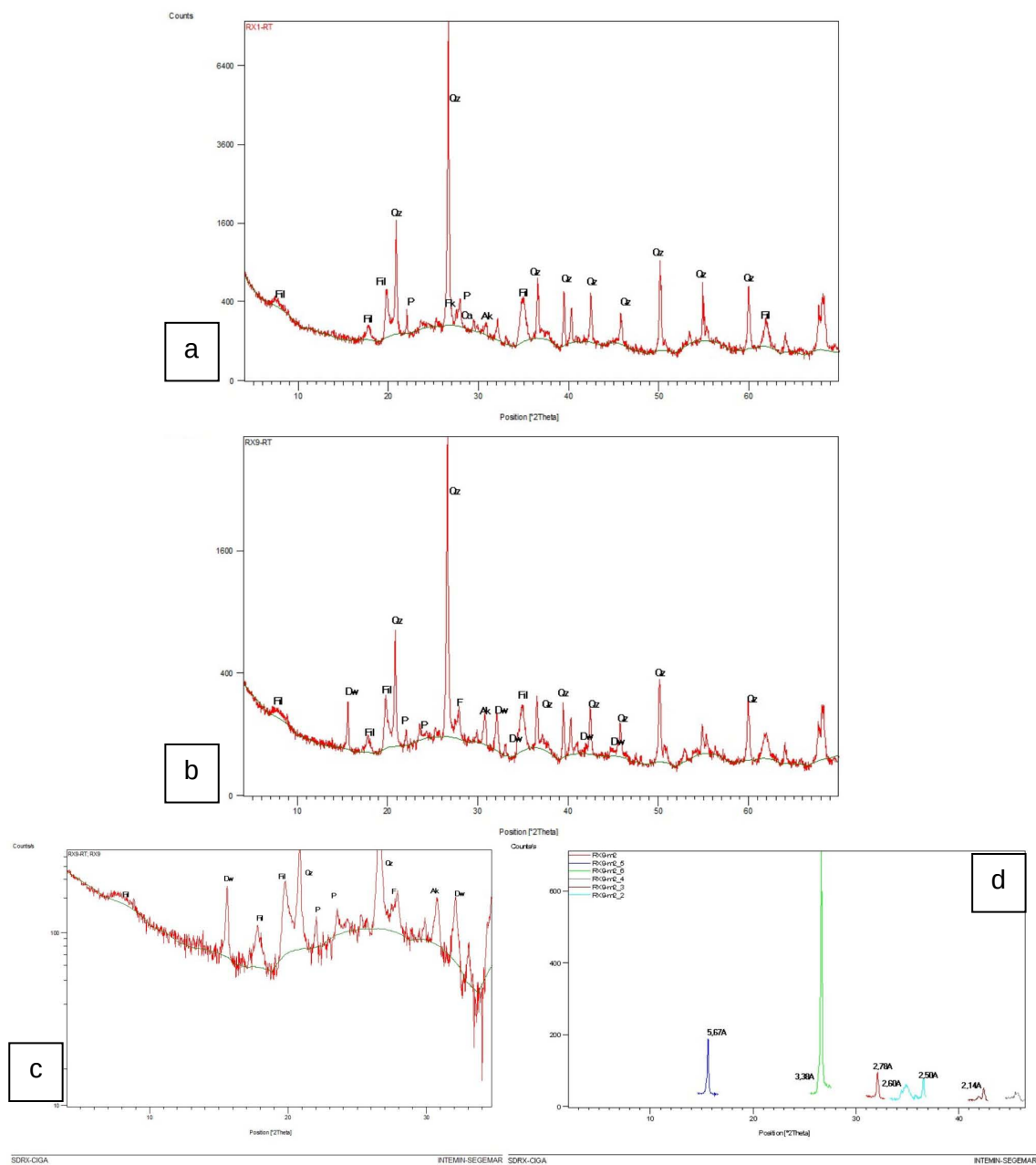
Formación	Muestra	Qm	Fk	Pl	Qp	Lp	Ls	Lv	Lm	Acc		Matriz	Cem	C.c.	C.f.	Otros	Total
RM	RB1P	202	13	9	4	0	0	77	3	41	Ms-Zr-Cl-Op	25	126	114	12	0	500
	RB2P	256	9	14	1	0	4	68	5	20	Ms-Zr-Cl-Op	53	70	11	57	2	500
RB	RB3P	228	18	13	10	0	5	55	9	31	Ms-Cl-Gl-Zr-Op	66	65	5	53	7	500
	RB4P	250	16	13	11	0	4	36	0	46	Ms-Cl-Zr-Op	76	48	10	8	30	500
K	RB5P	142	23	20	0	0	20	182	2	1	Zr-Op	96	14	6	7	1	500
	RB6P	131	102	55	0	0	22	89	0	2	Bt-Gl	47	52	8	36	8	500

Formación	Muestra	Qm%	Fk%	Pl%	Qp%	Lp%	Ls%	Lv%	Lm%	Acc%	Matriz%	Cem%	C.c.	C.f.	Otros
RM	RB1P	40,4	2,6	1,8	0,8	0	0	15,4	0,6	8,2	5	25,2	22,8	2,4	0
	RB2P	51,2	1,8	2,8	0,2	0	0,8	13,6	1	4	10,6	14	2,2	11,4	0,4
RB	RB3P	45,6	3,6	2,6	2	0	1	11	1,8	6,2	13,2	13	1	10,6	1,4
	RB4P	50	3,2	2,6	2,2	0	0,8	7,2	0	9,2	15,2	9,6	2	1,6	6
K	RB5P	28,4	4,6	4	0	0	4	36,4	0,4	0,2	19,2	2,8	1,2	1,4	0,2
	RB6P	26,2	20,4	11	0	0	4,4	17,8	0	0,4	9,4	10,4	1,6	7,2	1,6

Anexo difracción de rayos X

A continuación, se presentan los difractogramas de roca total, muestras RX1, RX2, RX4, RX6, RX9, RX11, RX13, RX15, RX18, RX20. Referencias: Qz: cuarzo; P: plagioclasa; Fil: filosilicatos; Fk: feldespato; Dw: dawsonita; Ca: calcita; Ak: ankerita.

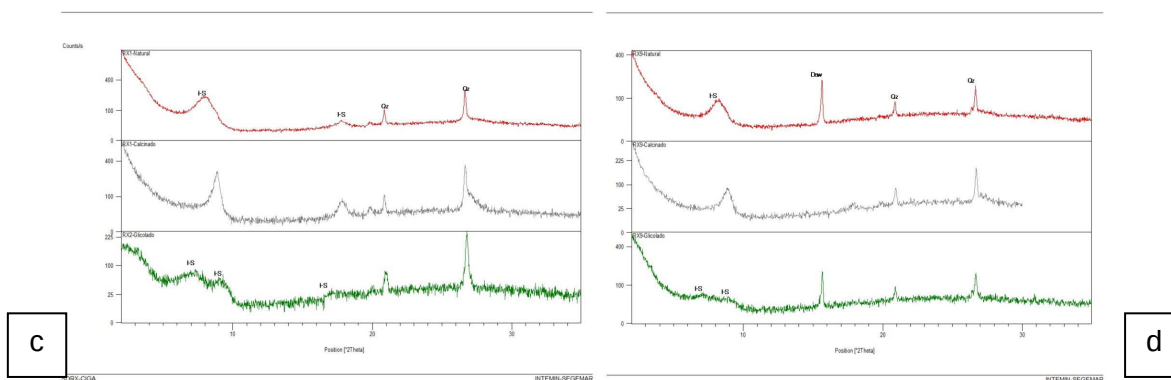
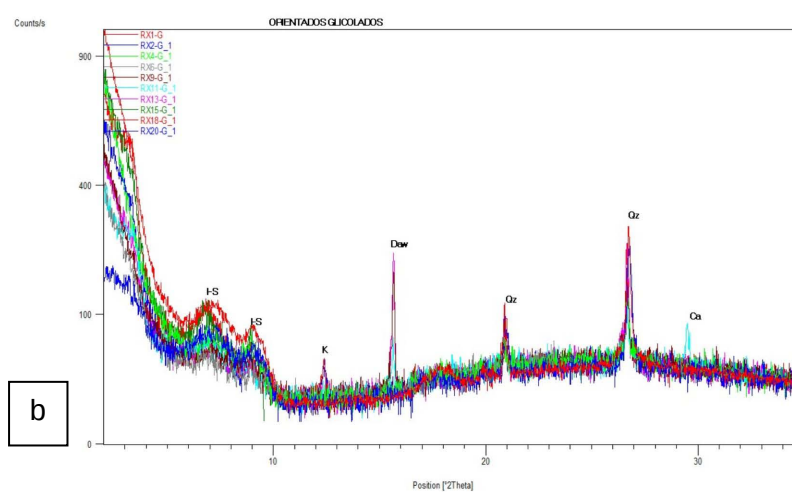
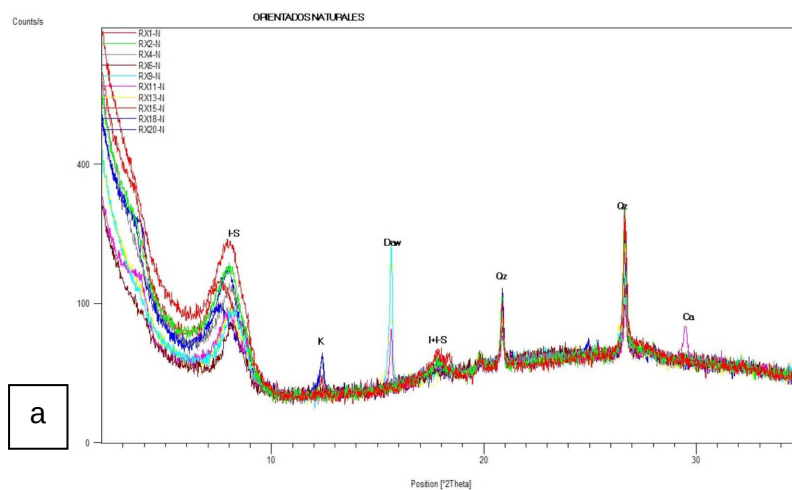




(a) Difractograma roca total de muestra RX1 en base del perfil Veranada de Gómez.

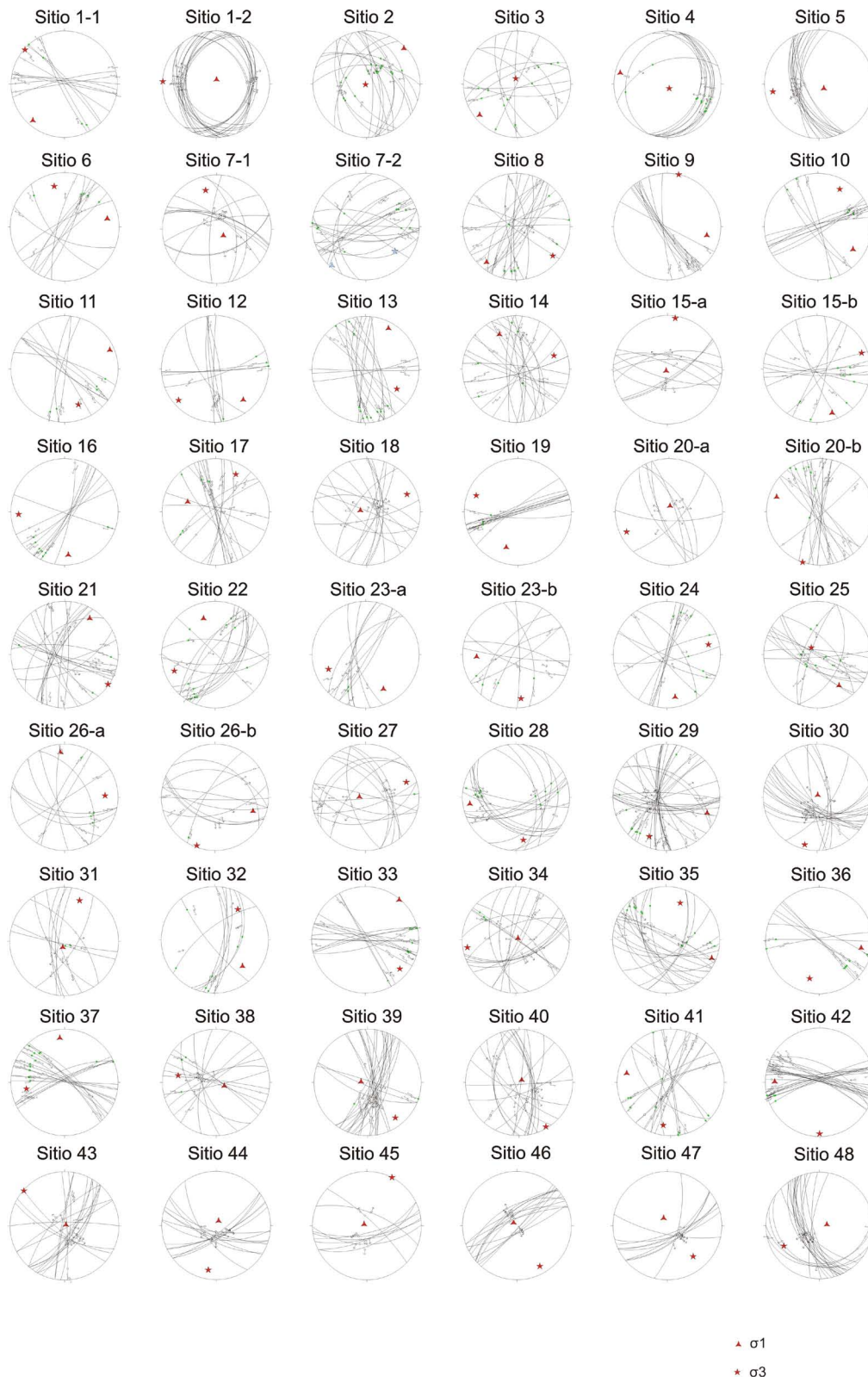
(b) Difractograma roca total de muestra RX9 con mineral dawsonita (Dw).

(c) y (d) Detalle de (b).



(a) Difractograma fracción arcillas de las muestras al natural. (b) Difractograma fracción arcillas de las muestras glicoladas. (c) Difractograma fracción arcillas para muestra RX1, natural en color rojo, calcinada en gris y glicolada en verde. (d) Difractograma fracción arcillas para muestra RX9, idem referencias que (c). Abreviaciones: I-S: interestratificados illita-esmectita; Daw: dawsonita; Qz: cuarzo; K: caolinita; Ca: calcita.

Anexo indicadores cinemáticos



ID	Latitude	Longitude	Lithology	Sox (m)	Age	Fm	PBT			RIGHT-HEMISPHERON			ROTATIONAL OPTIMIZATION			MULTIPLE WERSE METHOD													
							n	σ1	σ2	n	σ1	σ2	n	σ1	σ2	n	σ1	σ2	n	σ1	σ2	σ3	σ4	σ5	σ6	DEF			
1-1	46°49.04'	71°50.522'	Tuff	10515	Ki	RT	11	2225	8384	3274	05	11	3211	17977	3007	045	11	2213	82086	3113	044	11	2216	11141	0.6	9.75	2	SS	
1-2	46°49.04'	71°50.522'	Tuff	10515	Ki	RT	27	27	31884	1845	945	05	27	31585	1794	894	05	27	35261	1859	952	071	27	580	27310.3	0.74	9.67	1	N
2	46°53.152'	71°53.242'	Andesite	34540	J	QC	20	16	618	3311	23382	0.54	16	600	1502	33008	0.56	16	4718	1371	23382	0.5	17	462	251687.7	0.62	10.94	2	R
3	46°57.674'	71°53.698'	Die	34540	J	QC	15	10	384	29964	13026	0.21	10	3512	28559	13208	0.21	10	267	1591	21693	0.53	11	22045.7	347477.6	0.15	22	3	R
4	47°07.230'	71°50.922'	Tuff	1000	J	QC	14	12	2859	165	12280	0.52	12	30944	402	13975	0.5	12	1075	170	28685	0.35	12	28355.5	159280.4	0.67	15.4	2	R
5	47°09.090'	71°48.714'	Tuff	1805	J	QC	15	15	4788	166	2562	0.51	15	7286	1832	2734	0.2	15	22690	3496	808	043	15	6536	270320	0.75	7.3	2	N
6	47°09.256'	71°48.661'	Tuff	1900	J	QC	10	10	8318	21363	34620	0.56	10	8227	24562	3487	0.55	10	6275	23065	3304	0.28	10	8227	340678.8	0.69	14.22	2	SS
7-1	47°03.702'	71°50.602'	Rhyolite	15525	J	QC	17	15	17574	782	34716	0.09	15	14077	2504	3413	0.17	16	14282	392	3097	0.17	14	14570	34109.3	0.33	8.12	2	N
7-2	47°09.702'	71°50.602'	Rhyolite	15525	J	QC	21	16	3010	19680	2993	0.42	16	3313	16973	30012	0.4	18	383	30262	13027	0.32	18	2212	130319	0.5	27.1	3	SS
8	47°11.137'	71°48.574'	Pyroclastic	13520	J	QC	26	18	4211	26716	1348	0.73	18	22536	2454	1316	0.91	19	385	27381	1297	0.51	20	2208	128398	0.39	19.29	2	SS
9	47°11.743'	71°55.941'	Rhyolite	20010	J	QC	12	12	10315	29075	1932	0.5	11	10854	20053	914	0.64	11	11319	28270	218	0.32	12	10276	8962	0.49	8.83	3	SS
10	47°11.445'	71°38.453'	Rhyolite	55	J	QC	12	12	1129	33975	2111	0.49	12	10710	23974	1511	0.5	12	1097	21768	1621	0.37	12	12314	3011.7	0.52	8.46	2	SS
11	47°15.629'	71°40.279'	Rhyolite	22015	J	QC	10	10	736	32373	16516	0.5	10	771	342183	1677	0.4	10	704	33069	16271	0.56	10	675	158318.9	0.5	9.76	1	SS
12	47°14.093'	71°41.767'	Pyroclastic	22510	J	QC	10	10	12711	32978	2814	0.61	10	1179	31680	2083	0.6	10	12579	2931	242	0.52	10	13440	228216.1	0.73	15.79	2	SS
13	47°15.701'	71°44.720'	Pyroclastic	1015	J	QC	17	17	321	29484	1226	0.48	17	2718	28375	1912	0.56	17	2310	27265	11723	0.43	17	2917	121820.9	0.5	10.45	2	SS
14	47°19.570'	71°46.385'	Sicified tuff	1510	J	QC	26	20	32818	16571	605	0.57	20	33717	18570	7019	0.65	20	34013	23252	7854	0.24	20	333216.2	71127.8	0.43	22.92	2	SS
15-a	47°22.921'	71°43.392'	Sicified tuff	34013	J	QC	15	15	27587	1133	231	0.2	15	31388	1212	2110	0.23	15	18990	2850	150	0.08	15	29689	270	0.08	10.97	2	N
15-b	47°22.921'	71°43.392'	Sicified tuff	34013	J	QC	13	13	3458	21976	7611	0.5	13	3418	12718	2599	0.57	13	17059	34621	791	0.91	13	1618	70169	0.21	27.34	3	SS
16	47°27.425'	71°42.368'	Tuff	16022	J	QC	12	12	13452	8376	25514	0.5	11	1709	27359	7500	0.19	12	1604	5378	2512	0.33	10	17512	28718.7	0.58	7.29	1	SS
17	47°30.063'	71°46.186'	Green tuff	3517	J	QC	21	16	29541	18463	3024	0.47	16	1154	21688	2422	0.59	19	28916	15687	2316	0.73	16	23012	2812.6	0.6	20.94	2	SS
18	47°38.758'	71°46.929'	Gray tuff	010	J	QC	17	16	27575	1557	6413	0.26	16	25278	1532	6212	0.45	16	20876	3348	6511	0.25	16	21876	68211.2	0.25	13.06	2	SS
19	47°23.748'	71°48.498'	Red tuff	1019	J	QC	12	11	20521	6862	30278	0.55	11	20526	7762	30926	0.55	11	12302	7267	3238	0.28	11	19820	291701.3	0.57	15.78	3	SS
20-a	47°21.362'	71°47.664'	Light green tuff	13522	J	QC	8	8	680	15209	2436	0.33	8	33471	17617	847	0.27	8	5376	1584	2504	0.04	8	1077	24477.6	0.17	12.31	3	N
20-b	47°21.362'	71°47.664'	Light green tuff	13522	J	QC	16	16	1552	22183	256	0.5	16	20118	10872	2001	0.45	16	28616	11274	171	0.86	16	28867	19310.1	0.52	15.56	2	SS
21	47°30.565'	71°56.646'	Pyroclastic	20064	J	QC	29	24	5908	25351	1557	0.54	24	37166	21734	30710	0.6	24	27073	5313	14510	0.84	24	3737	13368.7	0.75	25	2	SS
22	47°21.567'	71°58.960'	Quartz sandstone	23732	Ki	Sp	16	16	34123	13364	24611	0.3	16	33781	18955	7615	0.23	16	33002	15058	2400	0.37	16	33683	234816.8	0.41	20	2	SS
23-a	47°21.211'	71°50.042'	Metasedimental	NA	Pz	RL	10	10	15766	35752	25400	0.56	10	15541	34748	25506	0.55	10	15447	33843	703	0.42	10	15826	258520.6	0.81	19.64	3	SS
23-b	47°21.211'	71°50.042'	Rhyolite sill	18040	J	QC	9	9	2582	35268	16722	0.52	9	25904	22165	16421	0.56	9	26811	3471	17515	0.38	9	26717	173810.6	0.41	15.13	2	SS
24	47°26.388'	72°04.122'	Metasedimental	NA	Pz	RL	13	12	1862	26469	7821	0.33	12	17311	27752	7536	0.3	12	18211	30188	38019	0.17	12	18912	763912.7	0.76	21.43	3	SS
25	47°27.160'	72°02.747'	Metasedimental	NA	Pz	RL	18	15	19125	28516	3164	0.43	15	17919	831	14971	0.54	15	14672	5216	30166	0.76	15	14676	298216.1	0.58	18.88	2	R
26-a	47°25.164'	71°58.496'	Rhyolite tuff	17050	J	QC	10	10	3545	25070	8619	0.49	10	71	27476	9714	0.5	10	3592	26074	8716	0.54	10	354189.4	87515.7	0.52	12.69	2	SS
26-b	47°25.164'	71°58.496'	Rhyolite tuff	17050	J	QC	12	11	10639	291851	2016	0.72	11	11218	33567	20715	0.95	11	10520	29789	1984	0.41	11	11016	200.32	0.51	13.94	2	SS
27	47°25.130'	71°57.822'	Sandstones	25036	Ki	RB	23	15	31874	15416	635	0.66	15	29162	15521	5818	0.67	15	28860	1576	1677	0.78	15	27677	69411.8	0.75	16.19	2	N
28	47°41.332'	72°05.674'	Conglomerates	33009	J	QC	21	17	2659	16956	7153	0.35	17	28915	17541	548	0.07	17	801	34859	17181	0.12	17	2628	170211.9	0.11	15.4	2	SS
29	47°43.954'	72°05.515'	Pyroclastic	34045	J	QC	40	29	10752	31764	27115	0.83	29	9656	30630	21864	0.63	33	30176	9913	1595	0.3	33	11130	209121	0.96	23.72	3	SS
30	47°43.729'	72°05.251'	White tuff	35016	J	QC	25	20	1181	1173	2089	0.37	20	1879	2517	8509	0.18	20	22878	1251	3512	0.01	21	184984.9	194451	0.2	16.55	2	N
31	47°46.328'	72°11.833'	Metasedimental	NA	Pz	RL	14	13	14740	34548	2459	0.36	13	15035	33455	2422	0.42	13	15454	34655	2526	0.05	12	13747	271182.9	0.2	21.96	3	N
32	47°46.954'	72°09.192'	Metasedimental	NA	Pz	RL	12	10	30275	12765	332	0.5	10	15418	26649	5106	0.44	10	14831	27041	35133	0.66	9	14832	40826.7	0.4	18.47	2	SS
33	47°47.187'	72°02.999'	Pyroclastic	35523	J	QC	19	15	421	30781	1329	0.5	15	4012	18875	3108	0.5	16	3937	23053	1335	0.91	15	401	130199	0.75	10.73	3	SS
34	47°49.920'	72°8.716'	Metasedimental	NA	Pz	RL	18	16	11381	171	2879	0.34	16	19878	1012	1002	0.4	16	10687	3541	2643	0.33	18	5184	26126.2	0.37	15.37	2	N
35	47°50.079'	72°05.197'	Tuff	19041	J	QC	31	21	936	18844	35745	0.55	21	964	19466	3154	0.35	21	11015	22353	1132	0.07	21	11273	19835.6	0.07	16.		

ID	Latitude	Longitude	n°	Fault plane		Stria		Sense	Quality	References		
				dip	dir	dip	az			pl	Sense	
1	Site 1-1	46°49,064'	71°50,522'	1	346	80	76	2	Sn	P-	N	Normal
2				2	6	78	276	8	Sn	P-	R	Reverse
3				3	11	89	101	0	Sn	P-	Sn	Sinistral
4				4	244	80	333	2	Dx	P	Dx	Dextral
5				5	0	82	273	17	Sn	P	Quality	
6				6	31	87	302	12	Sn	P	C	certain
7				7	48	84	320	15	Dx	P-	P	probable
8				8	46	78	324	34	Dx	P-	.?	unknown
9				9	241	88	152	15	Dx	P-	Obs	
10				10	351	89	81	2	Sn	P-	So	Stratification plane
11				11	11	84	282	7	Sn	P-		
12	Site 1-2	46°49,064'	71°50,522'	1	266	31	260	30	N	C		
13				2	67	32	86	30	N	C		
14				3	266	30	261	26	N	C		
15				4	291	29	271	26	N	C		
16				5	261	32	286	30	N	C		
17				6	286	26	271	24	N	C		
18				7	256	24	281	24	N	C		
19				8	65	30	86	30	N	C		
20				9	82	24	86	24	N	C		
21				10	101	22	80	22	N	C		
22				11	281	29	297	26	N	C		
23				12	265	20	295	16	N	C		
24				13	289	24	289	24	N	C		
25				14	116	28	81	20	N	C		
26				15	297	24	301	22	N	C		
27				16	99	16	73	14	N	C		
28				17	101	22	101	20	N	C		
29				18	126	25	83	22	N	C		
30				19	229	20	281	17	N	C		
31				20	249	19	271	16	N	C		
32				21	256	25	266	25	N	C		
33				22	111	29	83	22	N	P		
34				23	233	16	270	14	N	P		
35				24	226	29	281	23	N	C		
36				25	95	20	101	20	N	P		
37				26	126	24	98	20	N	P		
38				27	116	27	121	25	N	P		
39	Site 2	46°53,152'	71°53,242'	1	81	20	81	20	R	P-		
40				2	241	37	251	36	R	P-		
41				3	80	37	84	35	R	P-		
42				4	236	56	194	44	R	P-		
43				5	306	48	256	32	R	P-		
44				6	85	36	53	27	R	P-		
45				7	107	62	25	30	R	P		
46				8	296	41	266	33	R	P-		
47				9	255	38	247	37	R	P-		
48				10	31	42	41	40	R	P-		

49				11	66	75	16	59	R	P-
50				12	18	33	36	25	R	P-
51				13	81	64	45	50	R	P-
52				14	88	77	003	60	R	P-
53				15	35	45	41	40	R	P-
54				16	60	59	31	53	R	P-
55				17	77	60	34	54	R	P-
56				18	007	24	82	13	R	P-
57				19	001	50	36	48	R	P-
58				20	308	68	25	42	R	P-
59	Site 3	46°57,674'	71°53,698'	1	313	68	284	66	N	P-
60				2	176	83	265	10	Sn	P
61				3	38	35	326	08	Sn	P
62				4	265	55	228	45	R	P-
63				5	295	89	25	22	Dx	P-
64				6	16	89	320	89	R	P
65				7	41	36	111	10	Sn	P
66				8	247	58	207	51	R	P-
67				9	42	67	120	22	Sn	P
68				10	271	85	182	12	Dx	P
69				11	40	83	129	10	Dx	P-
70				12	344	50	47	35	Sn	P-
71				13	161	82	250	08	Sn	C
72				14	185	65	261	26	Sn	P-
73				15	336	65	37	50	R	C
74	Site 4	47°07,330'	71°50,922'	1	101	10	131	8	R	P-
75				2	291	15	281	12	R	P-
76				3	111	09	111	09	R	P-
77				4	83	20	80	18	R	P-
78				5	73	12	95	07	R	P-
79				6	103	08	113	07	R	P-
80				7	340	42	295	30	R	P
81				8	36	30	001	28	R	P-
82				9	95	13	106	07	R	C
83				10	111	28	111	28	R	C
84				11	104	27	90	20	R	C
85				12	107	19	107	19	R	C
86				13	103	20	94	15	R	C
87				14	36	15	006	12	.?	.?
88	Site 5	47°09,090'	71°49,714'	1	261	45	273	44	N	P-
89				2	269	44	231	38	N	P-
90				3	242	44	251	42	N	P-
91				4	244	50	282	43	N	P
92				5	247	63	263	60	N	P
93				6	251	42	258	40	N	P
94				7	245	38	245	38	N	P
95				8	246	46	264	44	N	P
96				9	280	53	271	49	N	P
97				10	242	62	293	60	N	P-
98				11	264	53	257	50	N	P+

99				12	255	43	248	40	N	P+
100				13	271	52	243	36	N	P+
101				14	255	45	255	45	N	P+
102				15	256	37	243	34	N	C
103				16	239	82	171	60	R	P
104				17	165	89	255	22	Dx	P
105	Site 6	47°09,256'	71°49,661'	1	202	63	286	08	Sn	P-
106				2	232	63	311	10	Sn	P+
107				3	124	82	37	20	Dx	P-
108				4	112	76	29	27	Dx	P-
109				5	310	80	33	46	Dx	P-
110				6	141	78	230	17	Dx	P-
111				7	331	77	47	52	Dx	P-
112				8	284	75	361	34	Dx	P+
113				9	119	88	30	30	Dx	P
114				10	306	76	28	29	Dx	P-
115	Site 7-1	47°09,702'	71°50,602'	1	24	70	11	67	N	P-
116				2	346	71	71	08	N	P-
117				3	346	71	307	65	N	P-
118				4	17	61	28	58	N	P-
119				5	275	76	294	70	N	P-
120				6	77	30	53	28	N	P-
121				7	33	52	65	46	N	P
122				8	20	68	20	68	N	P
123				9	321	60	353	55	N	P
124				10	320	57	257	47	N	P
125				11	18	59	18	59	N	P+
126				12	38	68	33	67	N	P+
127				13	163	42	163	42	N	P-
128				14	16	61	24	60	N	P
129				15	78	53	109	47	N	P
130				16	74	35	121	25	N	P-
131				17	164	43	141	40	N	P
132	Site 7-2	47°09,702'	71°50,602'	1	277	35	335	24	Dx	P-
133				2	266	69	336	46	Dx	P-
134				3	002	88	272	05	Sn	P-
135				4	333	88	62	35	Sn	P-
136				5	262	62	334	45	Dx	P-
137				6	181	58	245	32	Sn	C
138				7	313	68	36	28	Sn	P-
139				8	316	59	32	29	Sn	P-
140				9	340	80	68	07	Sn	P-
141				10	296	33	330	30	Dx	P-
142				11	183	60	105	20	Sn	P+
143				12	331	89	241	06	Sn	P-
144				13	328	80	57	14	Sn	P-
145				14	147	80	235	12	Sn	P
146				15	191	30	261	10	Sn	C
147				16	161	38	226	22	Sn	P-
148				17	16	61	103	12	Sn	P-

149				18	184	72	95	07	Sn	P+
150				19	163	72	76	32	Sn	C
151				20	211	57	288	20	Sn	P-
152				21	216	85	306	24	Sn	P
153	Site 8	47°11,137'	71°48,574'	1	005	83	22	80	N	P
154				2	120	78	128	77	N	P
155				3	107	65	93	63	N	P
156				4	302	54	331	50	N	P-
157				5	358	88	268	05	Sn	P-
158				6	125	70	91	64	N	P+
159				7	298	78	212	18	Dx	P-
160				8	11	61	21	60	N	P-
161				9	353	74	266	15	Sn	P
162				10	80	69	355	06	Dx	P-
163				11	271	84	182	10	Dx	C
164				12	284	82	195	09	Dx	P
165				13	311	80	222	05	Dx	P
166				14	262	69	184	22	Dx	P-
167				15	297	72	30	09	Dx	P-
168				16	148	80	62	12	Sn	P-
169				17	26	78	16	75	N	P-
170				18	26	78	111	18	Sn	P-
171				19	121	85	206	14	Dx	P
172				20	275	81	192	11	Dx	P
173				21	217	84	311	09	Sn	P-
174				22	317	87	226	06	Sn	P
175				23	331	76	252	10	Sn	P-
176				24	127	62	110	59	N	P
177				25	344	69	356	67	N	P-
178				26	353	69	337	60	N	P+
179	Site 9	47°11,743'	71°35,941'	1	234	82	145	26	Sn	P-
180				2	236	75	151	12	Sn	P-
181				3	250	78	163	14	Sn	P+
182				4	240	80	152	15	Sn	P
183				5	238	68	152	12	Sn	P-
184				6	228	83	144	12	Sn	P
185				7	227	80	141	03	Sn	P
186				8	231	87	145	11	Sn	P
187				9	208	89	120	08	Sn	C
188				10	265	81	177	13	Sn	P-
189				11	232	82	143	05	Sn	P-
190				12	238	83	152	60	Sn	P-
191	Site 10	47°11,445'	71°38,453'	1	231	72	316	20	Sn	P-
192				2	150	84	62	23	Dx	C
193				3	147	76	63	25	Dx	P-
194				4	160	86	72	27	Dx	P-
195				5	350	83	75	16	Dx	P
196				6	343	85	72	09	Dx	C
197				7	158	87	69	14	Dx	P
198				8	246	86	336	05	Sn	P

199				9	76	85	347	08	Sn	P-
200				10	338	85	67	18	Dx	C
201				11	335	78	58	24	Dx	P-
202				12	231	86	142	11	Sn	P-
203	Site 11	47°13,629'	71°40,279'	1	287	82	198	04	Dx	P-
204				2	18	73	106	18	Sn	P-
205				3	97	87	183	18	Dx	P+
206				4	216	83	131	30	Sn	P-
207				5	276	72	186	14	Dx	P-
208				6	36	72	124	34	Sn	P-
209				7	240	89	156	19	Sn	P-
210				8	225	88	136	15	Sn	P+
211				9	35	83	123	12	Sn	P
212				10	216	82	305	08	Sn	P-
213	Site 12	47°14,093'	71°41,767'	1	126	80	153	79	N	C
214				2	107	82	20	14	Dx	P-
215				3	81	80	353	12	Sn	P-
216				4	263	73	180	37	Sn	P
217				5	271	87	183	20	Sn	P-
218				6	261	88	175	28	Sn	P
219				7	263	80	178	25	Sn	P
220				8	236	60	171	38	Sn	P
221				9	51	80	130	41	Dx	C
222				10	173	88	84	20	Dx	C
223				11	177	85	91	08	Dx	P
224				12	160	76	242	33	Dx	P-
225				13	213	88	303	06	.?	.?
226				14	177	86	267	5	Dx	P-
227	Site 13	47°15,701'	71°44,720'	1	236	78	319	30	Dx	P+
228				2	275	82	191	21	Dx	P-
229				3	221	89	314	12	Dx	P-
230				4	266	71	179	10	Dx	P-
231				5	278	86	186	26	Dx	P-
232				6	271	70	191	28	Dx	C
233				7	61	61	343	22	Dx	P+
234				8	261	64	353	07	Dx	P-
235				9	176	89	87	21	Sn	C
236				10	181	88	96	17	Sn	P-
237				11	56	87	151	14	Dx	P
238				12	76	60	158	13	Dx	P-
239				13	70	67	345	11	Dx	P-
240				14	167	82	78	15	Sn	P
241				15	96	74	180	19	Dx	P-
242				16	249	65	162	05	Dx	P-
243				17	248	79	162	15	Dx	P
244	Site 14	47°19,570'	71°46,385'	1	196	75	115	31	Dx	P
245				2	147	68	236	15	Sn	P-
246				3	166	79	261	29	Dx	P-
247				4	243	89	155	57	Dx	P-
248				5	277	78	11	26	Sn	P-

249				6	201	83	110	33	Dx	P-
250				7	166	79	257	14	Dx	P-
251				8	56	68	336	12	Dx	P-
252				9	37	88	308	34	Dx	P-
253				10	268	70	326	59	N	P+
254				11	268	70	344	22	Sn	P-
255				12	116	80	31	30	Sn	P-
256				13	85	71	11	30	Sn	P
257				14	81	85	71	84	N	P-
258				15	131	81	212	21	Sn	P-
259				16	273	82	11	14	Sn	P-
260				17	89	74	006	14	Sn	P-
261				18	63	44	11	26	N	P+
262				19	69	66	359	31	Sn	P-
263				20	006	82	278	17	Dx	P-
264				21	76	45	17	28	N	P-
265				22	221	80	137	29	N	P-
266				23	82	55	143	35	N	P
267				24	221	80	137	35	N	P
268				25	220	81	131	19	Dx	P-
269				26	91	52	145	40	N	P
270	Site 15-a	47°22,921'	71°43,392'	1	22	77	56	75	N	P
271				2	146	70	196	56	N	P
272				3	15	62	15	62	N	C
273				4	183	52	163	51	N	P
274				5	5	58	8	57	N	P
275				6	265	70	265	70	N	C
276				7	148	74	191	72	N	P
277				8	247	70	280	66	N	P
278				9	257	72	264	71	N	P
279				10	78	71	73	70	N	P
280				11	145	68	186	56	N	P-
281				12	86	70	53	68	N	P
282				13	196	72	185	70	N	P
283				14	347	55	319	50	N	C
284				15	358	68	46	60	N	P
285	Site 15-b	47°22,921'	71°43,392'	1	182	76	101	41	Dx	P
286				2	186	83	103	33	Dx	C
287				3	176	89	86	20	Dx	P-
288				4	171	84	93	35	Dx	P+
289				5	197	84	295	41	Dx	P-
290				6	341	85	256	30	Sn	P-
291				7	148	74	65	46	Sn	P-
292				8	247	78	331	48	Dx	P
293				9	261	70	341	40	Dx	P+
294				10	124	73	46	35	Sn	P+
295				11	297	89	206	20	Sn	P-
296				12	228	85	146	34	Dx	P-
297				13	98	70	182	23	Sn	P-
298	Site 16	47°27,425'	71°42,368'	1	101	77	14	11	Sn	P-

299				2	143	81	233	15	Sn	P
300				3	126	80	221	08	Sn	P
301				4	125	72	213	05	Sn	P+
302				5	131	70	81	60	N	C
303				6	228	21	233	19	R	C
304				7	117	76	201	20	Sn	P-
305				8	135	83	226	08	Sn	P
306				9	264	80	178	25	Sn	P-
307				10	116	82	203	20	Sn	P
308				11	335	89	236	30	Sn	P+
309				12	76	72	356	08	Sn	P+
310				13	121	80	213	05	Sn	P-
311				14	199	88	111	08	Dx	P-

312	Site 17	47°30,063'	71°46,186'	1	21	86	89	79	N	P-
313				2	229	72	150	31	N	P-
314				3	321	66	38	27	Dx	P+
315				4	31	89	121	05	Dx	C
316				5	131	89	46	16	Dx	P+
317				6	99	78	11	22	Sn	P-
318				7	251	80	161	05	Sn	P-
319				8	256	89	346	52	Sn	C
320				9	80	89	351	37	Sn	P
321				10	96	79	11	36	Sn	C
322				11	007	80	94	23	Dx	P-
323				12	325	82	239	25	Dx	P-
324				13	106	60	76	59	N	P
325				14	286	65	334	52	Sn	P+
326				15	291	62	343	46	Sn	P+
327				16	259	89	341	45	Sn	P+
328				17	59	77	337	36	Sn	P-
329				18	121	70	52	45	Dx	P-
330				19	86	88	357	43	Dx	P-
331				20	73	86	337	19	Sn	P-
332				21	66	88	338	25	Sn	P+

333	Site 18	47°28,758'	71°46,929'	1	171	85	94	69	Dx	P-
334				2	14	60	64	48	N	P-
335				3	31	69	34	68	N	P+
336				4	109	82	51	70	N	P-
337				5	167	73	236	45	N	P
338				6	22	88	21	88	N	P
339				7	196	51	243	40	N	P
340				8	51	73	71	72	N	P
341				9	121	68	91	64	N	P
342				10	95	63	66	67	N	P
343				11	91	68	71	65	N	P
344				12	223	68	273	55	N	P
345				13	111	70	56	51	N	P
346				14	71	69	46	66	N	P
347				15	89	56	81	54	N	P
348				16	91	56	91	56	N	P

349				17	305	63	305	63	N	P
350	Site 19	47°23,748'	71°48,498'	1	183	77	269	12	Sn	P
351				2	175	81	79	29	Sn	P-
352				3	336	78	249	12	Sn	P+
353				4	321	81	271	62	Sn	P-
354				5	341	88	255	44	Sn	P-
355				6	166	86	255	34	Sn	P-
356				7	347	89	258	50	Sn	P-
357				8	340	89	250	08	Sn	P-
358				9	339	84	251	23	Sn	P-
359				10	161	89	246	12	Sn	P-
360				11	161	86	256	22	Sn	P+
361				12	346	84	256	23	Sn	P
362	Site 20-a	47°21,362'	71°47,664'	1	63	70	71	67	N	P
363				2	59	54	46	59	N	P
364				3	251	70	275	68	N	P
365				4	72	76	33	70	N	P
366				5	182	71	131	61	N	P-
367				6	236	56	211	46	N	P
368				7	132	65	81	53	N	P
369				8	245	72	293	64	N	P
370	Site 20-b	47°21,362'	71°47,664'	1	261	76	351	21	Sn	P-
371				2	251	80	341	12	Sn	P-
372				3	236	78	322	14	Sn	P-
373				4	79	86	169	07	Sn	P
374				5	256	88	167	22	Sn	P
375				6	221	75	142	19	Sn	P
376				7	52	79	136	14	Sn	P-
377				8	43	82	315	14	Sn	P
378				9	293	74	213	31	Dx	P
379				10	241	86	151	04	Sn	P-
380				11	93	87	001	04	Sn	P-
381				12	102	85	18	28	Sn	P-
382				13	93	87	010	24	Sn	P-
383				14	277	71	005	05	Sn	P-
384				15	103	89	13	29	Sn	P-
385				16	139	84	55	13	Dx	P
386	Site 21	47°30,565'	71°56,646'	1	203	70	247	64	N	P-
387				2	208	82	111	04	Sn	P-
388				3	301	75	19	32	Dx	P-
389				4	296	71	11	41	Dx	P-
390				5	302	75	344	70	N	P-
391				6	317	40	317	40	N	P-
392				7	153	55	151	52	N	P-
393				8	231	68	256	64	N	P-
394				9	237	76	152	18	Dx	P-
395				10	216	68	252	63	N	P-
396				11	91	82	183	08	Dx	P-
397				12	164	76	76	15	Sn	P-
398				13	196	62	144	48	Sn	P-

399				14	201	82	115	27	Sn	P
400				15	192	85	100	24	Sn	P
401				16	006	70	89	19	Sn	P-
402				17	196	89	269	73	Sn	P-
403				18	296	67	206	04	Dx	P
404				19	289	64	199	10	Dx	P
405				20	311	73	21	35	Dx	P
406				21	295	61	341	51	N	P
407				22	204	78	111	26	Sn	P-
408				23	198	80	111	35	Sn	P-
409				24	61	68	53	66	N	P-
410				25	223	48	216	45	N	P
411				26	256	72	344	04	Dx	P-
412				27	196	70	234	54	N	P-
413				28	251	56	343	05	N	P-
414				29	277	84	005	15	Dx	P-
415	Site 22	47°21,567'	71°58,980'	1	311	58	15	40	Sn	P
416				2	302	65	21	33	Sn	P
417				3	317	62	341	52	N	P-
418				4	111	71	26	12	Sn	P+
419				5	116	76	31	14	Sn	P+
420				6	44	88	131	14	Dx	P+
421				7	329	44	342	42	N	P
422				8	321	53	349	50	N	P-
423				9	356	38	351	37	N	P-
424				10	312	78	287	77	Dx	P
425				11	136	50	213	12	Sn	P+
426				12	181	51	256	19	Dx	P-
427				13	7	59	302	32	Dx	P-
428				14	176	54	236	35	Dx	P-
429				15	143	59	219	9	Sn	P-
430				16	123	43	212	1	Sn	C
431				17	121	52	39	12	Sn	C
432				18	128	46	207	6	Sn	C
433				19	123	38	201	19	Sn	P+
434				20	177	69	251	38	Dx	P+
435	Site 23-a	47°21,211'	71°59,042'	1	265	70	210	58	Sn	P
436				2	251	66	177	32	Sn	P
437				3	314	53	234	13	Sn	P
438				4	282	65	239	58	N	P-
439				5	282	63	196	07	Sn	P-
440				6	287	62	227	43	N	P-
441				7	120	75	206	15	Sn	C
442				8	311	88	221	07	Sn	C
443				9	306	74	228	36	Sn	C
444				10	120	85	206	37	Sn	P
445	Site 23-b	47°21,211'	71°59,042'	1	147	76	236	12	Dx	P+
446				2	76	58	155	15	Sn	P-
447				3	14	73	102	07	Sn	P-
448				4	89	83	171	63	Dx	P

449				5	311	55	257	40	Dx	P
450				6	187	83	111	34	Sn	P
451				7	329	74	56	16	Dx	P-
452				8	299	83	216	22	Dx	P-
453				9	203	70	121	19	Sn	P-
454	Site 24	47°26,398'	72°04,122'	1	171	77	231	70	R	P-
455				2	289	86	23	10	Sn	P
456				3	280	88	009	22	Sn	P
457				4	56	60	82	57	N	P-
458				5	106	88	20	27	Sn	P-
459				6	207	72	151	59	R	P-
460				7	231	78	320	05	Dx	P-
461				8	204	88	115	06	Dx	P-
462				9	108	85	27	16	Sn	P
463				10	337	78	253	16	Sn	P-
464				11	302	89	31	12	Sn	P-
465				12	205	42	241	40	R	P+
466				13	105	87	188	35	Sn	P+
467				14	211	46	185	39	R	P+
468	Site 25	47°25,760'	72°01,747'	1	226	64	267	55	R	P-
469				2	47	58	357	46	R	P
470				3	231	80	321	46	Dx	P-
471				4	205	80	283	62	R	P
472				5	199	67	241	59	R	P
473				6	229	70	273	63	R	P
474				7	004	80	98	38	Dx	P-
475				8	291	60	215	23	Sn	P
476				9	191	74	275	20	Dx	P
477				10	289	75	211	41	Sn	P+
478				11	21	85	109	23	Dx	P-
479				12	27	88	126	23	Dx	P-
480				13	206	58	181	54	R	P-
481				14	211	60	271	50	R	P-
482				15	227	80	206	72	R	P-
483				16	176	84	120	65	Dx	P-
484				17	212	88	126	30	Dx	P-
485				18	111	42	123	41	R	P-
486	Site 26-a	47°25,164'	71°58,496'	1	61	43	134	15	Dx	P
487				2	266	74	356	06	Dx	P-
488				3	191	51	121	26	Dx	P-
489				4	196	38	126	19	Dx	P
490				5	191	60	106	10	Dx	P
491				6	121	88	211	13	Sn	P-
492				7	296	76	22	16	Sn	P-
493				8	243	72	155	06	Dx	P
494				9	227	55	151	19	Dx	P
495				10	148	87	59	19	Sn	P
496	Site 26-b	47°25,164'	71°58,496'	1	36	28	67	26	N	P-
497				2	11	36	56	27	N	P-
498				3	262	45	312	33	N	P-

499				4	203	43	171	37	N	P-
500				5	201	42	179	37	N	P
501				6	204	50	161	46	N	P-
502				7	181	85	271	05	Dx	P
503				8	191	69	128	50	N	P
504				9	301	71	213	11	Dx	P-
505				10	326	71	246	20	Dx	P
506				11	166	54	250	08	Dx	P
507				12	11	84	100	22	N	P-
508	Site 27	47°25,130'	71°57,822'	1	187	44	221	38	N	P-
509				2	163	70	241	26	Dx	C
510				3	176	87	259	10	Dx	C
511				4	196	62	269	28	Dx	C
512				5	186	80	131	72	N	P
513				6	162	60	91	22	Sn	C
514				7	165	42	93	10	Sn	C
515				8	15	84	281	07	Dx	P-
516				9	163	39	257	05	N	C
517				10	73	48	71	47	N	C
518				11	75	38	75	38	N	C
519				12	254	58	262	58	Dx	C
520				13	146	51	66	12	Dx	C
521				14	145	30	81	18	Dx	C
522				15	51	48	82	40	N	P
523				16	48	60	71	52	N	P
524				17	331	20	264	05	Sn	C
525				18	181	80	162	79	N	P-
526				19	181	63	141	50	N	P-
527				20	184	26	249	19	Sn	C
528				21	326	28	261	14	Sn	C
529				22	311	61	271	52	N	P
530				23	61	45	51	44	N	P+
531	Site 28	47°44,132'	72°05,674'	1	158	64	241	20	Dx	P+
532				2	159	55	241	08	Dx	P
533				3	163	53	232	27	Dx	P-
534				4	256	62	183	29	Sn	P+
535				5	316	54	19	32	Dx	P-
536				6	271	72	185	13	Sn	P
537				7	264	62	184	18	Sn	P-
538				8	151	70	234	26	Dx	P
539				9	165	72	253	20	Dx	P
540				10	186	65	271	19	Sn	P+
541				11	191	82	281	16	Sn	P+
542				12	226	34	285	19	R	C
543				13	211	32	271	20	R	C
544				14	220	29	280	17	R	C
545				15	216	38	256	31	R	C
546				16	97	14	115	10	R	C
547				17	81	50	81	50	R	C
548				18	66	47	71	45	R	C

549				19	121	30	96	26	R	C
550				20	91	32	115	30	R	C
551				21	215	45	281	26	R	P
552	Site 29	47°43,954'	72°05,515'	1	180	62	191	56	R	P-
553				2	303	74	31	10	Dx	P-
554				3	306	68	223	20	Dx	P-
555				4	286	77	201	24	Dx	P-
556				5	316	80	231	14	Dx	P-
557				6	265	70	183	11	Sn	P-
558				7	266	72	185	26	Sn	P-
559				8	266	72	296	70	N	P+
560				9	267	72	181	07	Sn	P-
561				10	287	70	203	10	Sn	P
562				11	287	70	287	70	N	P
563				12	11	85	283	22	Sn	P
564				13	236	57	283	50	Dx	P-
565				14	238	60	324	21	Dx	P
566				15	246	80	157	04	Sn	P
567				16	232	80	143	08	Sn	P
568				17	342	88	252	05	Dx	P-
569				18	316	77	235	24	Dx	P-
570				19	181	55	245	32	Dx	P-
571				20	191	71	271	48	Dx	P-
572				21	11	82	290	49	.?	.?
573				22	35	50	92	33	Dx	P-
574				23	358	68	311	59	N	P+
575				24	311	86	217	27	Dx	P+
576				25	183	62	234	50	N	P-
577				26	281	70	192	08	Sn	P+
578				27	281	75	305	72	N	P
579				28	279	72	327	68	N	P
580				29	200	74	120	30	Sn	P-
581				30	200	74	251	66	N	P-
582				31	33	42	61	38	N	P-
583				32	265	68	278	67	N	P
584				33	002	80	93	23	Dx	P-
585				34	183	71	234	50	N	P
586				35	179	65	235	57	N	P+
587				36	222	72	290	51	Dx	P+
588				37	272	75	303	71	N	P+
589				38	281	71	190	09	Sn	P-
590				39	265	76	182	09	Sn	P
591				40	185	76	253	56	N	P+
592	Site 30	47°43,729'	72°05,251'	1	126	62	173	52	N	C
593				2	192	50	211	50	N	P
594				3	191	60	201	58	N	P
595				4	199	68	249	63	N	P
596				5	214	55	221	54	N	P
597				6	196	51	216	47	N	P
598				7	175	48	206	41	N	P

599				8	233	78	146	17	Sn	P-
600				9	217	77	241	77	N	P
601				10	214	71	216	65	N	P
602				11	187	56	197	55	N	P
603				12	260	79	316	69	N	P
604				13	205	55	211	54	N	P
605				14	172	49	206	47	N	P
606				15	196	64	121	26	.?	.?
607				16	197	73	116	15	Sn	P
608				17	218	66	211	63	N	P+
609				18	76	66	103	62	N	P+
610				19	211	64	222	64	N	P+
611				20	84	62	101	60	N	P+
612				21	207	62	191	60	N	P
613				22	193	64	121	25	Dx	P+
614				23	211	70	126	12	Dx	P+
615				24	88	67	26	52	N	P+
616				25	166	42	168	41	N	P
617	Site 31	47°46,328'	72°11,933'	1	191	85	111	45	Dx	P
618				2	199	82	123	64	Dx	P
619				3	237	62	167	24	Sn	P
620				4	271	72	201	27	Sn	P-
621				5	265	60	211	45	Sn	P-
622				6	225	80	147	28	Dx	P
623				7	251	79	185	56	Sn	P-
624				8	278	78	218	67	Sn	P
625				9	273	64	282	60	N	P
626				10	122	65	171	51	Dx	P-
627				11	131	70	166	55	Dx	P
628				12	51	60	80	58	N	P-
629				13	11	80	295	42	Sn	P+
630				14	120	60	203	12	Dx	P+
631	Site 32	47°45,954'	72°09,192'	1	91	70	178	08	Sn	C
632				2	98	65	183	14	Sn	C
633				3	321	65	252	20	Dx	P-
634				4	102	73	186	21	Sn	C
635				5	106	62	179	16	Sn	C
636				6	112	45	35	12	Sn	P-
637				7	231	77	326	22	Sn	P-
638				8	91	60	26	21	Sn	P-
639				9	111	42	61	34	R	P
640				10	116	40	62	31	R	P
641				11	105	55	50	40	R	P
642				12	13	76	281	05	Dx	P-
643	Site 33	47°47,187'	72°02,999'	1	17	86	115	14	Sn	P+
644				2	327	80	56	10	Dx	P-
645				3	17	80	291	11	Sn	P-
646				4	18	75	111	08	Sn	P-
647				5	241	89	142	09	Dx	P-
648				6	194	88	112	07	Sn	P+

649				7	005	79	103	12	Sn	P
650				8	61	89	147	17	Dx	P-
651				9	56	82	327	10	Dx	P-
652				10	331	80	58	16	Dx	P-
653				11	209	89	120	35	Sn	P-
654				12	181	88	91	05	Sn	P-
655				13	111	84	200	07	.?	.?
656				14	346	85	76	02	Sn	P-
657				15	181	89	91	20	Sn	P-
658				16	165	74	82	23	Sn	P-
659				17	348	83	264	05	Sn	P-
660				18	347	76	75	10	Sn	P-
661				19	343	88	72	22	Dx	P+
662	Site 34	47°49,820'	72°8,716'	1	37	86	304	24	Dx	P-
663				2	34	89	301	16	Dx	P-
664				3	268	56	311	47	N	P-
665				4	255	40	273	37	N	P
666				5	337	58	316	46	N	P-
667				6	286	81	203	38	Sn	P-
668				7	288	21	205	03	Sn	P-
669				8	03	40	037	35	N	P-
670				9	276	78	276	78	N	P+
671				10	46	88	317	14	Sn	P-
672				11	251	82	339	11	Sn	P+
673				12	116	85	030	06	Sn	P-
674				13	117	78	036	25	Sn	P+
675				14	156	57	121	49	N	P+
676				15	159	53	131	04	N	P+
677				16	165	52	137	44	N	C
678				17	152	48	152	48	N	P+
679				18	143	66	156	60	N	P+
680				19	163	51	157	47	N	P
681				20	116	78	188	53	Sn	P
682				21	43	66	088	60	N	P-
683				22	35	88	127	9	Dx	P-
684	Site 35	47°50,079'	72°05,197'	1	31	87	302	12	Sn	P-
685				2	26	76	312	47	Sn	P-
686				3	226	55	286	36	Sn	P
687				4	231	20	296	9	Sn	P
688				5	203	34	286	5	Sn	P
689				6	111	56	107	55	R	C
690				7	175	55	96	15	Dx	P-
691				8	23	80	63	77	N	P
692				9	233	52	320	4	Sn	P
693				10	212	72	287	39	Sn	P
694				11	201	70	269	46	Sn	P
695				12	236	50	317	11	Sn	P+
696				13	121	50	97	48	R	P
697				14	111	54	111	54	R	C
698				15	249	46	300	33	Sn	P-

699				16	191	60	275	11	Dx	C
700				17	216	54	300	8	Sn	P
701				18	253	45	314	26	Sn	P+
702				19	255	64	317	45	Sn	P+
703				20	184	58	99	8	Dx	P+
704				21	145	60	82	38	Dx	P
705					193	50	193	50	N	P
706					141	58	153	57	N	P
707					120	52	115	51	N	C
708					241	61	249	61	N	P+
709					201	70	269	46	Dx	P
710					101	72	101	72	N	P-
711					191	60	275	11	Dx	P+
712					286	53	6	13	Sn	P-
713					191	58	103	3	Sn	P+
714					206	45	241	36	N	P-
715	Site 36	47°47,877'	72°00,334'	1	46	87	132	50	Sn	C
716				2	48	89	137	27	Sn	P+
717				3	35	88	124	33	Sn	P
718				4	43	89	133	02	Sn	P
719				5	18	71	107	03	Sn	P-
720				6	351	85	263	23	Dx	P-
721				7	001	88	271	04	Dx	P-
722				8	211	86	122	09	Sn	C
723	Site 37	47°51,032'	72°05,521'	1	45	67	117	36	Dx	P-
724				2	008	88	279	24	Dx	P-
725				3	48	80	325	33	Dx	P
726				4	36	86	308	27	Dx	P-
727				5	336	65	255	18	Sn	P-
728				6	46	80	134	10	Dx	P-
729				7	41	76	312	05	Dx	P-
730				8	23	84	295	17	Dx	P-
731				9	25	80	296	05	Dx	P-
732				10	331	83	244	23	Sn	P-
733				11	335	86	246	19	Sn	P-
734				12	007	85	280	32	Dx	P-
735				13	337	78	250	16	Sn	P-
736				14	19	88	289	08	Dx	P+
737				15	36	75	320	42	Dx	P-
738				16	18	87	291	42	Dx	P-
739				17	335	83	61	27	Sn	P-
740				18	002	89	272	24	Dx	P-
741				19	329	70	33	50	Sn	P-
742	Site 38	47°50,967'	72°05,992'	1	286	60	247	50	N	P+
743				2	322	85	224	19	Sn	P-
744				3	357	57	287	25	N	P-
745				4	333	74	282	65	N	P-
746				5	202	88	275	74	Dx	P-
747				6	167	84	257	14	Sn	P+
748				7	245	54	182	32	Sn	P+

749				8	311	78	347	75	N	P-
750				9	316	69	354	62	N	P
751				10	007	85	280	53	Sn	P-
752				11	38	84	312	31	Dx	P-
753				12	13	88	290	43	Dx	P-
754				13	343	66	296	54	N	P-
755				14	180	59	259	17	Sn	P-
756				15	246	62	285	57	N	P
757				16	266	62	297	56	N	P
758				17	32	84	303	10	Dx	P-
759				18	230	42	274	38	N	P-
760	Site 39	47°53,599'	72°05,598'	1	80	82	005	61	Sn	P+
761				2	65	80	352	59	Sn	P+
762				3	126	68	158	62	N	P-
763				4	202	64	196	63	N	P
764				5	226	80	199	79	N	P+
765				6	82	76	156	48	Dx	P-
766				7	67	87	155	39	Dx	P-
767				8	202	83	113	12	Sn	P
768				9	67	63	153	08	Sn	P-
769				10	91	70	168	32	Sn	P-
770				11	127	58	160	46	N	P+
771				12	115	57	166	47	N	P
772				13	100	80	182	39	Dx	P-
773				14	106	65	167	46	N	P-
774				15	80	72	110	69	N	P
775				16	111	80	194	36	Dx	P
776				17	122	82	203	47	Dx	P
777				18	301	89	213	59	Dx	P-
778				19	108	61	156	51	N	P-
779				20	113	70	170	56	N	P
780				21	104	48	150	38	N	P-
781				22	87	62	108	60	N	P+
782				23	112	70	191	28	Dx	P+
783				24	88	79	175	15	Dx	P+
784				25	80	75	174	24	Dx	P-
785				26	98	85	178	63	N	P-
786				27	81	80	151	63	N	P-
787				28	118	67	173	54	N	P-
788				29	18	86	107	09	Sn	P+
789				30	337	84	280	79	N	P-
790	Site 40	47°56,899'	72°07,378'	1	223	70	158	54	N	P
791				2	253	50	191	18	?	?
792				3	205	69	193	65	N	P+
793				4	85	63	125	58	N	P+
794				5	81	64	120	60	N	P
795				6	84	58	116	54	N	C
796				7	117	57	93	52	N	P+
797				8	81	66	110	58	N	P+
798				9	161	66	108	50	N	P

799				10	233	57	191	47	N	P-
800				11	177	86	93	29	Sn	P-
801				12	96	86	186	26	Dx	P-
802				13	71	60	124	42	N	P-
803				14	77	61	136	35	N	P-
804				15	250	80	250	80	N	P+
805				16	258	38	307	22	Dx	P-
806				17	271	40	320	30	Dx	P-
807				18	269	39	316	27	Dx	P-
808				19	98	68	167	40	Dx	P
809				20	131	89	221	12	Dx	P-
810	Site 41	47°57,099'	72°09,757'	1	337	83	65	17	Dx	P-
811				2	48	78	327	36	Sn	P-
812				3	42	81	318	35	Sn	P-
813				4	338	80	251	19	Dx	P-
814				5	82	88	353	14	Sn	P-
815				6	326	72	238	8	Dx	P-
816				7	251	72	163	5	Sn	P-
817				8	80	86	170	4	Sn	P-
818				9	119	85	30	12	Dx	P-
819				10	112	89	22	16	Dx	P-
820				11	291	75	211	34	Dx	P-
821				12	277	72	211	48	Dx	P-
822				13	120	88	30	2	Dx	P-
823				14	120	88	203	75	Dx	P-
824				15	101	80	12	6	Dx	P-
825				16	107	85	171	79	N	P+
826				17	105	77	72	69	Dx	P-
827				18	131	80	195	68	N	P+
828				19	223	50	195	41	Sn	P-
829				20	131	83	209	59	Dx	P+
830	Site 42	47°33,955'	71°54,090'	1	8	79	86	24	Sn	C
831				2	11	80	283	12	Sn	C
832				3	14	88	287	6	Sn	C
833				4	15	88	292	9	Sn	C
834				5	12	87	283	12	Sn	C
835				6	16	88	286	13	Sn	C
836				7	3	87	279	15	Sn	C
837				8	343	88	252	3	Dx	P-
838				9	18	89	287	5	Sn	P+
839				10	30	85	304	8	Sn	C
840				11	31	82	299	10	Sn	C
841				12	27	54	311	15	Sn	P+
842				13	17	71	302	17	Sn	C
843				14	25	71	306	23	Sn	C
844				15	13	83	289	9	Sn	C
845				16	20	79	292	1	Sn	C
846				17	346	84	82	5	Dx	P+
847				18	343	86	261	14	Dx	P+
848				19	345	79	257	5	Dx	P+

849				20	350	82	264	7 Dx	P+
850				21	336	82	254	3 Dx	C
851				22	345	75	255	4 Dx	C
852				23	350	73	261	4 Dx	C
853				24	346	80	254	2 Dx	C
854				25	27	54	16	52 R	P-
855	Site 43	47°03,956'	70°49,184'	1	205	66	170	60 N	P-
856				2	132	71	100	69 N	P-
857				3	122	74	170	62 N	P-
858				4	115	69	152	58 N	P-
859				5	210	70	160	57 N	P-
860				6	221	77	177	59 N	P-
861				7	280	84	15	30 Dx	P
862				8	280	87	18	32 Dx	P
863				9	152	85	66	60 Sn	P-
864				10	130	60	125	52 N	P-
865				11	127	59	129	57 N	P-
866				12	87	85	175	2 .?	.?
867				13	120	68	126	67 N	P-
868				14	131	56	136	55 N	P-
869				15	120	50	131	45 N	P-
870				16	0	82	298	72 N	P-
871				17	311	67	313	65 N	P-
872				18	331	77	341	75 N	P-
873				19	94	78	142	68 N	P-
874				20	98	85	103	82 N	P-
875	Site 44	46°36,435'	71°31,749'	1	155	70	110	68 N	P-
876				2	143	75	137	72 N	P-
877				3	160	66	115	59 N	P
878				4	62	60	114	49 N	P-
879				5	143	65	113	61 N	P-
880				6	59	58	111	45 .?	.?
881				7	154	70	110	69 N	P+
882				8	146	66	134	65 N	P-
883				9	200	76	266	67 N	P
884				10	276	59	310	58 N	P-
885				11	274	71	297	64 N	P-
886				12	212	68	240	63 N	P-
887				13	196	69	196	69 N	P-
888				14	197	65	197	65 N	P-
889				15	186	77	185	77 N	P-
890				16	210	59	181	54 N	P-
891				17	185	60	180	55 N	P-
892				18	235	60	232	60 N	C
893				19	59	58	328	7 .?	.?
894				20	49	66	130	9 .?	.?
895	Site 45	46°44,312'	71°43,328'	1	43	77	335	59 N	P-
896				2	172	63	170	62 N	P-
897				3	115	73	156	49 N	P-
898				4	347	62	298	58 N	P-

899				5	21	62	19	60 N	P-	
900				6	163	64	187	62 N	P-	
901				7	179	52	210	47 N	P-	
902				8	154	51	185	42 N	P-	
903				9	166	75	234	63 N	P-	
904				10	174	69	233	59 N	P-	
905				11	154	64	181	61 N	P-	
906				12	175	80	256	24 .?	.?	
907	Site 46	46°42,078'	71°38,763'	1	340	75	340	75 N	C	
908				2	328	68	328	68 N	C	
909				3	340	64	340	64 N	C	
910				4	331	50	331	50 N	C	
911				5	320	61	320	61 N	C	
912				6	319	62	319	62 N	C	
913				7	131	85	131	85 N	C	
914				8	137	80	137	80 N	C	
915				9	144	77	144	77 N	C	
916				10	236	75	236	75 N	C	
917				11	233	77	233	77 N	C	
918				12	319	57	319	57 N	C	
919				13	134	85	134	85 N	C	
920				14	317	71	317	71 N	C	
921				15	321	83	321	83 N	C	
922				16	333	76	333	76 N	C	
923				17	157	75	157	75 N	C	
924	Site 47	46°38,324'	71°38,685'	1	192	72	133	52 .?	.?	
925				2	141	65	127	61 N	C	
926				3	155	64	125	57 N	C	
927				4	154	58	123	51 N	C	
928				5	160	73	121	63 N	C	
929				6	155	66	124	62 N	C	
930				7	55	64	27	60 N	P-	
931				8	165	65	135	60 N	P	
932				9	41	57	41	57 N	P	
933				10	31	58	31	58 N	P	
934				11	52	62	52	62 N	P	
935				12	141	58	132	48 N	P	
936				13	140	57	162	50 N	P	
937				14	104	67	96	64 N	P	
938					10	86	110	64 .?	.?	
939					11	63	84	40 .?	.?	
940	Site 48	46°53,158'	71°52,353'	1	71	83	151	66 R	P	So
941				2	87	35	52	31 R	C	
942				3	75	31	49	22 R	C	
943				4	72	86	32	86 R	P	So
944				5	88	80	161	67 R	C	
945				6	135	72	48	6 Sn	P+	
946				7	135	66	47	11 Sn	P	
947				8	86	84	126	82 R	C	
948				9	72	87	42	87 R	P	So

949	10	52	30	65	28 R	P-	So
950	11	59	30	65	26 R	C	
951	12	67	88	341	70 R	C	
952	13	71	67	96	65 N	P+	
953	14	70	72	89	65 N	P+	
954	15	82	28	60	25 R	C	
955	16	70	21	49	16 R	P	
956	17	251	80	246	80 N	P+	
957	18	254	76	228	70 N	P	
958	19	82	76	358	22 R	C	
959	20	111	36	49	15 R	C	
960	21	97	32	65	24 R	C	
961	22	78	34	61	29 R	C	
962	23	74	40	55	33 R	C	
963	24	92	24	62	28 R	C	
964	25	258	80	258	80 N	P	
965	26	255	79	261	78 N	P	
966	27	83	45	60	40 R	C	
967	28	142	77	66	25 Sn	P	
968	29	91	44	54	29 Sn	P-	
969	30	81	71	62	70 R	C	
970	31	70	37	67	33 R	C	
971	32	73	40	40	34 R	C	
972	33	246	75	226	75 N	C	