

TESIS DOCTORAL

“ESTRUCTURA Y METAMORFISMO PRE-ANDINOS
DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO DEL
LAGO LÁCAR, NEUQUÉN”

Lic. Samanta Serra Varela

Directores:

Dr. Pablo Diego González

Dr. Raúl Eduardo Giacosa



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

2018

“Rocks are records of events that took place at the time they formed.
They are books. They have different vocabulary, a different alphabet,
but you learn how to read them”.

John McPhee

Agradecimientos

Hacer una tesis doctoral no parece algo tan complejo visto desde afuera. Sin embargo, son años que uno emplea en intentar entender algo y lograr plasmarlo en un texto. A mi parecer, nadie hace una tesis solo sino que necesita un grupo de gente que a veces, sin que ellos lo sepan, están colaborando en esta tarea. Sin ánimos de ofender a nadie es que uno intenta agradecer a todas esas personas, con miedo de dejar a alguien afuera sin que sea la intención. Por eso es que agradezco a todos aquellos que colaboraron de alguna manera en esta etapa de mi vida y a continuación realizaré algunos agradecimientos puntuales:

En primer lugar, quiero agradecerles a mis padres que siempre me alentaron y apoyaron en mis proyectos, incluyendo este proyecto extraño que es la geología.

A mis directores por darme la oportunidad de adentrarme en la geología de la cordillera y por las charlas y discusiones geológicas que me han brindado en estos 5 años.

A mis amigas Andre y Fio quienes estuvieron conmigo durante todo el camino que me llevó a convertirme en geóloga. Aunque la distancia se haya hecho grande este último tiempo, siempre las tengo presentes.

A mis amigas y compañeras de oficina Bal y Romi, quienes no solo me apoyaron y brindaron su amistad, sino que me tuvieron que soportar mientras trabajaban. Todas esas tardes de mates y catarsis fueron fundamentales para terminar este manuscrito.

A Marian y Peni quienes innumerables veces me dijeron que todo iba a salir bien y que deje de preocuparme tanto. No solo son mis amigas sino una especie de guías espirituales científicas.

A Vero y Anto que, aunque no sigan en Roca, es como si nunca se hubieran ido.

A Ina, mi vecino de enfrente, por todas las mañanas y tardes de mates hablando de ciencia, de la vida y de los pajaritos. Los momentos de descanso también son parte del trabajo.

A Gerson por las horas debatiendo sobre pliegues, la Patagonia, la orogénesis y los porfiroblastos.

A toda la gente del IIPG, especialmente a los becarios y particularmente al director de dicho instituto, Silvio Casadio, por brindarme un espacio de trabajo.

A la gente de Oviedo: Pedro, Joaquín, David, Álvaro, Gloria, Quintana, que me hicieron sentir como en casa mientras estuve de estancia en sus pagos.

A Sebastián Verdecchia por su buena onda y asistencia en el uso de Theriak y el cálculo de pseudosecciones.

Al Parque Nacional Lanín, que me dio permiso para trabajar dentro de esa área, particularmente al Guardaparque Guillermo Oliveira de la Seccional Lolog por su asesoramiento y asistencia durante algunas campañas.

Finalmente, esta tesis en particular tuvo dos pilares fundamentales, uno científico y otro emocional:

En el ámbito científico le quiero agradecer a Nemesio Heredia por todo lo que ha hecho por esta tesis, desde acompañarme al campo a ver la geología en vivo y en directo, pasando por recibirme en su lugar de trabajo y mostrarme la geología estructural que nunca antes había visto, hasta leer y colaborar en la realización diversos manuscritos sobre la región y brindarme toda su experiencia de años estudiando la Cordillera de los Andes.

En cuanto a lo emocional, no habría llegado al final de esta tesis sin Santiago. Siempre creyó en mí y no dejó que me rindiera, particularmente al principio cuando no podía ver las cosas tan claras. Estuvo en todas las crisis nerviosas y en todos los momentos de felicidad, tanto en la ciudad como en el campo. Le voy a estar siempre agradecida por acompañarme todos estos años escuchando mis teorías sobre el metamorfismo y los *roof pendants* de San Martín de los Andes.

Índice

Resumen	1
Abstract	3
Introducción	
A. Objetivos	5
B. Área de estudio	5
C. Metodología de trabajo	7
C.1. Labores de gabinete	7
C.2. Labores de campo	8
C.3. Labores de laboratorio	8
Capítulo 1. Antecedentes y marco geológico regional	
1.1. El basamento en la Cordillera Norpatagónica	9
1.1.1. Rocas metamórficas paleozoicas	12
1.1.2. Magmatismo Paleozoico	14
1.2. Consideraciones sobre la nomenclatura del basamento de la Cordillera Patagónica	16
1.3. Bibliografía	18
Capítulo 2. Geología del área de estudio	
2.1. Las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul	22
2.1.1. Rocas metamórficas de protolito sedimentario	25
2.1.2. Rocas metamórficas de protolito ígneo	30
2.2. Las rocas ígneas del Complejo Plutónico San Martín de los Andes	33
2.3. Estructuras de las rocas metamórficas e ígneas	37
2.4. Bibliografía	44
Capítulo 3. Geoquímica de roca total de las rocas metamórficas	
3.1. Metodología	45
3.2. Geoquímica de rocas metasedimentarias	45
3.2.1. Elementos mayoritarios	48
3.2.2. Elementos minoritarios y trazas	50
3.3. Consideraciones sobre el protolito sedimentario	53
3.3.1. Contenido relativo de arcillas del protolito	53

3.3.2.	Madurez del sedimento	54
3.4.	Comparación entre los granitos anatéticos y los granitos devónicos	56
3.5.	Bibliografía	59

Capítulo 4. Estimación de las condiciones P-T para el Complejo Colohuincul

4.1.	Paragénesis minerales	61
4.2.	Estimación de las condiciones P-T según reacciones minerales	62
4.3.	Modelado de las condiciones P-T de la fusión parcial	63
4.3.1.	Calculo de las pseudosecciones	65
4.3.2.	Química mineral	68
4.3.3.	Termometría en biotita	70
4.4.	Consideraciones sobre el cálculo de presión y temperatura	72
4.5.	Bibliografía	73

Capítulo 5. Geocronología U-Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas

5.1.	Metodología	76
5.1.1.	U-Pb SHRIMP	76
5.1.2.	U-Pb Q-LA-ICP-MS	77
5.2.	Resultados	78
5.2.1.	Edad U-Pb Q-LA-ICP-MS en circones detríticos	78
5.2.2.	Edad U-Pb Q-LA-ICP-MS de cristalización del granito anatético.....	81
5.2.3.	Edad U-Pb SHRIMP de cristalización de rocas magmáticas	83
5.2.3.1.	Edad de cristalización de la granodioria	85
5.2.3.2.	Edad de cristalización del granito	86
5.3.	Bibliografía	88

Capítulo 6. Discusión de los resultados

6.1.	Protolitos del Complejo Colohuincul	90
6.1.1.	Edad del protolito y edades fuente	91
6.2.	Evolución de las estructuras y metamorfismo en la zona de San Martín de los Andes	94
6.2.1.	Fases de deformación D ₁ y D ₂ y metamorfismo asociado M ₁	94
6.2.2.	Fase de deformación D ₃	96
6.2.3.	Fases de deformación D ₄ y metamorfismo asociado M ₂	96

6.2.4.	Fase de deformación D ₅	97
6.2.5.	El metamorfismo de los esquistos con andalucita	97
6.3.	Comparaciones regionales	98
6.3.1.	Cordillera Norpatagónica	98
6.3.2.	Región extra-andina	100
6.3.3.	Macizo Norpatagónico	101
6.4.	Consideraciones regionales	105
6.4.1.	Áreas de procedencia	105
6.4.2.	Modelo geológico para el Paleozoico inferior	106
6.5.	Bibliografía	110

Capítulo 7. Conclusiones

7.1.	Sobre el protolito de las rocas del Complejo Colohuincul	118
7.2.	Sobre la deformación y el metamorfismo	118
7.3.	Sobre la cartografía y nomenclatura de las rocas de la región	119
7.4.	Sobre la evolución geológica durante el Paleozoico inferior	120

RESUMEN

Las rocas del basamento ígneo-metamórfico pre-andino de la Cordillera Norpatagónica se encuentra entre las localidades de Aluminé y Leleque, ubicadas entre las provincias de Neuquén y Chubut respectivamente. Este basamento ha sido agrupado dentro del Complejo Colohuincul. Esta unidad agrupa rocas metamórficas de medio a alto grado.

Los estudios previos realizados en esta unidad incluyen mayormente mapeos regionales para las Hojas geológicas 1:200000 y 1:250000 realizados por el SEGEMAR y estudios de metamorfismo, estructurales y geocronológicos puntuales, en alguna de las regiones anteriormente mencionadas. Siendo los alrededores del Lago Lácar una zona con escasos estudios de detalle se procedió a estudiar esta localidad en la presente tesis doctoral con el fin de comprender el ambiente de formación, en particular aportar al conocimiento de la evolución geológica del Complejo Colohuincul, y realizar comparaciones con otras unidades de la Cordillera Norpatagónica. El trabajo realizado se focalizó en efectuar un mapeo geológico de detalle, que permitiera establecer relaciones geológicas de campo para las unidades presentes en la región, y en el análisis metamórfico, estructural, geocronológico y geoquímico, del Complejo Colohuincul en la zona comprendida entre 40°-40° 12'S y 71° 19' - 71° 39' O.

El protolito de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul corresponde a una secuencia sedimentaria con escasas intercalaciones de rocas ígneas. En estas rocas metamórficas se encuentran intruidas rocas ígneas plutónicas de edad devónica (*ca.* 400 Ma.). El protolito de las rocas metasedimentarias corresponde a una alternancia de grauvacas con intercalaciones de pelitas, este último tipo litológico en baja proporción. Las rocas sedimentarias presentan características de rocas químicamente maduras con aporte de rocas ígneas félsicas y rocas cuarzosas. El protolito de las rocas metaígneas corresponde a flujos de lava o diques de composición intermedia a ácida. La edad máxima de sedimentación calculada para los protolitos sedimentarios, mediante el método U-Pb ICP-MS en circones detríticos, corresponde a una edad de 501 ± 15 Ma. Las rocas metamórficas registran 3 eventos de deformación previos al emplazamiento de los granitoides devónicos. Los dos primeros, D₁-D₂, generan la foliación penetrativa S₂ del basamento de la zona. De manera sincrónica a posterior a éste (D₂) se produce un evento de fusión parcial, con generación de

migmatitas. Este momento de fusión, fue datado por el método U-Pb en circones provenientes de un granito anatéctico cuya edad de cristalización es de 434.1 ± 4.5 Ma. Las condiciones en las cuales se habría ocasionado la fusión parcial de las rocas, con generación de migmatitas, corresponden a facies anfibolitas alta en zona de silimanita, alcanzando temperaturas entre 650° y 686°C y presiones entre 3 y 5.6 kbar. El evento de deformación D_3 se habría producido en ausencia de metamorfismo. En el Paleozoico superior, posteriormente a la intrusión de los granitos devónicos, se desarrollan pliegues y zonas de cizalla frágil-dúctil relacionadas con el evento de deformación D_4 y un evento metamórfico (M_2) en facies esquistos verdes. Por último, una etapa de deformación D_5 , correspondiente a la orogenia andina, provocaría las estructuras frágiles que afectan tanto a rocas ígneas como metamórficas.

El análisis integral de todos los datos enfocados a resolver los procesos geotectónicos que afectaron al basamento de San Martín de los Andes durante el Paleozoico ha permitido relacionar las fases de deformación D_1 , D_2 , D_3 y el metamorfismo M_1 a la acreción de un fragmento continental en un margen convergente activo para el Ordovícico superior – Silúrico inferior.

Regionalmente, rocas de protolito cámbrico y metamorfismo silúrico no habían sido descritas para la Cordillera Norpatagónica. Por otro lado, en las áreas de Bariloche y Aluminé, las rocas metamórficas se encuentran relacionadas con un evento metamórfico del Paleozoico superior. Por lo tanto, el basamento ígneo-metamórfico pre-andino de la Cordillera Norpatagónica incluye tanto a rocas metamórficas formadas en el Paleozoico inferior como en el Paleozoico superior. Esto plantea la necesidad de una redefinición de la unidad, utilizando la denominación Complejo Colohuincul únicamente aquellas rocas metamórficas de la Cordillera Norpatagónica, cuya evolución tectono-metamórfica haya ocurrido entre el Ordovícico y el Silúrico inferior-medio. Para el ámbito extra-andino, la Formación Cushamen ha sido comparada por diversos autores con el Complejo Colohuincul. Sin embargo, edades obtenidas por otros autores en rocas de la Formación Cushamen permiten asignarle una edad de metamorfismo en el Paleozoico superior, relacionándose en edad con las rocas aflorantes en Bariloche y Aluminé y no así con las rocas analizadas en San Martín de los Andes.

ABSTRACT

The pre-andean igneous and metamorphic basement rocks of the Northpatagonian Andes are found between Aluminé and Leleque. These localities are found in Neuquén and Chubut provinces respectively. This basement has been grouped in the Colohuincul Complex. This unit comprises medium to high grade metamorphic rocks.

Previous investigations of this unit include regional mapping for the 1:200000 and 1:250000 geological maps done by SEGEMAR and metamorphic, structural and geochronological analysis in particular areas. Since the surroundings of Lacar Lake is an area with few detailed studies, we selected it for this doctoral thesis. The aim of this research is to comprehend the formation of these rocks and to particularly contribute to the knowledge of the geological evolution of the Colohuincul Complex. Also, we will try to compare them with other units of the Northpatagonian Andes. The tasks done in this thesis are a detailed geological mapping that helps to establish geological relations among the units and metamorphic, structural, geochronologic and geochemistry analysis of the Colohuincul Complex in the chosen area (40°-40° 12'S and 71° 19' - 71° 39' O).

The protholith of the metamorphic rocks form Colohuincul Complex are a metasedimentary sequence with minor metaigneous rocks. These metamorphic rocks are intruded by Devonian plutonic rocks (*ca.* 400 Ma.). The protholith of the metasedimentary sequence is composed of greywackes with minor pelites. These sedimentary rocks are chemically mature with input of felsic igneous rocks and quartzose rocks. The protholith of the metaigneous rocks are lava flows or dikes of intermediate to felsic composition. The maximum sedimentation age calculated for the sedimentary protholith, with U-Pb ICP-MS in detrital zircons, correspond to an age of 501 ± 15 Ma. The metamorphic rocks are affected by 3 deformational events previous to the emplacement of the Devonian granitoids. The deformational events D₁-D₂ generate the S₂ foliation which is the most penetrative foliation in the area. An anatectic event that generates migmatites is present in the region and is coeval to posterior to the D₂ event. This anatectic event was dated by U-Pb in zircons from an anatectic granite and its crystallization age is 434.1 ± 4.5 Ma. The metamorphic conditions for the partial melting of these rocks correspond to upper amphibolite facies in sillimanite zone, reaching temperatures between 650° and 686°C and

pressures between 3 and 5.6 kbar. The deformational event D₃ would have occurred in absence of metamorphism. In the upper Palaeozoic after the intrusion of the Devonian granites, folds and brittle-ductile shear zones were developed which are related to a deformational event D₄ and a metamorphic event M₂ in greenschists facies. Finally, brittle structures affecting the igneous and metamorphic rocks are generated by a deformational event D₅ related to the Andean Orogeny.

Detailed works focused in solving the geotectonic setting that affects the San Martín de los Andes basement rocks let us relate the deformational phases D₁, D₂, D₃ and the M₁ metamorphism to the accretion of a continental fragment in a convergent margin in the upper Ordovician – lower Silurian.

Regionally, rocks of Cambrian sedimentation age and Silurian metamorphism have not been found in the Northpatagonian Andes. In Bariloche and Alumine the metamorphic rocks are related to an upper Palaeozoic metamorphic event. For this reason, the Colohuincul Complex would comprise metamorphic rocks formed in the upper and lower Palaeozoic. This generates the need to redefine the unit using the term Colohuincul Complex only for those rocks in the Northpatagonian Andes with an Ordovician – lower Silurian metamorphic evolution. Numerous authors have correlated the Colohuincul Complex with the Cushamen Formation in the extra-Andean zone. However, different ages obtained by other authors let them assign an upper Palaeozoic age for the metamorphism of this unit. This age would relate the metamorphic rocks from the Cushamen Formation to those cropping out in Bariloche and Aluminé but not with the metamorphic rocks from San Martín de los Andes.

INTRODUCCIÓN

A. OBJETIVOS

El objetivo general de esta tesis doctoral consiste en estudiar las condiciones físicas de presión y temperatura que dieron origen al metamorfismo regional y las estructuras de deformación asociadas al basamento ígneo-metamórfico de la zona de San Martín de los Andes. Asimismo, se propone comparar el basamento de este sector con otras rocas de similares características en la región e integrar este conocimiento en un marco tectónico regional. Para lograr el mismo, se plantean una serie de objetivos específicos:

- Identificar y cartografiar en un mapa geológico-estructural detallado las distintas unidades del basamento ígneo-metamórfico, tratando de establecer las relaciones entre las distintas litologías que componen dicho basamento.
- Caracterizar en forma cualitativa el metamorfismo regional mediante análisis mineralógicos y texturales.
- Caracterizar en forma cuantitativa las condiciones P-T del metamorfismo mediante la construcción de pseudosecciones y la utilización de otros métodos geotermobarométricos.
- Caracterizar en detalle las estructuras de deformación del basamento y relacionarla con el metamorfismo regional. Separar convenientemente los distintos episodios tectono-metamórficos de dichas rocas.
- Acotar temporalmente algunas edades de metamorfismo-deformación y magmatismo aplicando la metodología U-Pb en circones.
- Discutir la nomenclatura litoestratigráfica en uso, en particular los alcances del término Complejo Colohuincul, a partir de la caracterización litológica y los resultados geocronológicos.
- Elaborar un marco geotectónico para la zona, vinculado al metamorfismo regional y deformación para tiempos pre-Andinos.

B. ÁREA DE ESTUDIO

C. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Las tareas generales llevadas a cabo durante la realización de la presente tesis doctoral pueden ser divididas en labores de campo, de gabinete y de laboratorio y se describen a continuación. Al ubicarse la zona de estudio dentro de un Parque Nacional, se obtuvo el permiso de esta entidad para realizar las labores de campo. Las metodologías usadas para el muestreo y análisis geoquímicos y geocronológicos se encuentran detalladas en los respectivos capítulos.

C.1. Labores de gabinete

Las tareas de gabinete previas a las labores de campo incluyeron la recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos tales como artículos en revistas científicas, libros, actas de congresos y hojas geológicas. Se recopiló la información geológica existente de la zona en particular, y de la geología regional. Por otra parte, también se recopiló información de temas relacionados a evolución de basamentos cristalinos como geoquímica, petrología y metamorfismo en general. Para ello se recurrió a la Biblioteca electrónica de Ciencia y Tecnología del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva y a la biblioteca de la Universidad Nacional de Río Negro (Sede Alto Valle y Valle Medio, General Roca).

Se utilizó como mapa base la Hoja Geológica San Martín de los Andes (escala 1:250000 Escosteguy et al., 2013). Debido a la espesa cubierta vegetal, las imágenes satelitales no pudieron ser usadas para identificar litologías y estructuras. Sin embargo, se trabajó con los modelos de elevación digital (DEM; descargados de <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>) para la confección de mapas topográficos a utilizar durante las salidas de campo.

Los antecedentes cartográficos fueron georeferenciados y almacenados en un sistema de información geográfico al cual se le adicionó el mapeo geológico realizado durante las sucesivas campañas. Para dicho trabajo, se utilizó el software libre QGIS, donde se integraron las unidades mapeables y las estructuras observadas y medidas (por ej., foliaciones metamórficas, zonas de cizalla), así como la ubicación GPS de las diversas muestras recolectadas durante las labores de campo. La escala de tiempo geológico usada en este manuscrito es la Tabla Cronoestratigráfica de la ICS v2018 (Cohen et al., 2013).

C.2. Labores de campo

Para la ubicación espacial en la zona de estudio, se utilizó un equipo portátil de GPS Garmin Montana en conjunto con los mapas preliminares. La toma de datos estructurales se realizó con una brújula estructural GeoBrunton®.

Mediante el uso de martillo geológico, maza y cincel, se recolectaron muestras de las rocas ígneas y metamórficas del tamaño de un puño para análisis petrográfico. En el caso de las rocas metamórficas, las muestras debieron ser orientadas utilizando sus elementos de fábrica (foliación y lineación). Además, se realizaron muestreos volumétricos de rocas metasedimentarias e ígneas para análisis geocronológicos y geoquímicos.

C.3. Labores de laboratorio

Los cortes delgados de las muestras recolectadas en el campo fueron confeccionados en el laboratorio de cortes delgados del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG CONICET-UNRN). Los mismos fueron analizados en los microscopios petrográficos pertenecientes al IIPG (Nikon Eclipse e200). Además, se realizaron fotomicrografías que fueron tomadas con una cámara de fotos réflex Nikon d3200. Las figuras fueron realizadas con el programa de dibujo Corel Draw X8. El análisis petrográfico y de microfábrica de las rocas está basado en las metodologías de Passchier y Trouw (2005), Bucher y Grapes (2011). Para las interpretaciones sobre geoquímica de roca total se tuvo en cuenta las consideraciones de Rollinson (1993).

Capítulo 1

Antecedentes y marco geológico regional

1.1. El basamento en la Cordillera Norpatagónica

La Cordillera Norpatagónica o Cordillera Patagónica Septentrional (Ramos et al., 2011), se encuentra en las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut entre los 38° 45' y 45° Latitud Sur. El basamento de esta región se compone de rocas ígneas y metamórficas pre-mesozoicas que afloran entre las localidades de Aluminé y Leleque (Ramos, 1999). Los principales afloramientos se encuentran en los alrededores de los lagos Aluminé, Huechulafquen, Lolog, Lácar y Curruhué en la provincia de Neuquén y, entre los lagos Mascardi y Gutierrez, y en las cimas de la sierra de la Ventana, el cordón del Serrucho, en la provincia de Río Negro y en el cordón del Mogote en la provincia de Chubut (Cingolani et al., 2011; Dalla Salda et al., 1999; Varela et al., 2005) (Fig. 1.1a).

Los primeros relevamientos regionales dan cuenta de las dimensiones de algunos afloramientos del basamento de los Andes Norpatagónicos, como los del cordón Serrucho, sierra de la Ventana y lago Gutiérrez. Estos afloramientos fueron descritos como “esquistos cristalinos de basamento y varios tipos de rocas plutónicas de basamento” (Feruglio, 1941) o “gneises, anfibolitas y micacitas” del Precámbrico (Gonzalez Bonorino, 1944). Más al norte, en la región del lago Aluminé, Galli, (1969) cartografió estas rocas como un basamento cristalino precámbrico con esquistos cristalinos y plutonitas.

Basado en el relevamiento de la Hojas Junín de los Andes y Aluminé, Turner (1965) elabora una estratigrafía de la comarca donde asigna las rocas metamórficas y plutónicas a dos nuevas unidades, cuyas áreas tipo se encontraban entre los lagos Lácar y Huechulafquen. Así, definió la Formación Colohuincul en las inmediaciones del cerro homónimo, situado al norte del lago Lácar, como una unidad integrada por rocas metamórficas de bajo grado (filitas, micacitas y esquistos) de edad precámbrica-paleozoica. Por otra parte, definió la Formación Huechulafquen en el entorno del lago homónimo, la cual agrupaba extensos afloramientos de rocas graníticas y, en menor proporción de migmatitas, entre los lagos Lácar y Aluminé.

En la primera síntesis regional sobre este sector de los Andes, Dessanti (1972) describe las rocas metamórficas que afloran entre el lago Aluminé y cerro de la Ventana, en las inmediaciones del lago Nahuel Huapi, con el nombre de Formación Colohuincul. Más tarde, en su trabajo sobre la Cordillera Neuquina, González Díaz y Nullo (1980) utilizan esta denominación solo para las metamorfitas ubicadas al norte de los 41°S, mientras que asignan a la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) a aquellos afloramientos ubicados al sur de esta latitud. Por otra parte, estos autores proponen agrupar los afloramientos de rocas ígneas al norte del Lago Lácar dentro de la Formación Huechulafquen. Siguiendo este criterio, Caminos y Llambías (1984) agrupan dentro de la Formación Cushamen los afloramientos ubicados en la zona cordillerana de la provincia de Río Negro y asignan a la Formación Colohuincul, los afloramientos del centro de la provincia de Neuquén. Posteriormente, Dalla Salda et al. (1999) en una síntesis regional del basamento pre-gondwánico, utilizan el nombre de Complejo Colohuincul (Dalla Salda et al., 1991a) para el basamento metamórfico de la Cordillera Patagónica y Formación Cushamen para aquel aflorante en la Precordillera Patagónica y el sector occidental del Macizo Norpatagónico.

En la cartografía regional 1:250.000 de los Andes Norpatagónicos, realizada por el SEGEMAR a partir del año 2000, prevaleció el criterio general de incluir las rocas ígneo-metamórficas pre-mesozoicas del sector cordillerano bajo el nombre de Formación o Complejo Colohuincul, en tanto que aquellas ubicadas al este fueron asignadas a la Formación Cushamen (véase Cucchi y Leanza, 2006; Escosteguy et al., 2013; Giacosa y Heredia, 2001).

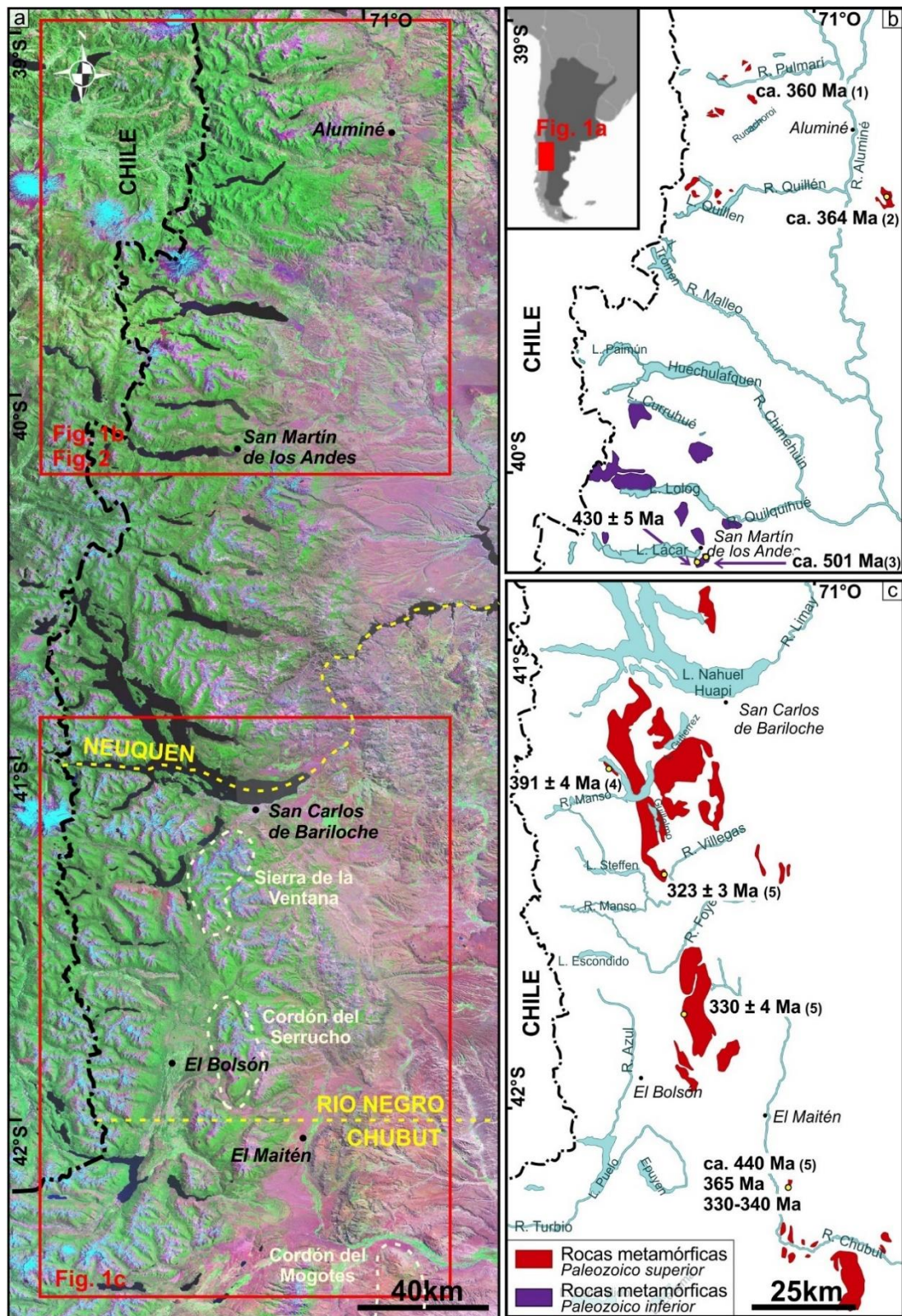


Fig. 1. 2. a) Ubicación geográfica de las zonas con afloramientos de basamento metamórfico Paleozoico aflorante b y c) Esquema geológico de los afloramientos de basamento metamórfico. Edades radimétricas según ⁽¹⁾ Urraza et al., (2011) ⁽²⁾ Ramos et al., (2010) ⁽³⁾ Serra-Varela et al., (2016) ⁽⁴⁾ Martínez et al., (2012) ⁽⁵⁾ Pankhurst et al., (2006).

1.1.1. Rocas metamórficas paleozoicas

La Formación Colohuincul (Turner, 1965) fue definida para incluir las rocas metamórficas de bajo grado en los alrededores del Cerro Colohuincul en la comarca de Junín de los Andes y en la zona vecina de Aluminé. En dicha formación se agruparon esquistos y filitas las cuales constituían la roca de caja de granitos y granitos migmáticos del Paleozoico.

Posteriormente, Dalla Salda et al. (1991a) redefinieron la Formación Colohuincul como Complejo Colohuincul en la zona de San Martín de los Andes, incluyendo rocas de distinto grado metamórfico que aquellas definidas por Turner (1965). Este complejo agrupaba rocas metamórficas de medio y alto grado tales como esquistos, gneises y migmatitas. Asimismo, Dalla Salda et al. (1991b) propusieron una equivalencia entre las rocas metamórficas de medio-alto grado y las migmatitas del basamento metamórfico en las zonas de San Martín de los Andes y Bariloche, unificándolas bajo esta nueva denominación.

Las primeras edades Rb-Sr del basamento ígneo-metamórfico fueron realizadas en las zonas de San Martín de los Andes y Bariloche, y ubicaron a estas rocas en el Neoproterozoico-Cámbrico inferior (Dalla Salda et al., 1991a, 1991b; Parica, 1986). Con posterioridad, Pankhurst et al. (2006) obtuvieron una edad de 323 ± 3 Ma mediante el método U-Pb SHRIMP en circones para la cristalización magmática del protolito de una anfibolita en las cercanías de Bariloche, lo cual sugiere que el metamorfismo regional de esas rocas es posterior al Carbonífero temprano. Basándose en los datos geocronológicos anteriores y del análisis de las estructuras de deformación del basamento de Bariloche, García-Sansegundo et al. (2009) proponen que dichas rocas metamórficas fueron formadas durante el Ciclo Gondwánico (Carbonífero medio-Pérmico). Para el mismo sector, Martínez et al. (2012) realizan edades Th-U-Pb en monacitas de migmatitas y de un esquistos micáceo obteniendo un agrupamiento de las edades en tres conjuntos diferentes: 391.7 ± 4.0 , 350.4 ± 5.8 y 169.6 ± 6.7 . Dichos autores interpretan las edades más jóvenes como un reseteo del sistema isotópico de las monacitas debido al emplazamiento de granitos jurásicos presentes en el área en tanto que las edades del Devónico medio y del Carbonífero temprano se asociarían a un evento metamórfico prógrado y retrógrado respectivamente.

Al sur de los 42° S de latitud, en las cercanías de la localidad de El Maitén, Pankhurst et al. (2006) obtuvieron una edad máxima de sedimentación de ca.

440 Ma (U-Pb SHRIMP en circones) para el protolito de un paragneis, con evidencia de eventos de metamorfismo en ca. 330, 340 (Carbonífero inferior) y 365 Ma. (Devónico Superior), representados por anillos de recrecimiento metamórfico en los circones analizados (Fig. 1.1c).

Asimismo, en el ámbito extra-andino, afloramientos de bajo grado de la cuesta de Rahue fueron agrupados junto con los afloramientos de la Cordillera Norpatagónica por sus características litológicas similares. Análisis U-Pb SHRIMP en circones detríticos sobre estas rocas metasedimentarias indican que la edad máxima de sedimentación para su protolito es del Devónico Superior (ca. 364 Ma; Ramos et al., 2010). Cercanos a estos afloramientos, en la zona de los lagos Aluminé-Moquehue y Ñorquinco-Pulmarí, una edad U-Pb en monacitas de ca. 360 Ma. ubica el metamorfismo de estas rocas en el Carbonífero temprano (Urza et al., 2009) (Fig. 1.1b).

Nuevos análisis U-Pb en circones detríticos para la zona de San Martín de los Andes (Serra-Varela et al., 2016 y capítulo 5 de esta tesis) permitieron establecer una edad máxima de sedimentación para el protolito de las rocas metamórficas en ca. 501 Ma (Fig. 1.1b).

La evolución metamórfica ha sido estudiada de manera puntual en los afloramientos de la zona de Bariloche, Aluminé y San Martín de los Andes por diferentes autores. En la zona de Bariloche se definieron tres etapas de metamorfismo. La primera etapa correspondería a condiciones de alta presión y baja temperatura (HP-LT) relicticas, evidenciada por la presencia de porfiroblastos de albita en anfíbolitas. Posteriormente, se desarrolla un metamorfismo de presión y temperatura intermedia de tipo Barroviense el cual culmina con un evento anatéctico en condiciones de alta temperatura y baja presión (García-Sansegundo et al., 2009; Martínez et al., 2012).

Por otra parte, la evolución metamórfica en la zona de Aluminé fue descrita como una serie de baja presión y alta temperatura (LP-HT) desde facies esquistos verdes hasta granulitas por Vattuone de Ponti (1990). Asimismo, Urza et al. (2011) describen para el mismo basamento, un evento metamórfico con temperaturas menores a los 620°C y presiones menores de 3.8 Kb, al cual se superpone un evento posterior con temperaturas y presiones de alrededor de 605-620 °C y 6.2-6.7 Kb.

Finalmente, para el área de San Martín de los Andes, Serra-Varela et al. (2016) describen una serie metamórfica de baja presión con un evento anatéctico en condiciones de alta temperatura y baja presión.

1.1.2. Magmatismo paleozoico

El magmatismo paleozoico en el ámbito de la Cordillera Norpatagónica se encuentra representado por rocas ígneas intrusivas, las cuales fueron identificadas con los nombres de Formación Huechulafquen, Tonalita San Martín de los Andes y Granodiorita Lago Lácar. Turner (1965) agrupó dentro de la Formación Huechulafquen rocas graníticas y escasas migmatitas aflorantes en la comarca de Aluminé (Fig. 1.2). Para la zona de San Martín de los Andes, se definen afloramientos de esta unidad en la costa de los lagos Curruhué chico y grande, en la cumbre del cerro Colohuincul y, en la base de los cerros de Las Planicies y La Península (Cucchi y Leanza, 2006; Turner, 1973).

En cuanto a su edad, Turner (1965), de manera general, atribuye esta unidad al Precámbrico-Paleozoico y la correlaciona con rocas de características similares de edad pérmica. Por otro lado, Dalla Salda et al. (1991a) separan dos plutones de la Formación Huechulafquen por su estrecha relación temporal con el basamento metamórfico (Complejo Colohuincul) y definen la Tonalita San Martín de los Andes y la Granodiorita Lago Lácar, a las que atribuyen una edad neoproterozoica en base a estudios isotópicos (Rb-Sr en roca total).

Posteriormente, se realizaron diversas dataciones radimétricas (Rb-Sr; K-Ar; Ar-Ar y U-Pb) en los granitoides de la Cordillera Norpatagónica asignados a la Formación Huechulafquen y se observó que dichas edades pueden ser separadas en tres grupos principales. El más antiguo corresponde a edades devónicas (Hervé et al., 2016, 2013; Pankhurst et al., 2006; Varela et al., 2005), seguido por edades permo-triásicas (Cingolani et al., 1991; Gregori et al., 2011; Latorre et al., 2001; Lucassen et al., 2004) y finalmente, edades cretácicas (Gregori et al., 2011; Latorre et al., 2001; Lucassen et al., 2004; Urraza et al., 2011)

La edad de cristalización de las rocas ígneas en los alrededores de San Martín de los Andes, entre los lagos Lácar y Curruhué Chico, fue establecida en el Devónico, entre 400 y 374 Ma, por dataciones U-Pb SHRIMP y U-Pb TIMS en

circones (Hervé et al., 2016, 2013; Pankhurst et al., 2006; Varela et al., 2005) (Fig. 1.3b).

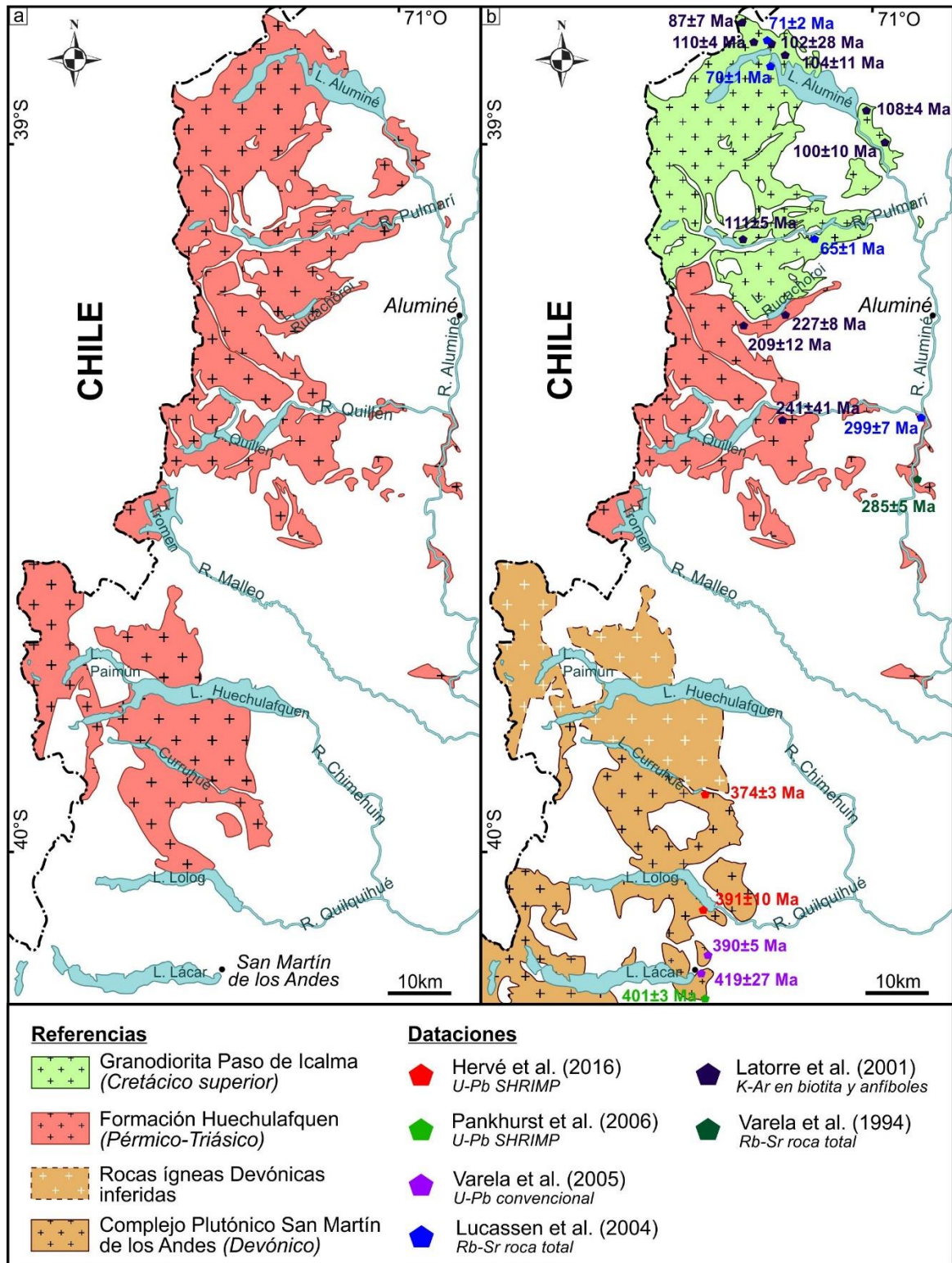


Fig. 1. 3. a) Mapa geológico entre los Lagos Lolog y Aluminé mostrando los afloramientos asignados a la Formación Huechulafquen, modificado de Turner (1973; 1976) b) Mapa geológico mostrando la redefinición de la Formación Huechulafquen en los sectores de los lagos Aluminé y Rucachoroi (Cucchi y Leanza 2006) y en los sectores entre el Lago Lácar y Curruhué (esta tesis).

En los alrededores de Aluminé, en las cercanías de los lagos Quillén y Rucachoroi, numerosas rocas ígneas fueron datadas por los métodos Rb-Sr y K-Ar, exhiben un rango temporal entre ca. 299 y 209 Ma (Cingolani et al., 1991; Latorre et al., 2001; Lucassen et al., 2004; Varela et al., 1994) (Fig. 1.3b). Estas edades ubicarían a la Formación Huechulafquen aflorante en los alrededores de esta localidad en el Pérmico-Triásico.

Finalmente, dataciones Rb-Sr, K-Ar y Ar-Ar en afloramientos de granitoides ubicados en los alrededores de los lagos Ñorquinco y también en Aluminé, han determinado edades entre 111 y 65 Ma (Latorre et al., 2001; Lucassen et al., 2004; Urraza et al., 2011b; Fig. 1.2b). Estas edades permitieron reasignar dichos afloramientos, anteriormente asignados a la Formación Huechulafquen, a la unidad Granodiorita Paso de Icalma (Cucchi y Leanza, 2006; Fig. 1.3b).

1.2. Consideraciones sobre la nomenclatura del basamento de la Cordillera Norpatagónica

Como ha sido mencionado, el basamento pre-andino de la Cordillera Patagónica Septentrional había sido unificado bajo el nombre de Complejo Colohuincul (Dalla Salda et al., 1991b). Dicho complejo agrupaba rocas metamórficas de distintas características y de diferentes edades. En cuanto a las rocas intrusivas, según su definición, la Formación Huechulafquen (Turner, 1965) agrupaba no solo rocas ígneas sino también rocas migmáticas de edad paleozoica superior. Asimismo, la Tonalita San Martín de los Andes y la Granodiorita Lago Lácar se encuentran definidas como rocas ígneas que guardan una estrecha relación con el basamento metamórfico, estando relacionadas en un evento de metamorfismo y plutonismo asociado (Dalla Salda et al., 1991b).

Sin embargo, mapeo de detalle, relaciones de campo y nuevos análisis geocronológicos realizados sobre las unidades aflorantes en la zona de San Martín de los Andes, demuestran que las migmatitas se encuentran relacionadas al metamorfismo regional que forma los esquistos y gneises (Serra-Varela et al. 2018 y capítulo 2 de esta tesis). Dicho metamorfismo ha sido acotado al Paleozoico inferior afectando rocas sedimentarias cuya edad máxima de sedimentación se ubica en el Cámbrico (Serra-Varela et al., 2016, 2018 y

capítulo 5 de esta tesis doctoral). Por otro lado, edades de metamorfismo encontradas en rocas asignadas al Complejo Colohuincul en otras localidades definen un evento metamórfico para estas rocas en el Paleozoico superior (García-Sansegundo et al., 2009; Martínez et al., 2012; Urraza et al., 2011) y edades de sedimentación para los protolitos en el Devónico (Ramos et al., 2010). Teniendo en cuenta estas diferencias de edades y, que el cerro Colohuincul se encuentra en la zona de estudio, se propone utilizar la denominación formal de Complejo Colohuincul solo para las rocas metamórficas de medio-alto grado del Paleozoico inferior aflorantes en la Cordillera Patagónica Septentrional.

En el caso de las rocas ígneas intrusivas, definidas como Tonalita San Martín de los Andes y Granodiorita Lago Lácar (Dalla Salda et al., 1991b), se observa que ambas unidades tienen una edad de cristalización en el Devónico (Hervé et al., 2016, 2013; Pankhurst et al., 2006; Varela et al., 2005), cortan las estructuras dúctiles de las rocas metamórficas y los contactos entre ambos tipos litológicos son transicionales (Serra-Varela et al., 2016). Por este motivo, se propone agrupar las rocas ígneas con estas características bajo la denominación Complejo Plutónico San Martín de los Andes (*nov. nom*), el cual será descrito en detalle en el capítulo 2 de esta tesis doctoral (Fig. 1.2b).

Por otra parte, las rocas mapeadas como afloramientos de la Formación Huechulafquen (Cucchi y Leanza, 2006; Turner, 1973) descriptas como rocas intrusivas, granitos migmáticos y migmatitas del Paleozoico superior (Turner, 1965), no se reconocen en este sector. Esto se debe a que, por un lado, las migmatitas de la zona de San Martín de los Andes registran una evolución metamórfica común a esquistos y gneises, y por lo tanto se las agrupa dentro del Complejo Colohuincul, y, por otro lado, las nuevas dataciones U-Pb SHRIMP de edad devónica en las rocas ígneas intrusivas de la margen sur del Lago Curruhué Chico (Hervé et al., 2016) permiten agrupar estos granitoides dentro del Complejo Plutónico San Martín de los Andes.

1.3. Bibliografía

- Caminos, R., Llambías, E. J. (1984). El basamento cristalino. En *Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino* (pp. 37-69).
- Cingolani, C. A., Zanettini, J. C. M., Leanza, H. A. (2011). El basamento ígneo y metamórfico. En H. A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. Danieli, J. Vallés (Eds.), *Relatorio XVIII Congreso Geológico: Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. (pp. 37-47). Neuquén.
- Cucchi, R., Leanza, H. A. (2006). Hoja Geológica 3972-IV Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Geológico y Minero Nacional (SEGEMAR), 102.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. A., Varela, R. (1991a). El basamento cristalino de la región norpatagónica de los Lagos Gutierrez, Mascardi y Guillermo, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4), 263-276.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. A., Varela, R. (1991b). El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4), 223-234.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani. (1999). El Basamento Precámbrico-Paleozoico Inferior De La Patagonia , Islas Malvinas Y Antártida. En *Geología Argentina* (pp. 124-131). Buenos Aires: Instituto de geología y recursos minerales.
- Dessanti, R. N. (1972). Andes patagónicos septentrionales. En *Geología Regional Argentina I* (pp. 655-687).
- Escosteguy, L., Geuna, S., Franchi, M., González Díaz, E. F., Dal Molin, C. (2013). Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes. Servicio Geológico y Minero Nacional (SEGEMAR).
- Feruglio, E. (1941). Nota preliminar sobre la hoja geológica «San Carlos de Bariloche». *Boletín de Informaciones Petrolíferas*, 200, 27-64.
- Galli, C. A. (1969). Descripción geológica de la hoja 35a, Lago Aluminé, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico y Minero Nacional (SEGEMAR).

- García-Sanseguno, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R. E., Heredia, N. (2009). Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1599-1608.
- Giacosa, R. E., Heredia, N. (2001). Hoja Geológica 4172-IV. San Carlos de Bariloche. Servicio Geológico y Minero Nacional (SEGEMAR).
- Gonzalez Bonorino, F. (1944). Descripción geológica y petrográfica de la hoja 41b Rio Foyel. *Servicio Geológico y Minero Nacional (SEGEMAR)*.
- González Díaz, E. F., Nullo, F. (1980). Cordillera neuquina. En *Geología Regional Argentina II* (pp. 1099-1147).
- Hervé, F., Calderon, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Fuentes, F., Rapela, C. W., ... Marambio, C. (2016). Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 173(4), 587-602.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Godoy, E. (2013). Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23(3), 1122-1135.
- Martínez, J. C., Dristas, J., Massonne, H. J. (2012). Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review*, 54(4), 472-490.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M., Márquez, M. (2006). Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76(3-4), 235-257.
- Parica, C. A. (1986). Resultados geocronológicos preliminares de las formaciones Colohuincul y Huechulafquen, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2), 201-205.
- Ramos, V. A. (1999). Las provincias geológicas del territorio argentino. En *Geología Argentina* (pp. 41-96). Buenos Aires: Instituto de geología y

recursos minerales.

- Ramos, V. A., Folguera, A., García Morabito, E. (2011). Las provincias geológicas del neuquén. En H. A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. Danieli, J. Vallés (Eds.), *Relatorio XVIII Congreso Geológico: Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén*. (pp. 317-326).
- Ramos, V. A., García Morabito, E., Hervé, F., Fanning, C. M. (2010). Grenville-Age sources in Cuesta de Rahue, Northern Patagonia: Constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. *GeoSur*, (1992), 42-45.
- Serra-Varela, S., Giacosa, R., González, P., Heredia, N., Martín-González, F., Pedreira, D. (2016). Geología y geocronología del basamento paleozoico de los Andes Norpatagónicos en el área de San Martín de los Andes. *GeoTemas*, 16(2), 431-434.
- Turner, J. C. (1965). Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(2), 153-184.
- Turner, J. C. (1973). Descripción geológica de la hoja 37a,b, Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico y Minero Nacional (SEGEMAR), 1-86.
- Urzaiza, I. A., Grecco, L. E., Delpino, S. H., Arrese, M. L., Rapela, C. W. (2011). Petrología y Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé , Provincia de Neuquén , Argentina. *Andean Geology*, 38(1), 98-118.
- Urzaiza, I., Delpino, S. H., Grecco, L. E., Arrese, M. L. (2009). Petrografía, geotermobarometría y geocronología del basamento del sector norte del batolito patagónico, Neuquén, Argentina. En *XIV Reunión de Tectónica* (p. 34). Río Cuarto.
- Varela, R., Basei, M. A. S., Cingolani, C. A., Passarelli, C. R. (2005). El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile*, 32(2), 167-187.
- Vattuone de Ponti, M. E. (1990). Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica*

Argentina, 45(1-2), 107-119.

Volkheimer, W. (1964). Estratigrafia de la zona extraandina del departamento de Cushamen (Chubut). Revista de la Asociacion Geologica Argentina, 19(2), 85-107.

Capítulo 2.

Geología del área de estudio

Las rocas metamórficas predominantes en los alrededores del Lago Lácar son esquistos, gneises, granofels y migmatitas, y escasos granitos anatéticos. El pasaje entre las rocas sin fusión parcial y las migmatitas es transicional, siendo las primeras el protolito de las últimas (Serra-Varela et al., 2016, 2017). Las rocas metamórficas se encuentran como enclaves y *roof pendants* de las rocas intrusivas devónicas (Serra-Varela et al. 2016, 2017). Tanto las rocas metamórficas como las ígneas se encuentran cubiertas cortadas por diques o cubiertas en discordancia por rocas volcánicas y subvolcánicas paleógenas y neógenas (Escosteguy y Franchi, 2010) (Fig. 2.1 y 2.2)

2.1. Las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul

Dentro de las rocas metamórficas se ha podido distinguir una secuencia de rocas metasedimentarias con intercalaciones de rocas metaígneas en menor proporción. Dentro de las rocas de protolitos sedimentarios se reconocen esquistos con andalucita y cordierita, esquistos con silimanita y cordierita, gneises, granofels y migmatitas. Las migmatitas son abundantes y son tanto metatexitas como diatexitas. Dentro del grupo de las metatexitas, el tipo litológico predominante son las estromatitas, mientras que las diatexitas más abundantes son de tipo *schlieren* y *schollen* (Clasificación según Sawyer, 2008). Las rocas metaígneas son muy escasas encontrándose anfibolitas y una roca metavolcánica de características mesosilícicas

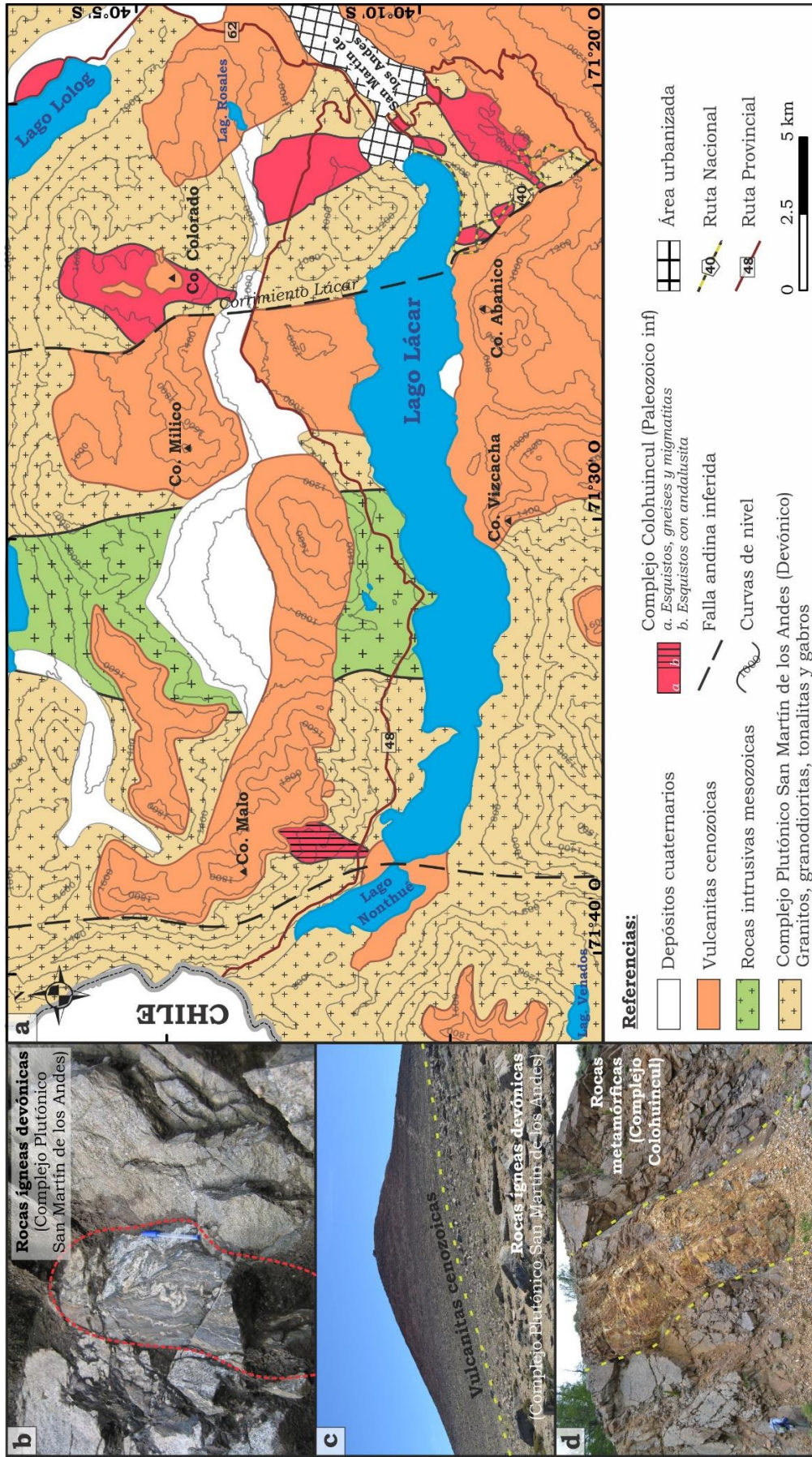


Fig. 2.1. a) Mapa geológico regional de la zona de estudio b) Fotografía de campo donde se observa un enclave de roca metamórfica dentro de la granodiorita devónica c) Vulcanitas cenozoicas en discordancia sobre rocas ígneas d) Dique andesítico (en línea punteada) cortando rocas metamórficas

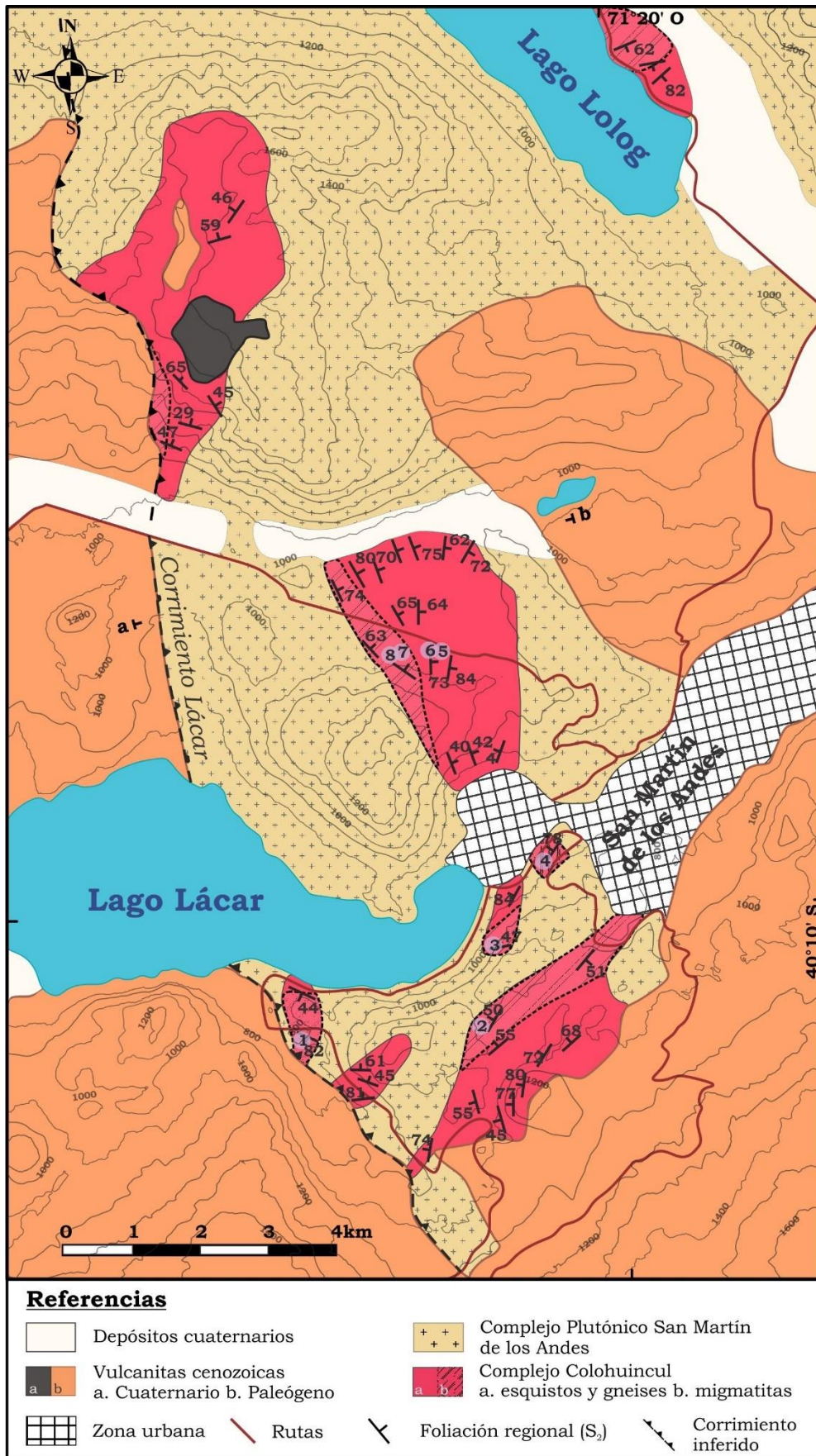


Fig. 2.2. Mapa geológico de detalle donde se observa la distribución de rocas metamórficas. Las letras a-b marcan la ubicación del perfil Fig. 2.11c Los círculos violetas representan la ubicación de las muestras de geoquímica del capítulo 3.

2.1.1. Rocas metamórficas de protolito sedimentario

Esquistos con andalucita y cordierita

Los esquistos con andalucita son poco frecuentes y se encuentran en un afloramiento aislado, al norte del lago Lácar, en la ladera sudoeste del cerro Malo (Fig. 2.1). Estos esquistos presentan porfiroblastos de andalucita de tipo quiaistolita y cordierita en una matriz definida por Bt + Ms + Qtz + Pl + Tur (Abreviaturas según Siivola y Schmid, 2007) (Fig. 2.3a). Los porfiroblastos de andalucita son prismáticos y alcanzan tamaños hasta 1 cm en su sección longitudinal. La relación entre éstos y la matriz de la roca no es clara: por sectores la matriz los envuelve, indicando que serían pretectónicos o sintectónicos con la foliación penetrativa de la roca aunque la falta de inclusiones en dichos porfiroblastos dificulta la interpretación de los mismos. Por otra parte, la presencia de inclusiones pasivas en los cristales de andalucita se atribuyen a momentos de poca deformación de stress (Ferguson, 1980) y diferentes autores han utilizado este criterio para reconocer porfiroblastos pre o intertectónicos (Rice y Mitchell, 1991).

Por el contrario, los porfiroblastos de cordierita se encuentran sobrepuestos a la foliación penetrativa, y presentan numerosas inclusiones de cuarzo y biotita, orientadas paralelas a la foliación de la matriz. Es común también cordierita como coronas rodeando los cristales de andalucita y que además presentan inclusiones de los minerales de la matriz.

Esquistos con silimanita y cordierita

Los esquistos con silimanita y cordierita son más frecuentes que los esquistos con andalucita. Afloran en los alrededores de San Martín de los Andes tanto en la margen norte como sur del lago Lácar (Fig. 2.1 y 2.2) Son de coloración negra y presentan una textura lepidoblástica definida principalmente por los cristales de biotita y silimanita. Presentan una paragénesis de Qtz + Pl + Bt + Crd + Sil (fibrolita) + Ilm ± Ms ± Kfs ± Tur ± Gr (Fig. 2.3b). Dicha paragénesis se encuentra definiendo la foliación principal S₂, aunque se ha observado que el grafito y cristales de biotita en algunos esquistos está definiendo también una foliación relictica (S₁). Los cristales de cordierita pueden encontrarse dentro de coronas de plagioclasa. Es común la presencia porfiroblastos de muscovita

postectónicos sobreimpuestos a la foliación principal que, en la mayoría de los casos, presentan simplectitas con cuarzo (Fig. 2.3c).

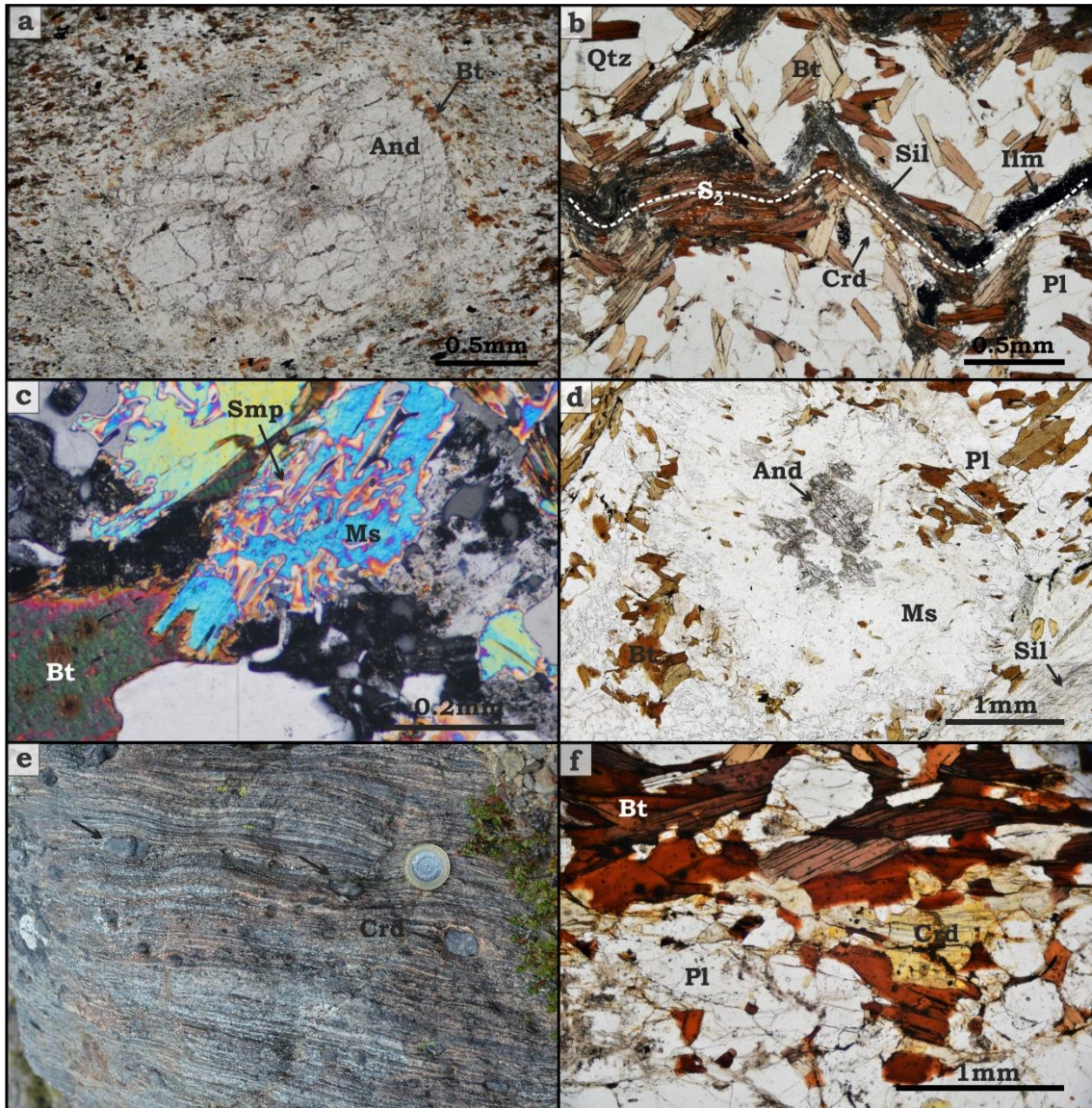


Fig. 2.3. Fotomicrografías y fotografías de campo de las rocas del Complejo Colohuincul. a) Fotomicrografía de un esquistos con andalusita donde se muestran los porfiroblastos de quistolita en una matriz de biotita, muscovita, cuarzo y plagioclasa. b) Fotomicrografía de esquistos con silimanita y cordierita. Puede observarse que la asociación mineral define la foliación penetrativa de la roca (S_2 en línea punteada) c) Fotomicrografía de un porfiroblasto de muscovita postectónico con simplectitas (Smp) de cuarzo d) Fotomicrografía de un esquistos con cristal de andalusita rodeado por una corona de muscovita. En la esquina inferior derecha puede observarse cristales de muscovita con inclusiones de silimanita e) Fotografía de campo de un gneis con porfiroblastos sintectónicos de cordierita Las flechas indican algunos de dichos porfiroblastos f) Fotomicrografía de los minerales que definen la paragénesis metamórfica de los gneises (Crd + Bt + Pl + Qtz).

En un único caso se pudo reconocer un cristal relíctico de andalucita, el cual se encuentra rodeado por una corona de muscovita. En la misma muestra, se observa que la mayoría de los porfiroblastos de muscovita (con simplectitas de cuarzo) presentan inclusiones de silimanita (Fig. 2.3d).

Gneises y granofels

Los granofels, de coloración gris oscura y textura granolepidoblástica, son frecuentes en la zona de estudio. El tamaño de grano es fino con tamaño de cristales medio de 0.3 a 0.4 mm. La paragénesis es $Qtz + Pl + Bt + Crd \pm Sil$ (fibrolita) $\pm Kfs$ y define la foliación principal S_2 . Al igual que en los esquistos con cordierita y silimanita, son frecuentes los porfiroblastos de muscovita posttectónicos con simplectitas de cuarzo.

Los gneises son menos frecuentes y se han reconocido principalmente en la cumbre del cerro Colohuincul (Fig. 2.3e). Presentan porfiroblastos de cordierita en una matriz compuesta por $Bt + Crd + Qtz + Pl + Kfs$, donde se diferencian dominios cuarzo-feldespáticos con tamaño de grano grueso y dominios de biotita y cordierita (Fig. 2.3f). Estos dominios definen la foliación principal de la roca. Los cristales de cordierita, tanto los porfiroblastos como los presentes en la matriz, están intensamente pinnitizados. Los porfiroblastos se encuentran envueltos por la foliación principal de la roca y muestran una foliación interna dada por la orientación de biotita y de silimanita prismática la cual no se observa en la matriz. Esto indicaría que el porfiroblasto sería sintectónico respecto a la foliación principal. Como microtexturas se observan mirmequitas.

Se reconocieron dos afloramientos de granofels que presentan una paragénesis diferente a la que predomina en la región.

La primera muestra presenta una textura porfiroblástica de grano medio con una paragénesis de $Qtz + Pl + Bt + Grt$ (Fig. 2.4a). La muestra presenta una foliación poco marcada observada como una orientación de los cristales de biotita. Los porfiroblastos de granate son poiquilíticos, presentando numerosas inclusiones de cuarzo de formas redondeadas y biotita. Estas inclusiones redondeadas y la falta de una foliación bien marcada dificulta la interpretación tectónica de estos porfiroblastos. Se observa escasos cristales de ilmenita y

muscovita en la matriz. Los cristales de biotita están reemplazados por clorita en algunos sectores.

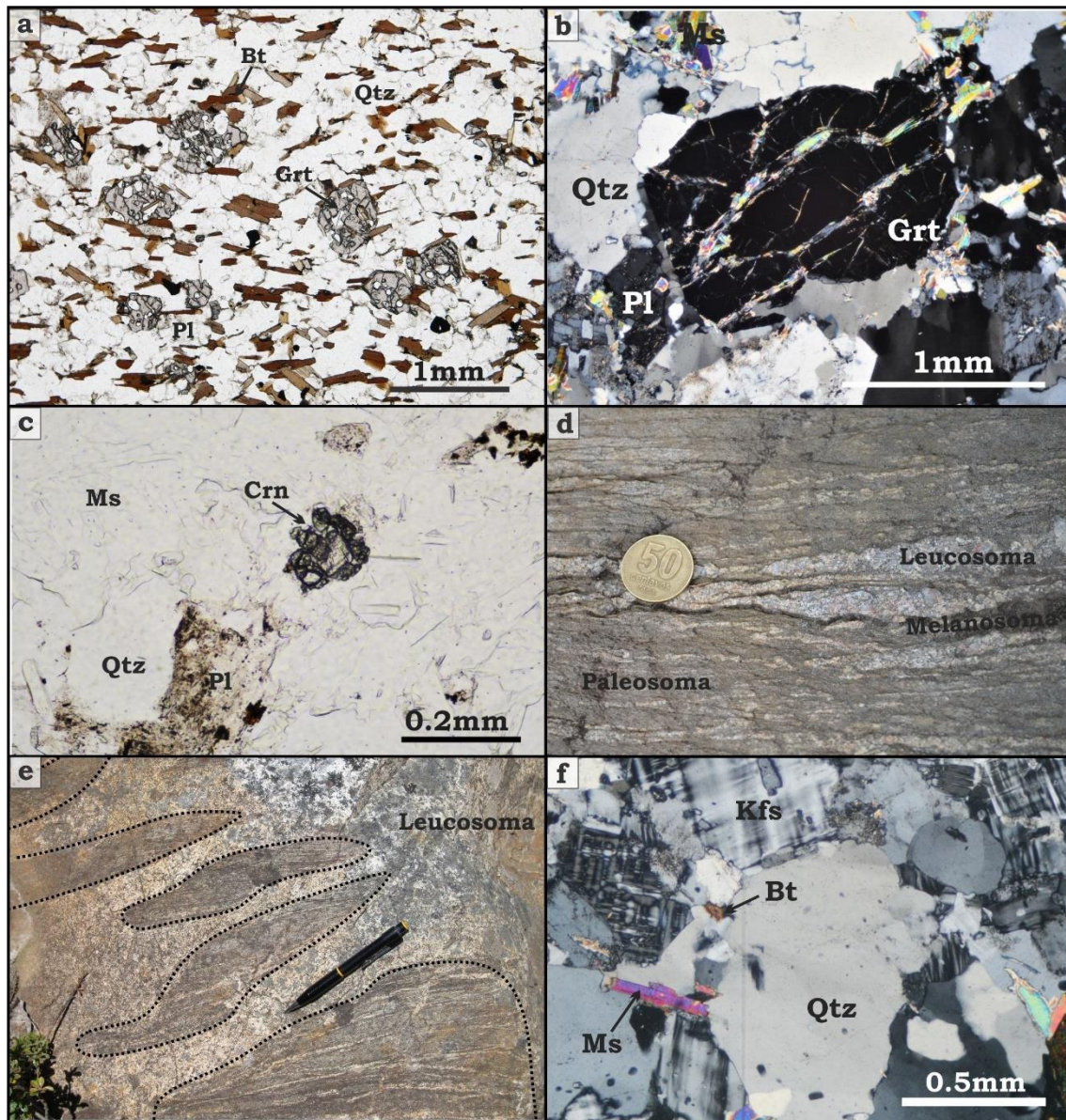


Fig. 2.4. a) Fotomicrografía de un granofels donde se observan poiquiloblastos de granate en una matriz de biotita, plagioclasa y cuarzo b) Fotomicrografía de un porfiroblasto de granate en un granofels rodeado por cuarzo con recrystalización, plagioclasa y muscovita c) Fotomicrografía de cristales de cordindón rodeados por cristales de muscovita d) Fotografía de campo detallando las distintas partes que componen las metatexitas. Entre el leucosoma y paleosoma se observa un melanosoma de milímetros de ancho, de coloración negra y compuesto por biotitas e) Fotografía de campo mostrando una migmatita diatexítica tipo schollen. En línea punteada se observan las balsas con fusión parcial rodeadas por leucosoma f) Fotomicrografía de los leucosomas de las diatexitas tipo schollen compuesto por cuarzo, microclino y micas.

La segunda roca presenta una coloración rosada, con tamaño de grano medio y textura granolepidoblástica. La paragénesis que compone la roca es de Qtz + Pl + Ms + Grt + Sil + Crn. Los porfiroblastos de granate tienen tamaños de hasta 1.5 mm con inclusiones de silimanita (Fig. 2.4b). Los cristales de corindón son escasos y de tamaño pequeño, menores a 0.2 mm. Los mismos se encuentran rodeados por una corona de cristales de mayor tamaño de muscovita (Fig. 2.4c).

Metatexitas

Las metatexitas son las rocas que presentan menor porcentaje de fundido de la región y afloran tanto al norte como al sur del lago Lácar (Fig. 2.1 y 2.2).

Se clasifican como estromatitas ya que los leucosomas se disponen paralelos a la foliación regional (Fig. 2.4d). En afloramientos de la ladera del cerro Colorado, se observa un pasaje gradual de metatexitas a diatexitas. En las estromatitas se distinguen tres partes bien diferenciadas: mesosoma, melanosoma y leucosoma. El mesosoma, de coloración gris oscura tiene características similares a esquistos y gneises sin fusión parcial, cuya asociación mineral está definida por Qtz + Pl + Bt + Ms + Crd ± Sil (fibrolita) ± Kfs. El melanosoma es un sector de color negro formado mayoritariamente por cristales de biotita de mayor tamaño que aquellos del mesosoma (hasta 1.5 cm) y enriquecido en minerales accesorios como circón y apatita. Finalmente, el leucosoma de coloración blanca está compuesto por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con baja proporción de biotita. Presenta bien desarrollada una textura granosa media y tienen entre 0.3 y 2 cm de ancho (Fig. 2.4d)

Diatexitas

Las diatexitas afloran en cercanías de la ruta provincial 48, en la ladera del cerro Colorado y en un tabique ubicado en el camino de acceso al cerro Chapelco (Fig. 2.1 y 2.2). Se clasifican como diatexitas tipo *schollen* y tipo *schlieren*. Los leucosomas de las diatexitas tipo *schollen* son blancos, con textura granosa gruesa hipidiomorfa (Fig. 2.4e). Contienen cuarzo, microclino y plagioclasa en mayor proporción y, biotita y muscovita en menor proporción (Fig. 2.4f). Estos leucosomas son los que presentan mayor porcentaje de feldespato alcalino. Los mesosomas se encuentran como balsas de gneises con fusión parcial incipiente.

En los contactos entre el mesosoma y el leucosoma suelen formarse “bordes máficos” de pocos micrones de ancho y compuestos por biotita y cuarzo junto con minerales accesorios como circón e ilmenita.

Las diatexitas tipo *schlieren* contienen una asociación de Bt + Pl + Qtz + Ilm ± Crd ± Ms. Como estructura principal, se observa una foliación por flujo definida por la orientación de los *schlieren* (Fig. 2.5a). Estos están formados principalmente por biotita e ilmenita. En estas diatexitas se encuentra bien definida una textura granoblástica de tipo poligonal (Fig. 2.5b).

En ambos tipos de diatexitas es común encontrar mirmequitas, cristales de feldespato potásico y plagioclasa poiquilíticos, con inclusiones de cuarzo y biotita. Por otro lado, las simplectitas entre muscovita y cuarzo y, biotita y cuarzo son comunes.

Las diatexitas se asocian a pequeños cuerpos de granitos anatéticos, de textura equigranular, de grano grueso compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita como minerales esenciales y apatitas y circones como minerales accesorios. Los feldespatos se encuentran pseudomórficamente reemplazados por sericita y argilominerales. Es común encontrar biotita reemplazada por clorita, epidoto y prehnita. Los cristales de cuarzo presentan deformación intracristalina de tipo extinción ondulosa, estructuras tipo “tablero de ajedrez” con desarrollo de subgranos tabulares y recristalización dinámica (Fig. 2.5c).

2.1.2. Rocas metamórficas de protolito ígneo

La presencia de rocas metamórficas de protolito ígneo es mencionada por primera vez para la zona de San Martín de los Andes. Se reconocieron tres afloramientos con litologías distintas que por sus características mineralógicas y texturales se las agrupa dentro de los protolitos ígneos. Dos corresponden a anfibolitas con un protolito ígneo intermedio y el tercero corresponde a una metavulcanita de protolito félsico. En ambos casos, las rocas afloran como cuerpos tabulares de alrededor de 0.5 m bien definidos con contactos netos, intercalados en la secuencia metasedimentaria (Fig. 2.5d).

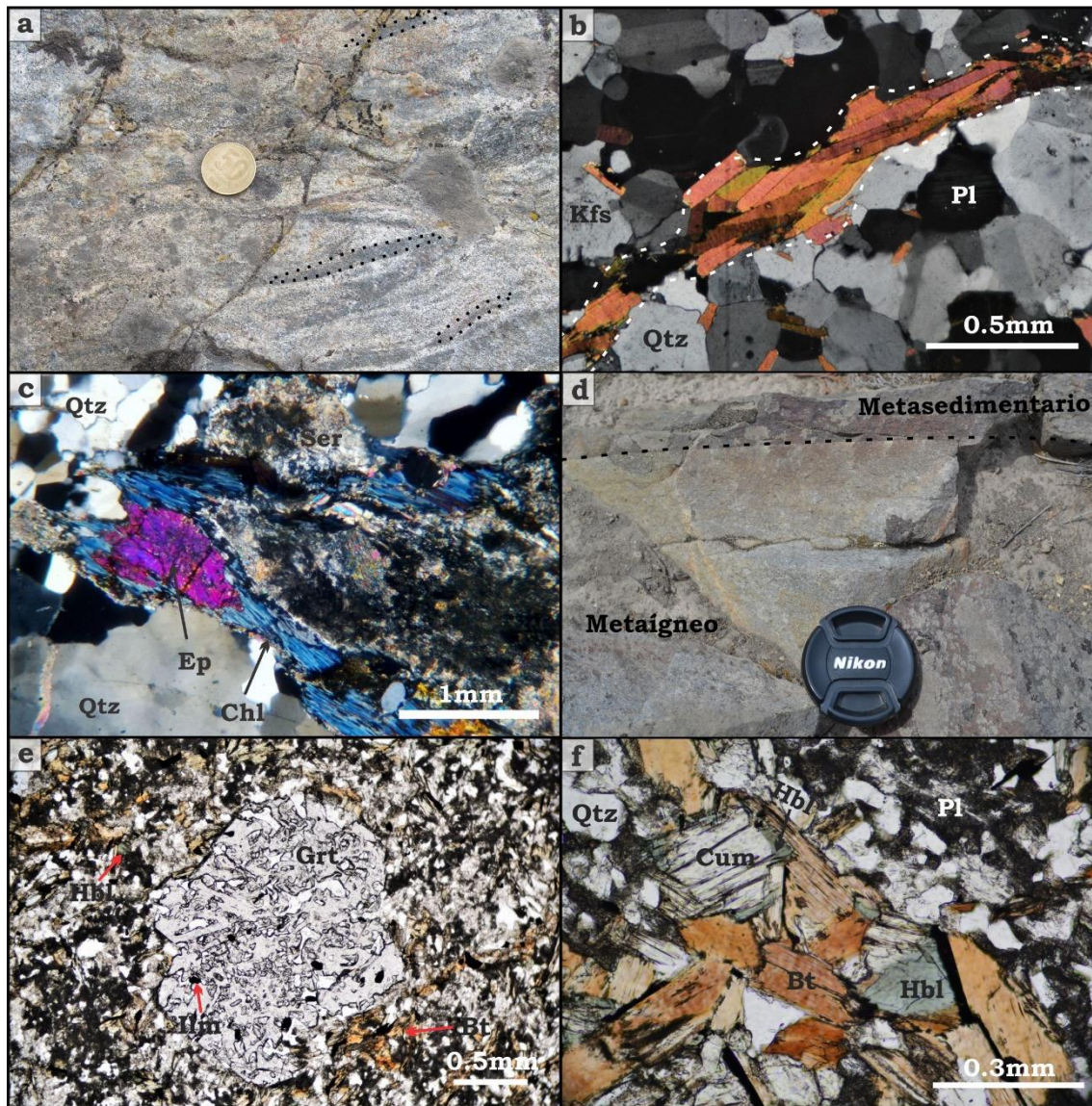


Fig. 2.5. Fotografías de campo y fotomicrografías de los protolitos sedimentarios e ígneos del Complejo Colohuincul a) Fotografía de campo donde se observa una migmatita tipo *schlieren*. En línea punteada se marcan algunos *schlieren* b) Migmatita tipo *schlieren*. En línea punteada un micro *schlieren* de biotita con ilmenita. Matriz granoblástica compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico c) Fotomicrografía de un granito anatécico donde la biotita y el feldespato se encuentran reemplazados por Ep + Chl + Ser. Se observan los cristales de cuarzo con recrystalización d) Fotografía de campo donde puede observarse el contacto neto entre la roca metaígneas y la roca metasedimentaria e) Fotomicrografía de un porfiroblasto de granate con inclusiones de cuarzo e ilmenita en matriz de grano fino con Qtz + Pl + Bt + Anf. f) Detalle de los anfíboles con núcleos de cummingtonita (incolores) y borde de hornblenda (color verde) en asociación con biotita, ilmenita, plagioclasa y cuarzo.

Anfibolitas

El primer afloramiento de anfibolita (40° 07' 03" S; 71° 22' 19" O) corresponde a una roca de coloración gris, con textura granoblástica con una paragénesis

compuesta por Bt + Anf + Pl + Qtz + Grt. El granate se encuentra como poiquiloblastos con numerosas inclusiones de cuarzo y, biotita y anfíbol en menor proporción (Fig. 2.5e).

En el caso de los anfíboles, exhiben zonación composicional con bordes pleocroicos entre los colores verde a verde oscuro, lo que permite identificarlos como hornblenda, y núcleos de un anfíbol incoloro de la serie cummingtonita-grunerita (Fig. 2.5f). Estos anfíboles suelen presentarse sin los bordes de hornblenda y como inclusiones dentro de los porfiroblastos de granate. Por otra parte, se observaron agregados de cristales de cuarzo anhedrales que en su conjunto adoptan formas hexagonales. Se interpretan como la recristalización de cristales hexagonales euhedrales originales del protolito donde la recristalización forma bordes de subgrano. Por otra parte, es notoria la abundancia de apatita. La asociación principal está reemplazada por una asociación de menor grado metamórfico compuesta por Chl + Ep + Prh.

El segundo afloramiento (40° 08' 47" S; 71° 23' 26" O) es una roca de coloración verde con textura granoblástica, formada por Bt + Anf + Grt + Pl + Qtz. En esta roca el anfíbol es pleocroico entre verde y verde oscuro, que en sectores presenta un reemplazo a actinolita. El granate se presenta como porfiroblastos sintectónicos de grano medio (hasta 2 mm de diámetro) con abundantes inclusiones de cuarzo y biotita en menor proporción (Fig. 2.6a). En el caso de la plagioclasa, se observan cristales de un tamaño alrededor de 0.7 mm y que presentan una zonación muy marcada, con núcleos reemplazados con sericita y bordes lípidos (Fig. 2.6a). Los cristales de biotita se encuentran reemplazados por clorita y tienen una orientación preferencial leve que estaría definiendo una foliación leve que define una foliación no pervasiva de la anfíbolita.

Metavulcanita

La roca es de color blanco, con un tamaño de grano muy fino y compuesta por porfiroblastos de biotita y granate en una matriz de cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita (Fig. 2.6b). Tiene textura porfiroblástica con porfiroblastos de granate de tamaños que se encuentran entre 0.5 y 1.5 mm, con una matriz granoblástica poligonal bien definida con cristales de tamaño medio de 0.2 mm.

Los porfiroblastos de granate se encuentran reemplazados en gran parte por biotita. Se observan cristales de plagioclasa de mayor tamaño que los presentes en la matriz, los cuales presentan zonación bien definida (Fig. 2.6b). Estos cristales son tabulares y pueden alcanzar tamaños hasta 1 mm en su eje mayor. Por su tamaño y relación con los cristales de plagioclasa presentes en la matriz, se interpreta que los cristales de mayor tamaño podrían ser fenocristales relictos del protolito ígneo original.

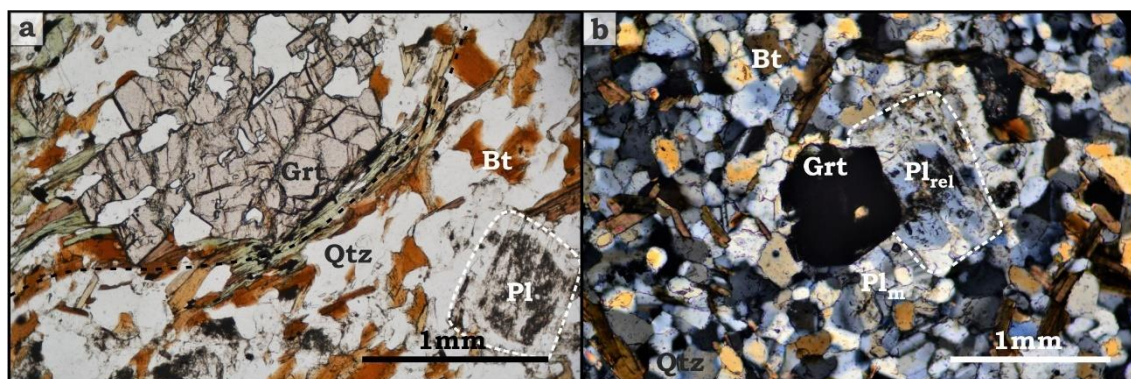


Fig. 2.6. Fotomicrografías de las rocas de protolito ígneo a) Porfiroblasto de granate sintectónico en asociación con biotita, plagioclasa y cuarzo. En línea punteada se muestra un cristal de plagioclasa zonado b) Porfiroblasto de granate en matriz de biotita, plagioclasa (Plm), cuarzo y muscovita. En línea punteada se muestra un cristal zonado de plagioclasa, interpretado como un fenocristal relictico (Pl_{rel}) del protolito.

2.2. Las rocas ígneas del Complejo Plutónico San Martín de los Andes

La clasificación de las diversas rocas ígneas se realizó siguiendo el criterio composicional de Le Maitre, (2002) mediante un conteo modal de sus minerales. Se seleccionaron las muestras más representativas de cada una de las litologías para realizar el conteo. Los resultados se pueden observar en la tabla 2.1 y la Fig. 2.7.

Muestras	SMA 82	SMA 48	SMA 41	SMA 100	SMA 44	SMA 18	SMA 17	SMA 97
Ubicación	40° 10' 6" S 71° 19' 42" O	40° 8' 6.9" S 71° 20' 50" O	40° 9' 55" S 71° 22' 33" O	40° 9' 50" S 71° 21' 15" O	40° 7' 40.6" S 71° 24' 11" O	40° 4' 13.2" S 71° 19' 16" O	40° 0' 28" S 71° 19' 16" O	40° 10' 25" S 71° 21' 24" O
Cuarzo	25.44	26.57	27.08	22.62	25.10	36.62	29.71	
Feldespato alcalino	6.02	9.29	3.41	2.96	6.77	22.74	35.24	
Plagioclasa	37.86	36.50	38.17	32.98	41.83	21.33	18.29	43.51
Hornblenda	17.28	15.12	10.66	19.87	8.57			24.95

Biotita	13.40	9.50	20.26	21.56	17.73	18.11	15.62	
Epidoto			0.43					
Prehnita		3.02					0.19	
Muscovita						0.20	0.95	
Clinopiroxen								26.35
Granate						1.01	traza	
Min. Opacos								5.19

Tabla 2.1. Resultado de los conteos modales de las rocas plutónicas del Complejo Plutónico San Martín de los Andes expresados en porcentajes.

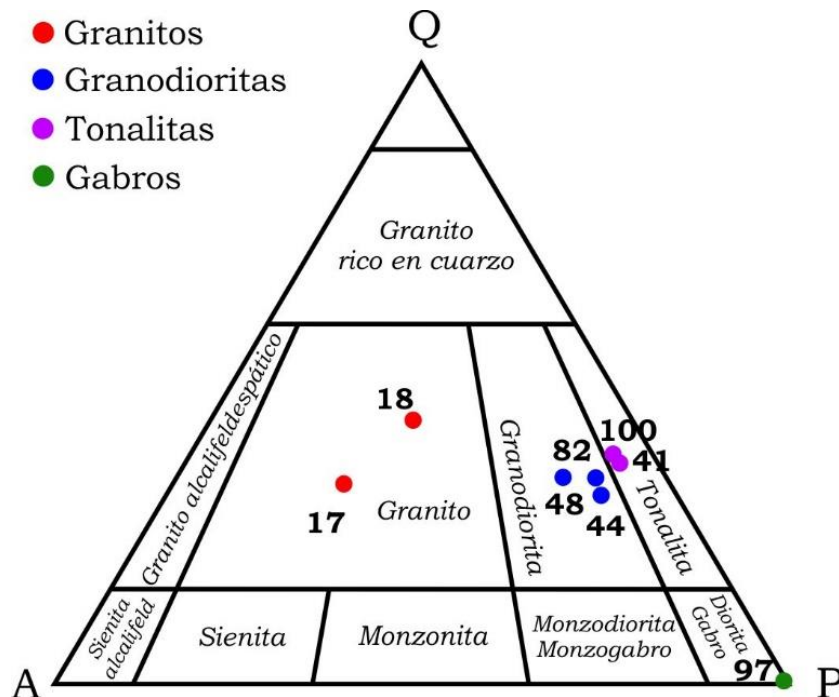


Fig. 2.7. Diagrama QAP (Le Maitre, 2002, basado en Streckeisen, 1976) para rocas ígneas plutónicas indicando las muestras analizadas. Cada color corresponde a un campo diferente en el diagrama de clasificación.

A continuación, se describen las relaciones estratigráficas de campo entre los cuerpos de granitoides y su caja metamórfica y su petrografía de forma sucinta. Las rocas intrusivas devónicas se componen de cuatro tipos litológicos distintos: granodioritas, tonalitas, granitos y gabros. Los pasajes entre los tipos litológicos, donde pudieron ser distinguidos, son de tipo transicional. Estos contactos fueron reconocidos entre las tonalitas y granodioritas y, entre los gabros y las granodioritas. En el caso de los granitos, la cobertura boscosa de la región no permitió definir la relación entre éstos y el resto de las rocas intrusivas, pero se los agrupa con los mencionados por su edad.

Granodioritas

Las granodioritas son el tipo litológico más abundante. Son de coloración gris claro, con textura granosa media hipidiomorfa. Se encuentran compuestas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda (Fig. 2.8a). Es común encontrar feldespatos alcalinos peritéticos y mirmequitas. Los minerales accesorios presentes son apatita, circon y titanita, esta última en menor proporción.

Tonalitas

Las tonalitas son menos abundantes. Son de coloración gris oscuro, con textura granosa media-gruesa. Se componen de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. Los cristales de biotita están en menor proporción que los de anfíbol y ambos definen la foliación magmática de la roca (Fig. 2.8b). Es común que las plagioclasas estén zonadas, donde diversos sectores se hallan reemplazados por sericita. Los minerales accesorios presentes son apatita y circón (Fig. 2.8b).

Granitos

Los granitos son blancos con una textura granosa gruesa hipidiomorfa definida por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y muscovita. Como minerales accesorios presentan principalmente granate y circón (Fig. 2.8c). Es común encontrar feldespatos alcalinos peritéticos y mirmequitas.

Gabros

Dentro de los afloramientos de este tipo litológico se observan dos variedades distintas. Ambos son de coloración verde oscura de grano medio a grueso. En uno de ellos, es predominante la presencia de texturas de tipo subofítica e intrafascicular. Los minerales principales que definen la textura son tablillas euédrales de plagioclasa, con abundante clinopiroxeno ocupando los huecos de las tablillas y en menor proporción anfíbol (Fig. 2.8d). Los cristales de ilmenita presentan texturas esqueletales. La segunda variedad reconocida está definida por una textura subofítica con cristales de plagioclasa y clinopiroxeno el cual suele presentar coronas de anfíbol (Fig. 2.8e). También se encuentran minerales opacos esqueletales y biotita en muy baja proporción.

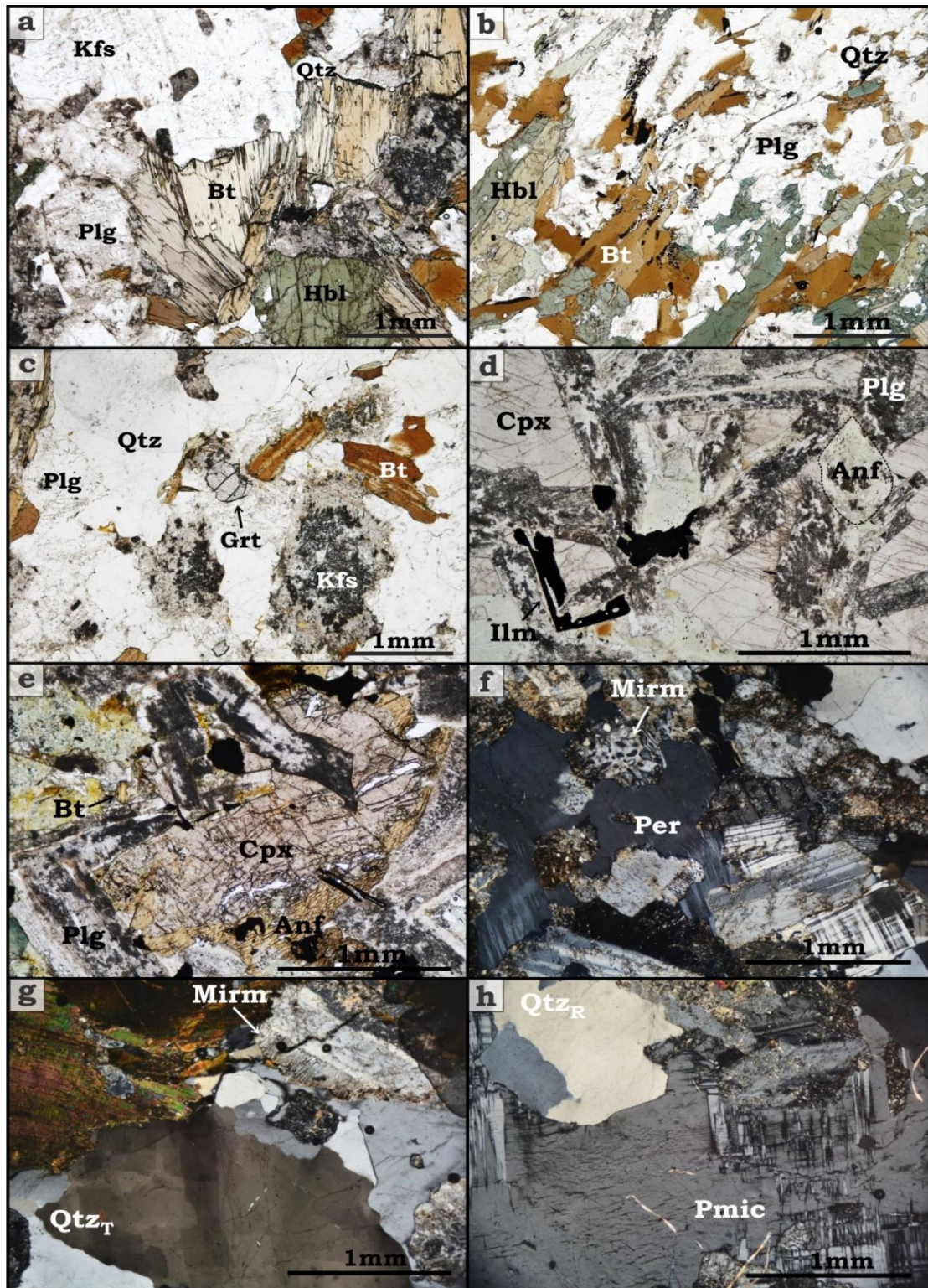


Fig. 2.8. Fotomicrografías de las rocas ígneas del Complejo Plutónico San Martín de los Andes a) Granodiorita con textura granosa de grano grueso b) Tonalita con biotita y hornblenda definiendo la foliación magmática. c) Granito con granate como mineral accesorio. d) Gabro con textura intrafascicular. En línea punteada se observa un anfíbol reemplazado completamente por clorita. e) Corona de anfíbol rodeando un clinopiroxeno en una muestra de gabro. f) Mirmequitas (Mirm) y pertitas en flama (Per) en feldespato potásico correspondiente a una muestra de granodiorita. g) Cristal de cuarzo con microestructura tipo tablero de ajedrez (Qtz_T) h) Parches de microclino (Pmic) en cristal de feldespato y cristal de cuarzo con subgrano (Qtz_R).

En todas las litologías mencionadas, los minerales magmáticos primarios están reemplazados por una paragénesis secundaria, donde los feldespatos potásicos y las plagioclasas están frecuentemente reemplazados por sericita y argilominerales. Es común que los cristales de biotita estén reemplazados por clorita y prehnita, mayormente creciendo en los planos de clivaje de los cristales de biotita. Epidoto secundario reemplaza parcialmente a los cristales de hornblenda y, en los gabros, se observó actinolita y clorita como parches en los anfíboles (Fig. 2.8d).

En cuanto a las microestructuras presentes en estas rocas, es frecuente encontrar deformación intracristalina en los granos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en las granodioritas, tonalitas y granitos. Es común la presencia de mirmequitas y pertitas en flamas y parches de microclino (Fig. 2.8f-h) así como recristalización en los granos de cuarzo y estructuras de tipo tablero de ajedrez (Fig. 2.8g-h).

Debido a la falta de evidencias de un metamorfismo de alta temperatura que haya afectado a estos granitoides se interpreta que las microestructuras de deformación presentes en los mismos serían estructuras asociadas a una deformación por flujo en estado sólido o deformación sub-magmática. En este sentido, las microestructuras se habrían formado en un estado donde habría una masa de cristales rodeados de fundido a una temperatura mayor a la del solidus donde los cristales se comportan de forma plástica (Pinotti et al., 2010; Vernon, 2004) y se orientan por flujo dando lugar a foliaciones sub-magmáticas.

2.3. Estructuras de las rocas metamórficas e ígneas

En la Figura 2.9 se encuentran resumidas las estructuras tectónicas observadas para las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul e ígneas del Complejo Plutónico San Martín de los Andes las cuales serán descritas a continuación. Los rumbos y orientaciones generales de las estructuras que se mencionan a continuación corresponden a las medidas obtenidas en el campo, dado que se considera a los afloramientos de rocas metamórficas como *roof pendants* dentro de los plutones devónicos, las orientaciones originales de las estructuras podrían ser levemente diferentes.

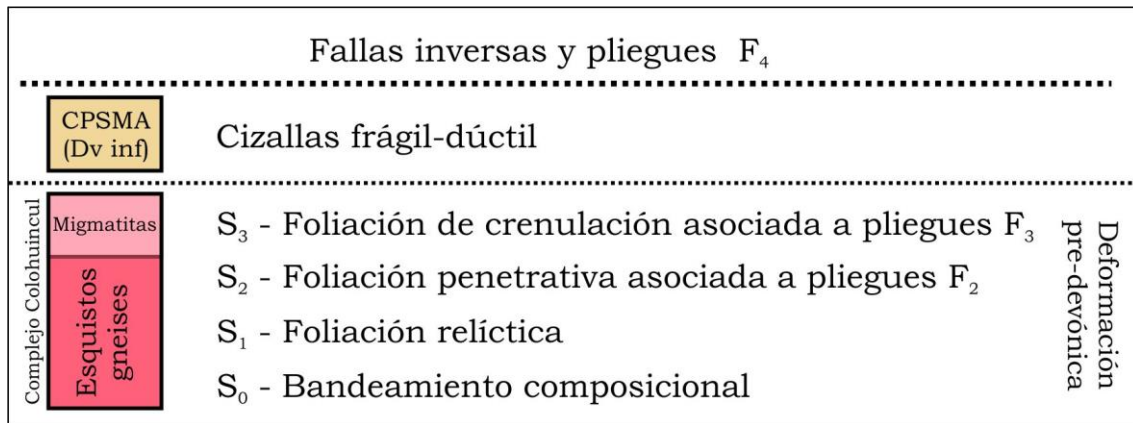


Fig. 2.9. Resumen de las estructuras y las fases de plegamiento que afectan tanto a las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul como a las rocas ígneas del Complejo Plutónico San Martín de los Andes (CPSMA).

En las rocas metamórficas se reconocen tres foliaciones tectónicas. La foliación regional, que corresponde a la estructura penetrativa, se encuentra definida por la orientación preferencial de la paragénesis mineral que pertenece al pico metamórfico (Fig. 2.3a). Esta foliación, en sección delgada, se observa como una foliación espaciada en gneises y continua en esquistos (Passchier and Trouw, 2005). Los leucosomas de las metatexitas son corcondantes con esta foliación, aunque el aumento del porcentaje de fundido termina cortando los leucosomas tabulares en distintas direcciones y uniéndolos mediante diques (Fig. 2.10a-b). Se propone a esta estructura como una foliación S_2 debido a que es posible reconocer de forma relíctica una foliación previa (S_1) en los esquistos con silimanita (Fig. 2.10c). Esta foliación sólo es posible reconocerla en escala microscópica y en los escasos afloramientos donde se reconocen pliegues F_2 .

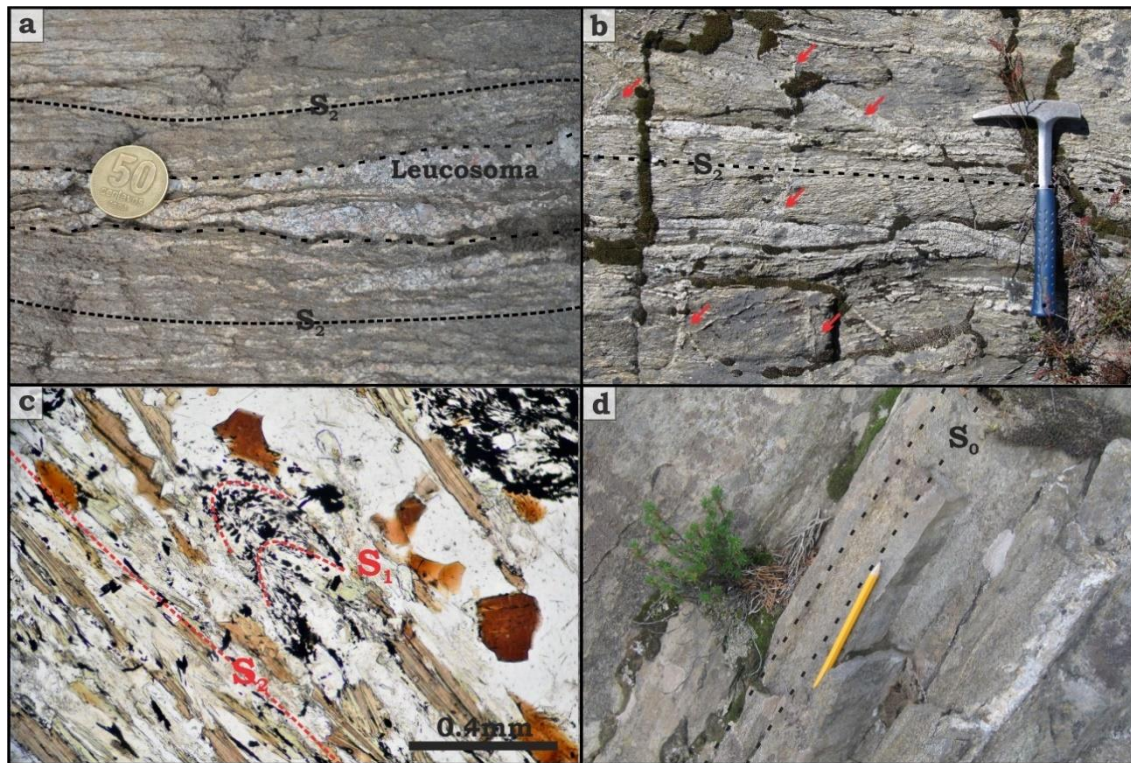


Fig. 2.10. a) Fotografía de campo de una metatexita donde se observa que la fusión parcial comienza de manera paralela a la foliación regional S_2 b) Fotografía de campo donde se observa la conexión de leucosomas tabulares en diques que cortan la foliación S_2 (Indicado por flechas rojas) c) Fotomicrografía de un esquisto donde se observa entre la foliación principal S_2 la presencia de micropliegues pertenecientes a una foliación relictica S_1 d) Fotografía de campo donde puede observarse una alternancia granulométrica y composicional del protolito (S_0)

Además, las rocas metamórficas tienen un bandeo definido por una alternancia granulométrica y composicional (S_0) en los protolitos sedimentarios. En todos los casos el S_0 se encuentra paralelo a subparalelo de la foliación S_2 (Fig. 2.10d). Los cuerpos de rocas metaígneas son concordantes y paralelos a esta estructura (Fig. 2.5d). Estas últimas, particularmente la metavulcanita, presentan una foliación incipiente que es paralela al S_0 y a la foliación S_2 de las rocas metasedimentarias.

Debido a la densa cobertura vegetal y a la discontinuidad de los afloramientos, no es posible reconocer las estructuras mayores relacionadas con la foliación S_2 . Sin embargo, en escasos sectores se han reconocido pliegues asociados a esta foliación (F_2) los cuales son isoclinales y cuyos ejes presentan un rumbo general NO a NE (Fig. 2.11a-d; 2.12).

La foliación S_2 está afectada por una etapa posterior de plegamiento (F_3), que produce crenulaciones y un clivaje de crenulación S_3 definido por la alineación

de minerales opacos y bandas de disolución discontinuas siguiendo los flancos de micropliegues (Fig. 2.13). Estos pliegues (F_3) son cerrados y sus ejes muestran rumbos variables, lo cual se puede interpretar como el efecto a una fase de plegamiento posterior (Fig. 2.11b y d; 2.12). Esta fase de plegamiento podría generar pliegues de megascale como el pliegue interpretado en la Fig. 2.12 el cual buza hacia el SE.

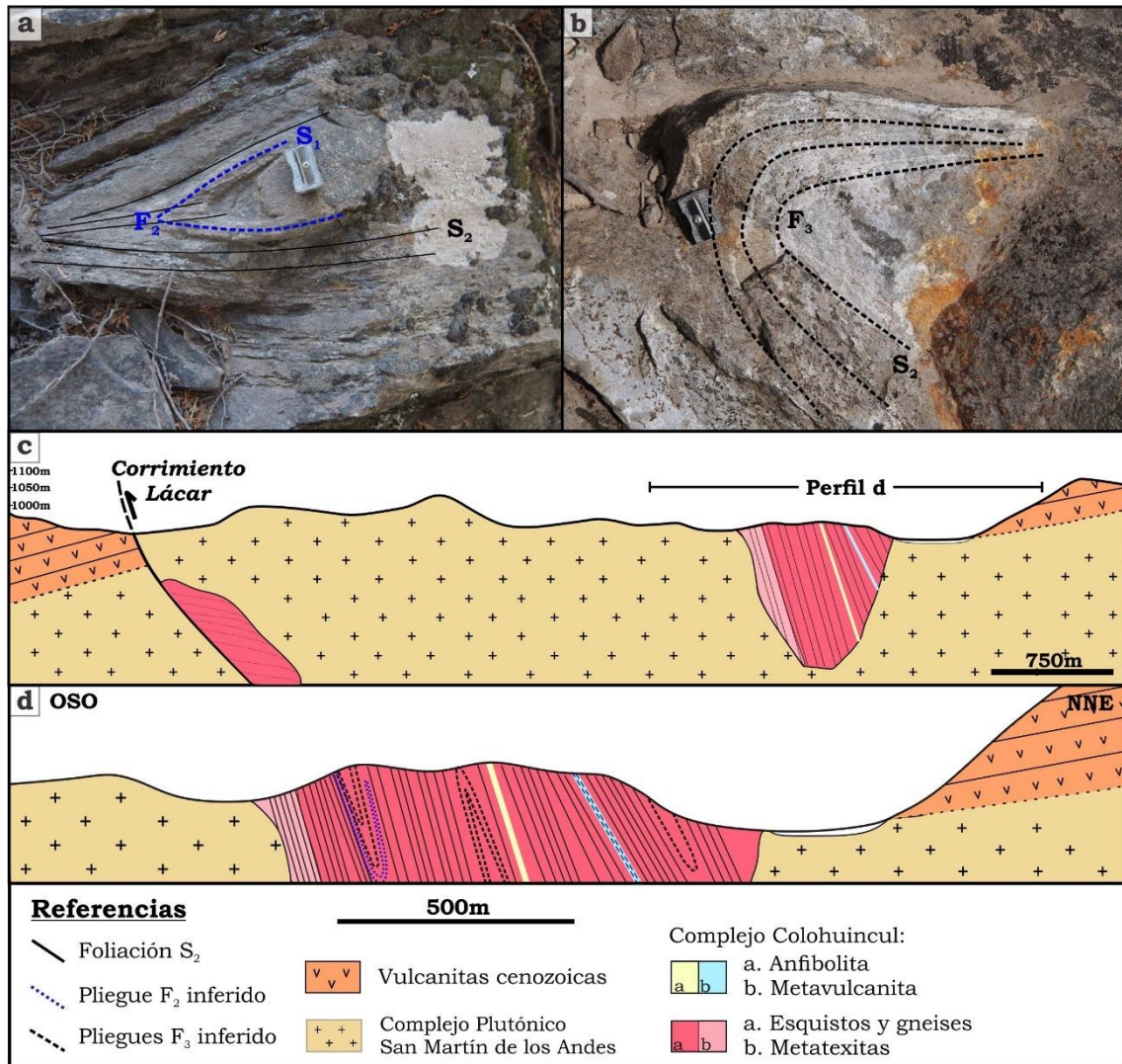


Fig. 2.11. Fotografías de campo y perfil esquemático mostrando las relaciones entre las litologías presentes y las distintas estructuras reconocidas. a) Fotografía de campo de un pliegue isoclinal F_2 . b) Fotografía de campo de un pliegue cerrado F_3 . c) Perfil esquemático ilustrando las relaciones entre las distintas litologías y la estructura penetrativa del basamento metamórfico. Traza del perfil en Fig. 2.2 y 2.12 d) Perfil esquemático de detalle mostrando las relaciones entre las fases de plegamiento F_2 y F_3 , y la foliación penetrativa S_2 .

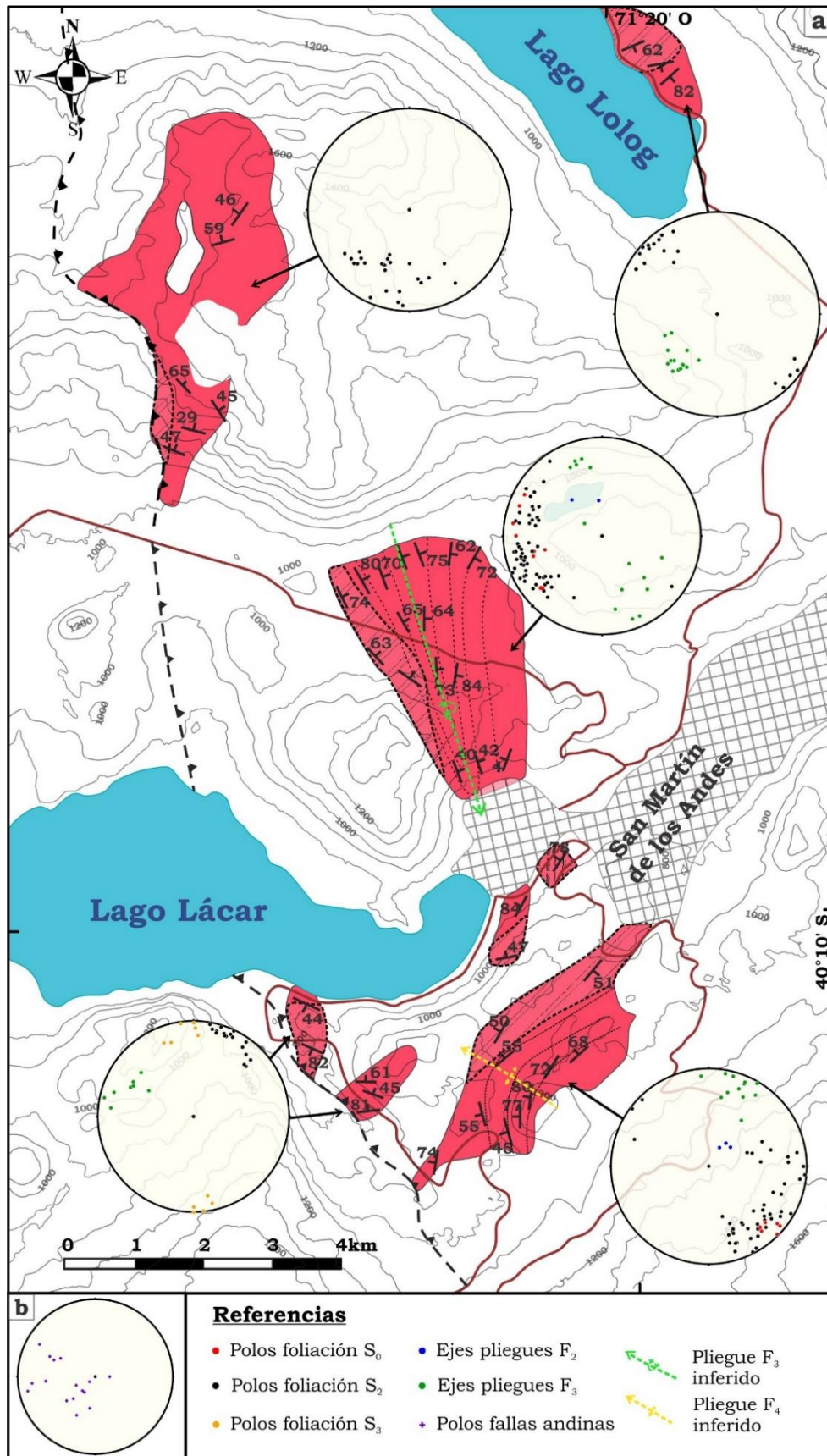


Fig. 2.12. a) Mapa de la zona de estudio resaltando el basamento metamórfico. Los estereogramas muestran las estructuras reconocidas en dicho basamento para los diferentes afloramientos. b) Estereograma mostrando las fallas reconocidas en la zona de estudio

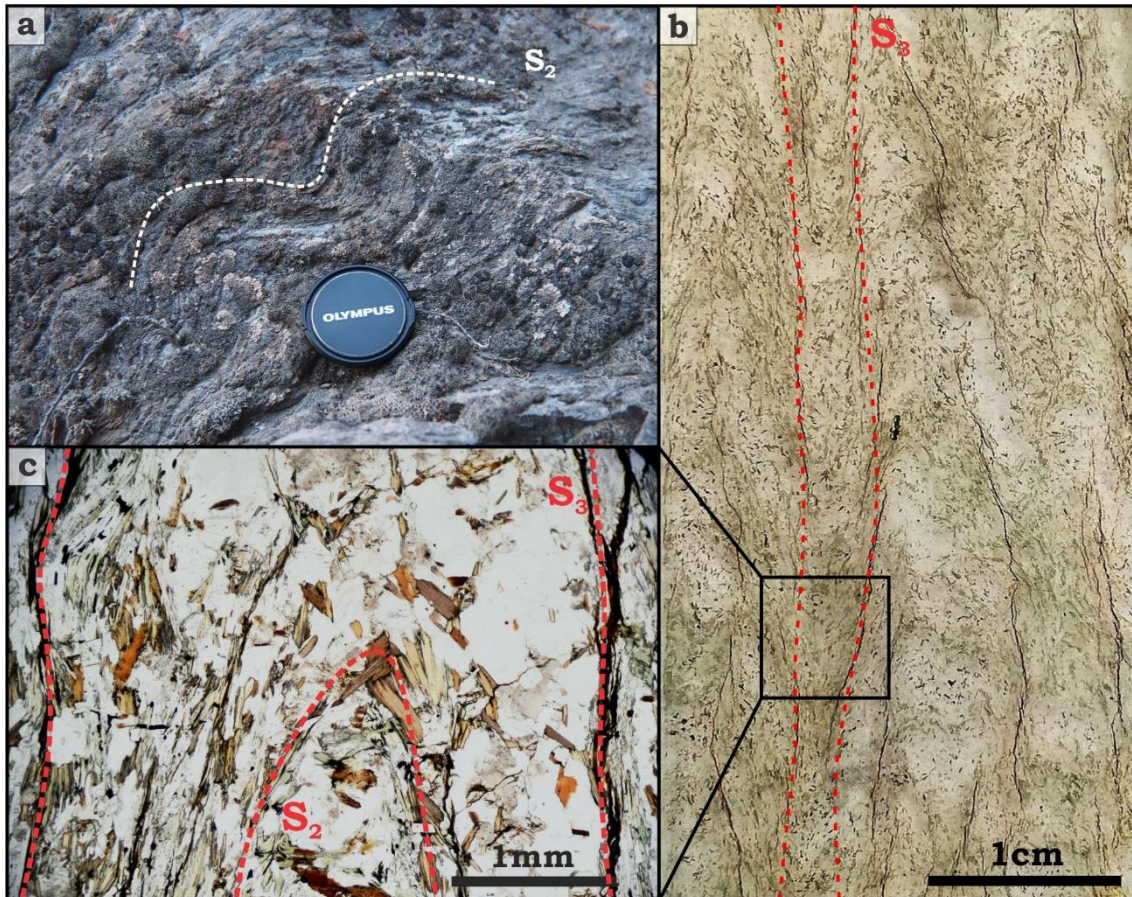


Fig. 2.13. a) Fotografía de campo donde se observa la foliación regional S_2 afectada por una fase de plegamiento posterior b) Fotografía de un corte petrográfico que exhibe la alineación de minerales opacos y bandas de disolución en los flancos de micropliegues, definiendo la foliación S_3 c) Fotomicrografía de detalle de la fotografía b.

Las tres estructuras presentes en las rocas metamórficas son cortadas por las rocas ígneas devónicas del Complejo Plutónico San Martín de los Andes. Estas rocas muestran foliación magmática, así como una foliación tectónica incipiente en algunos sectores, y, se encuentran deformadas por cizallas frágiles-dúctiles discretas que se presentan desde centimétricas a hectométricas de rumbo NO-SE (Fig. 2.14a) principalmente afectando las granodioritas y tonalitas. En un afloramiento de gabbro se pudo observar un pliegue simétrico cuyo plano axial tiene una orientación NO-SE y vergencia al SO (Fig. 2.14b). Se han encontrado dos zonas de cizalla de tipo frágiles-dúctil, las cuales afectan a granodioritas devónicas, de mayor tamaño que presentan un ancho de alrededor de 200 m la primera, mientras que la segunda muestra un ancho variable entre 15 y 35 m (Fig. 2.14c). Ambas zonas de cizalla muestran un rumbo NNO-SSE e inclinan hacia el OSO con un transporte tectónico del bloque techo hacia el ENE.

Finalmente, existen estructuras tardías afectando tanto rocas ígneas como metamórficas (Fig. 2.14d). Las más importantes son grandes fallas inversas de rumbo N-S a NO-SE (Fig. 2.12b), cabalgamientos, dúplex y pliegues amplios (F₄) que integran la faja plegada y corrida andina de rumbo N-S a NNO-SSE (Folguera et al., 2011; Orts et al., 2012 y referencias ahí citadas). Se reconoció un corrimiento principal en la zona que afecta tanto a las rocas de basamento como a la cobertura volcánica cenozoica. El mismo fue nombrado en esta tesis doctoral como Corrimiento Lácar e inclina hacia el ENE (Fig. 2.1a; 2.2; 2.11c).

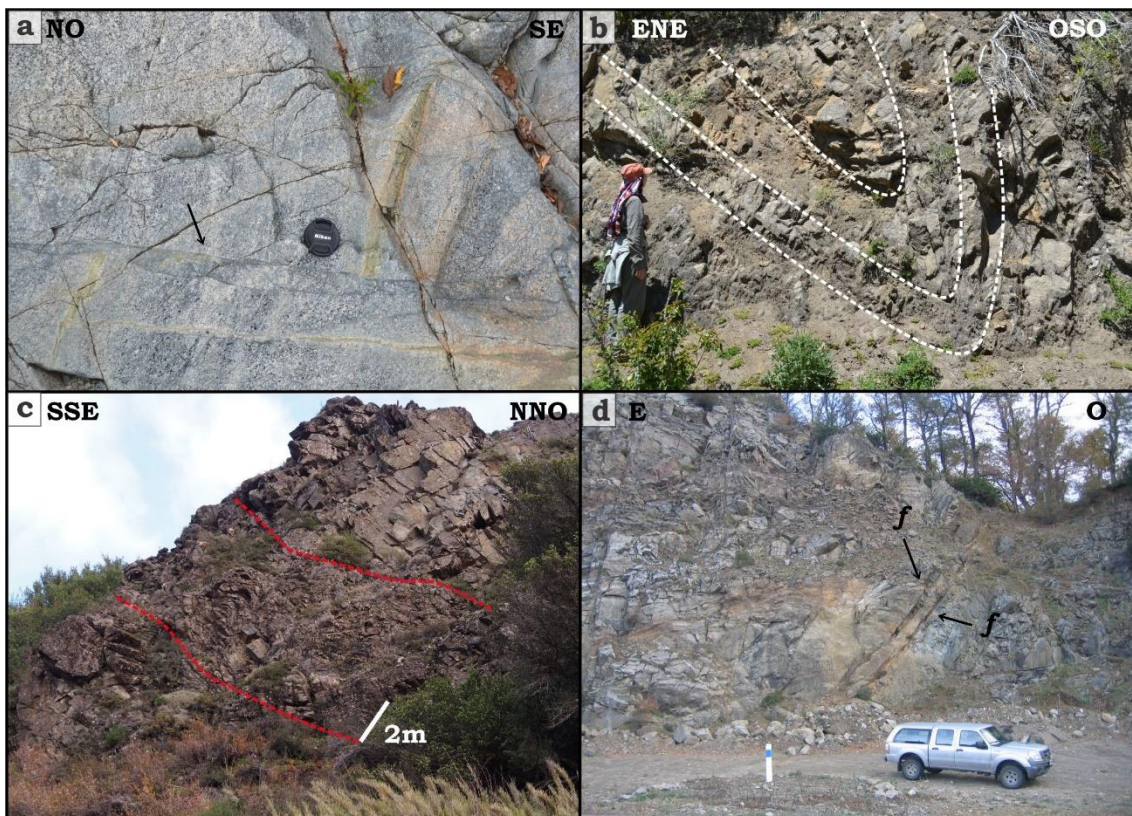


Fig. 2.14. Estructuras de deformación frágil-dúctil que afectan a los granitoides del Complejo Plutónico San Martín de los Andes a) Fotografía de campo de una granodiorita afectada por una faja de cizalla centimétrica (indicada por la flecha negra) que desplaza un dique sinmagnético del granitoide b) Fotografía de un pliegue simétrico afectando un gabro c) Fotografía de una zona de cizalla de escala métrica afectando granodioritas d) Fallas inversas (*f*) de rumbo Norte-Sur afectando las rocas de ígneas y metamórficas de la zona.

2.4. Bibliografía

- Brown, M., (2002). Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 25–40.
- Escosteguy, L., Franchi, M., (2010). Estratigrafía de la región de Chapelco, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66, 418–429.
- Ferguson, C.C., (1980). Displacement of inert mineral grains by growing porphyroblasts: A volume balance constraint. *Bulletin of the Geological Society of America* 91, 541–544.
- Folguera, A., Vera, E.R., Spagnuolo, M., Orts, D., Sagripanti, L., Mariot, M., Ramos, M., Bottesi, G., (2011). Los Andes Neuquinos, in: *Relatorio XVIII Congreso Geológico: Geología Y Recursos Naturales de La Provincia de Neuquén*. pp. 349–354.
- Le Maitre, R.W., (2002). *Igneous rocks. A classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, United States.
- Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V.A., (2012). Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'–43°S). *Tectonics* 31.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., (2005). *Microtectonics*, 2nd Edition. ed. Springer-Verlag, Berlin.
- Rice, A.H.N., Mitchell, J.I., (1991). Porphyroblast textural sector zoning and matrix displacement. *Mineralogical Magazine* 55, 379–396.
- Sawyer, E.W., (2008). *Atlas of Migmatites*, Special Pu. ed. The Canadian Mineralogist, Ottawa, Ontario, Canada.
- Siivola, J., Schmid, R., (2007). List of Mineral abbreviations. IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks 1–14.
- White, R.W., Pomroy, N.E., Powell, R., (2005). An in situ metatexite – diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill , Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 579–602.

Capítulo 3

Geoquímica de roca total de las rocas metamórficas

3.1. Metodología

Con el fin de caracterizar la composición química de roca total de los protolitos sedimentarios de las rocas metamórficas del área de estudio, se recolectaron muestras de roca fresca (~10 kg cada una) para determinar sus composiciones geoquímicas de roca total. Elementos mayoritarios, traza y tierras raras (REE) han sido determinados en 8 muestras del basamento metamórfico del Complejo Colohuincul.

Las muestras se redujeron a granulometría polvo mediante la utilización de una chancadora de mandíbulas y un molino de anillos de widia en los laboratorios del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN). 15g de cada una de las muestras de polvo de roca fueron enviados a ACME Analytical Laboratories S.A., Canadá para ser analizados por ICP-MS (Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente) e ICP-ES (Espectrómetro de emisión con Plasma Acoplado Inductivamente), previa digestión a través de fusión alcalina con borato de litio y agua regia. Los porcentajes en peso de los óxidos mayoritarios fueron recalculados al 100% en base anhidra para su uso en los diagramas de caracterización y clasificación geoquímica.

3.2. Geoquímica de rocas metasedimentarias

Se analizaron 8 muestras correspondientes rocas de protolitos sedimentarios, de las cuales: 2 corresponden a roca total de metatexitas (SMA96 y SMA98); 2 a diatexitas tipo *schlieren* (SMA 89a y SMA84); 1 a un leucosoma perteneciente a las migmatitas tipo *schollen* (SMA89); 1 a un granito anatético (SMA74) y 2 gneises (SMA86 y SMA86a). La ubicación de las muestras se exhibe en la Fig. 2.2. Los resultados de estos análisis se encuentran en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, trazas y Tierras Raras de las rocas metasedimentarias del Complejo Colohuincul. Óxidos mayoritarios expresados en % en peso. Elementos traza y Tierras Raras en ppm.

	SMA 86	SMA 86a	SMA 96	SMA 98	SMA 84	SMA 89a	SMA 89	SMA 74
SiO₂	72.1	73.24	72.19	55.04	68.78	73.73	75.54	62.06
Al₂O₃	12.17	11.24	11.78	17.12	12.91	12.33	13.88	16.35
Fe₂O₃	5.41	5.24	5.59	10.33	6.82	4.04	0.22	5.77
MgO	1.78	1.62	1.73	4.11	2.22	1.40	0.07	2.51
CaO	1.58	1.37	1.61	3.12	1.61	1.74	0.99	4.42
Na₂O	2.57	2.17	2.17	2.11	2.10	3.53	2.93	2.64
K₂O	1.95	1.58	2.26	3.80	2.74	1.77	5.27	2.51
TiO₂	0.8	0.89	0.95	1.32	1.09	0.71	0.03	0.59
P₂O₅	0.14	0.15	0.19	0.13	0.18	0.07	0.08	0.17
MnO	0.06	0.06	0.05	0.13	0.07	0.04	<0.01	0.08
Cr₂O₃	0.009	0.009	0.009	0.023	0.013	0.008	0.003	0.006
LOI	1.2	2.2	1.2	2.4	1.2	0.4	0.8	2.7
Sum	99.8	99.8	99.74	99.66	99.74	99.78	99.84	99.81
Ba	400	313	472	860	574	469	287	306
Cs	3.8	2.4	3.5	7.7	4.7	3.3	0.2	4.2
Hf	5.5	8.8	10.1	9.7	8.0	6.6	0.5	3.2
Nb	13.5	14.3	13.5	16.4	16.1	9.0	1.6	9.4
Rb	76.8	61.3	91.9	152.5	107.3	75.1	72.8	120.6
Sr	171.5	125.5	152.5	278.5	135.7	170.7	103.0	309.5
Ta	0.8	0.9	0.7	1.3	1.0	0.7	0.4	0.5
Th	8.6	8.7	8.6	13.3	11.0	6.8	0.7	1.1
U	2.3	2.4	2.2	2.6	2.4	2.0	2.2	0.7
V	93	90	95	228	118	81	<8	141
Zr	196.6	342.9	373.9	337.6	301.1	253.7	14.7	115.4
Y	29.9	34	31.5	19.9	35.2	23.6	8.4	7.7
La	33.7	35.5	31.6	38.9	39.5	23.5	3.5	3.2
Ce	72.9	76.6	71.9	83.0	83.5	50.1	6.0	7.1
Pr	8.22	8.44	8.19	9.52	9.98	6.16	0.83	0.98
Nd	32.9	32.8	32.0	37.1	38.1	24.2	3.0	4.6
Sm	6.15	6.75	6.46	6.92	7.75	4.87	0.84	1.45
Eu	1.65	1.52	1.29	1.05	1.45	1.18	0.48	0.77
Gd	6.14	6.73	6.32	5.78	7.45	4.78	1.12	1.42
Tb	0.94	1.04	1.03	0.78	1.17	0.73	0.24	0.21
Dy	5.72	6.01	6.22	4.02	6.64	4.50	1.63	1.24
Ho	1.11	1.23	1.23	0.77	1.27	0.84	0.29	0.26
Er	3.27	3.65	3.44	2.21	3.69	2.66	0.96	0.69
Tm	0.46	0.53	0.54	0.34	0.54	0.36	0.17	0.10

Yb	3.21	3.36	3.68	2.37	3.72	2.42	1.43	0.76
Lu	0.49	0.52	0.54	0.40	0.56	0.37	0.22	0.14
Pb	5.9	9.5	5.9	9.5	3.6	4.3	12.9	10.6
Zn	85	76	76	114	89	39	2	61
Ni	33.3	31.1	29.0	65.4	37.4	23.9	1.1	11.9
Sc	12	11	12	26	16	11	1	7

A continuación, se dará una breve descripción de cada una de las muestras analizadas:

SMA 86 y SMA 86a: La roca es un gneis con textura granoblástica poligonal. La misma está compuesta por Qtz + Pl + Bt + Ms + Kfs + fibrolita + Crd. El cuarzo presenta por sectores inclusiones de fibrolita. Se observa una paragénesis que se superpone a la paragénesis principal, dada por la asociación Chl + Ep así como porfiroblastos de muscovita posttectónicos con simplectitas de cuarzo en sus bordes. Se observan apatita, circón y monacita.

SMA 96: La roca es una metatexita, donde se distingue el paleosoma y el leucosoma de la muestra. El leucosoma presenta cuarzo, plagioclasa y feldespatos alcalinos, donde los cristales de cuarzo presentan microestructuras de tipo tablero de ajedrez y bandas de deformación. Bordeando este leucosoma se observan cristales de biotita en asociación con ilmenita. El paleosoma se encuentra definido por la asociación Bt + Pl + Qtz + Kfs. Los cristales de cuarzo presentan inclusiones de biotita. También se presentan cristales de muscovita posttectónicos.

SMA 98: Esta muestra corresponde a una metatexita con paleosoma, melanosoma y leucosoma bien diferenciados. El paleosoma está definido por la asociación Qtz + Pl + Bt + Op. El melanosoma presenta un aumento en el tamaño de grano y se encuentra en asociación con cordierita. Por último, el leucosoma está compuesto por cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasa. Los cristales de cuarzo son de mayor tamaño y rodean los otros minerales. Como microestructura de deformación, son comunes bandas de deformación y una estructura tipo tablero de ajedrez.

SMA 89a: Corresponde a una diatexita tipo *schlieren* donde se observan los *schlieren* de biotita e ilmenita, rodeados de una matriz de tipo granoblástica compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespatos alcalinos. Los cristales de cuarzo

presentan inclusiones redondeadas de biotita y, algunos cristales de plagioclasa inclusiones de cuarzo redondeados. Como microestructuras de deformación, los cristales de cuarzo presentan bandas de deformación.

SMA 84: Esta muestra corresponde a una diatexitita tipo *schlieren* conformada por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y escasa muscovita. Es común observar cristales de plagioclasa con abundantes inclusiones redondeadas de cuarzo y biotita, así como cristales de cuarzo con inclusiones de biotita. Los conjuntos de cristales de biotita definen una foliación de flujo. Los cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa forman una textura granoblástica poligonal por sectores.

SMA 89: Esta muestra corresponde al leucosoma de una diatexitita tipo *schollen*. Se observa abundante microclino, cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita conformando una textura de tipo granosa de grano gruesa y circón como mineral accesorio. Los cristales de cuarzo presentan estructuras tipo tablero de ajedrez y bandas de deformación. Es común encontrar mirmequitas y feldespatos potásicos con pertitas en flama.

SMA 74: La muestra es un granito anatéctico, con una textura granosa gruesa. Los minerales que componen esta roca son cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita. Presenta cristales de cuarzo con estructuras tipo tablero de ajedrez. La paragénesis secundaria se define por los minerales de clorita, prehnita y epidoto y, son comunes los cristales de apatita y circón.

3.2.1. Elementos mayoritarios

Los gneises sin fusión parcial (SMA 86 y 86a) muestran altos contenidos de SiO₂ (>70%). Sin embargo, los porcentajes en peso de MgO y Fe₂O₃ no son tan elevados, encontrándose valores de alrededor de 1.7 para el MgO y 5.3 para el Fe₂O₃. Además, los contenidos de álcalis (Na₂O + K₂O) presentan valores de 3.8 y 4.6, con Na₂O > K₂O.

Las dos metatexitas analizadas muestran características geoquímicas diferentes entre sí. La muestra SMA 96 es muy similar en el porcentaje de elementos mayoritarios a los gneises, con un leve empobrecimiento en Na₂O y MnO, y ligeramente enriquecidas en CaO, K₂O y P₂O₅. Contrariamente, la metatexitita

SMA 98 exhibe valores muy diferentes a las muestras ya mencionadas. En primer lugar, el porcentaje en peso del SiO_2 es muy bajo (55%) y los contenidos de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , TiO y MnO son elevados (Fig. 3.1a).

En el caso de las diatexitas tipo *schlieren*, SMA 84 y 89a, se observa un comportamiento similar al descrito para las metatexitas. La muestra SMA 84 está enriquecida en todos los elementos mayoritarios con excepción del SiO_2 y Na_2O respecto a los contenidos de los mismos elementos de los gneises. Contrariamente, la diatexitas SMA 89a se encuentra empobrecida en Fe_2O_3 , MgO , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 y MnO y enriquecida en CaO y Na_2O respecto de los gneises sin fusión parcial (SMA 86 y SMA 86a; Fig. 3.1a).

El leucosoma analizado de una diatexitas tipo *schollen* (SMA 89) es el que muestra mayor empobrecimiento en Fe_2O_3 , MgO , CaO y MnO respecto al resto de las muestras analizadas, y al mismo tiempo es la muestra con mayor enriquecimiento en K_2O (Fig. 3.1b). Además, el granito anatético SMA 74 presenta un enriquecimiento muy marcado en CaO y se encuentra enriquecido en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y MnO (Fig. 3.1b).

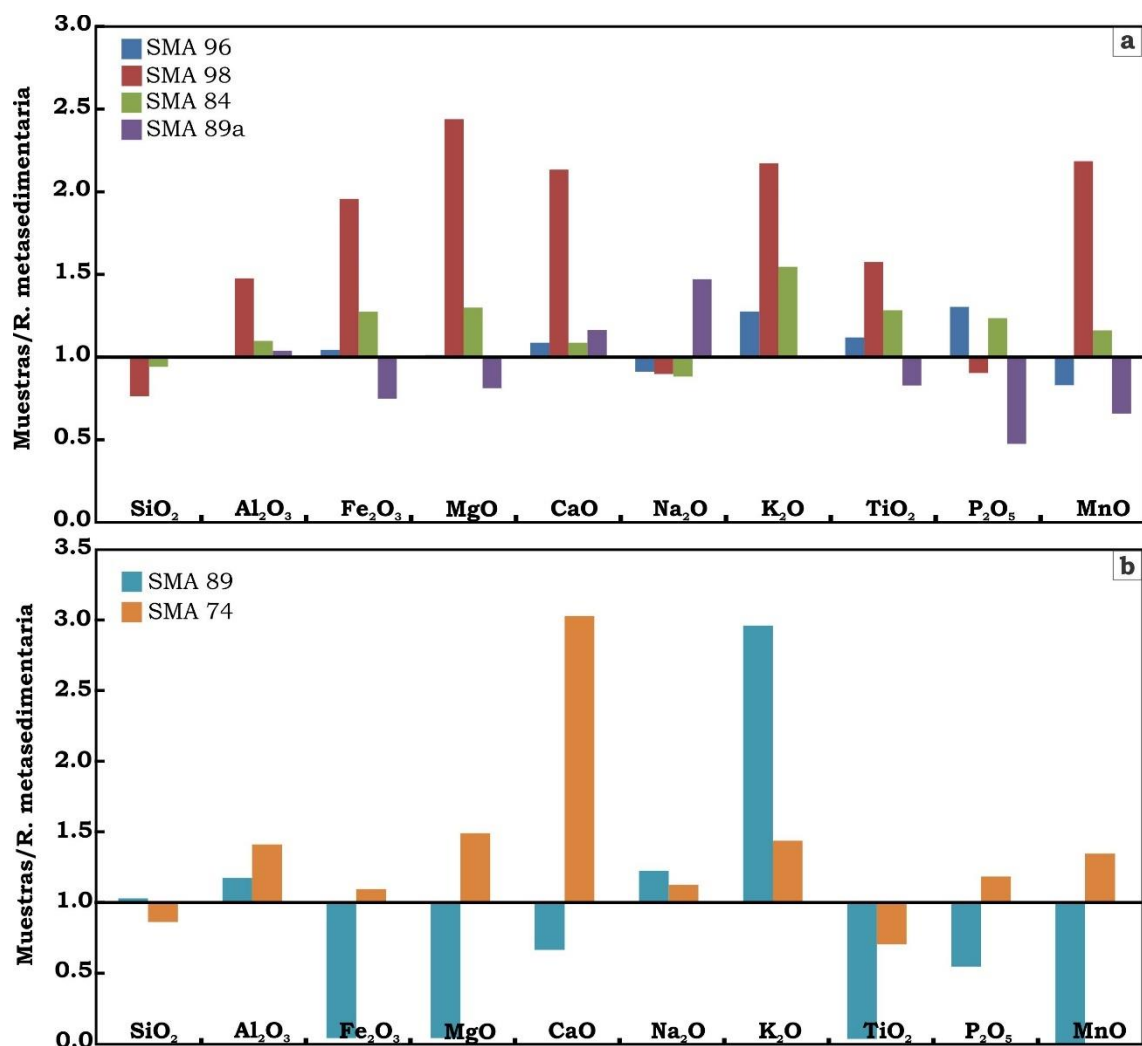


Fig 3.1. Diagrama de barras mostrando el enriquecimiento y la pérdida de elementos mayoritarios respecto a los gneises sin fusión parcial (muestras SMA 86 y SMA 86^a) para las metatexitas y diatexitas tipo schlieren (a) y para un leucosoma y un granito anatóctico (b)

3.2.2. Elementos minoritarios y trazas

Los gneises sin fusión parcial, las metatexitas y las diatexitas tipo schlieren muestran una distribución multielemental similar en la normalización al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). Todas las muestras tienen picos negativos de Nb, Ta, Sr, P y Ti (Fig. 3.2). En el caso del leucosoma analizado y el granito anatóctico, presentan picos negativos muy marcados para el Th, Nb, Ta, La, Ce, Pr y Ti (Fig. 3.2). Además, el leucosoma está empobrecido en sus contenidos de Ba y Sr respecto de las rocas sin fusión parcial mientras que el granito anatóctico se encuentra enriquecido en Rb y Sr y empobrecido en Ba respecto a las mismas rocas.

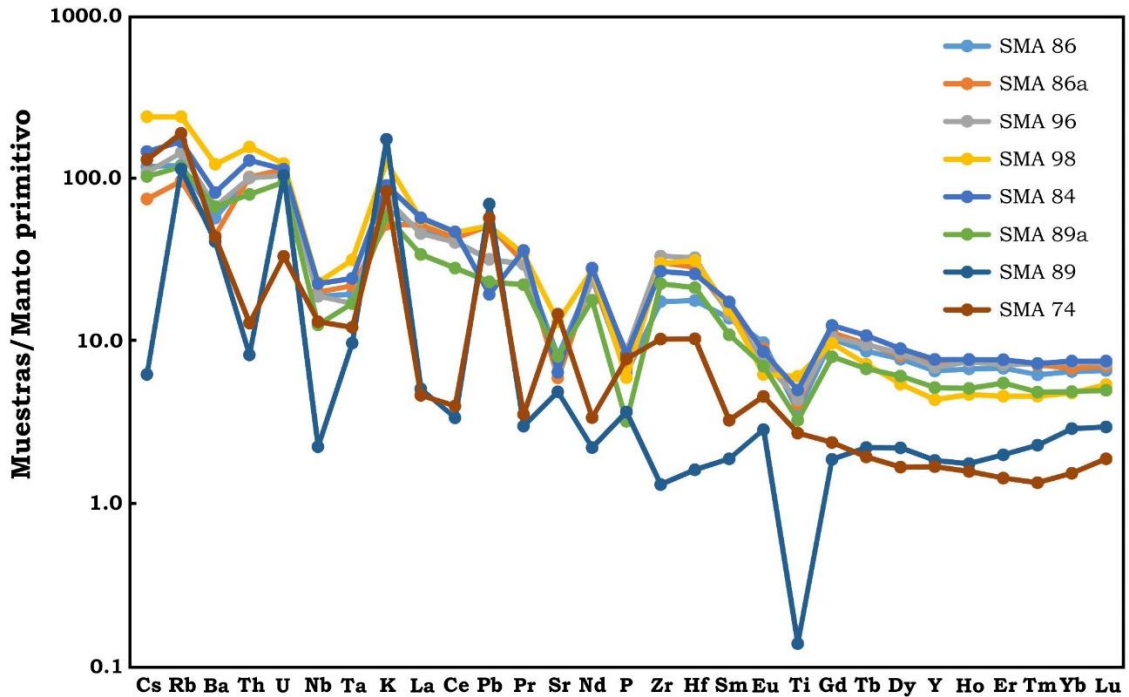


Fig 3.2. Diagrama multielemental de las muestras analizadas normalizadas al manto primitivo de Sun y McDonough (1989)

Con el fin de caracterizar el protolito sedimentario de los gneises sin fusión parcial y las metatexitas, los Large Ion Litosphile Elements (LILE) y High Field Strength Elements (HFSE) fueron normalizados a los valores de Corteza Continental Superior de Rudnick y Gao (2003). Se puede observar que los patrones tanto de las rocas sin fusión parcial como de las metatexitas son similares, caracterizados por bajos contenidos de Pb y Sr, y altos contenidos de Zr y Hf (Fig. 3.3). Por otra parte, todas las muestras presentan un enriquecimiento en tierras raras pesadas excepto la muestra SMA 98, la cual presenta valores similares a los valores de la corteza continental superior para estos elementos (Fig. 3.3).

El patrón de Tierras Raras (REE) normalizado al condrito C1 (Sun y McDonough, 1989) es muy similar para las rocas metasedimentarias sin fusión parcial, las metatexitas y las diatexitas tipo schlieren. La distribución de tierras raras muestra un patrón inclinado causado por mayores contenidos de tierras raras livianas respecto a los contenidos de tierras raras pesadas. La relación La_N/Lu_N varía entre 6.8 y 10.4 con anomalía negativa de Europio ($Eu/Eu^* = 0.50 - 0.80$) (Fig. 3.4).

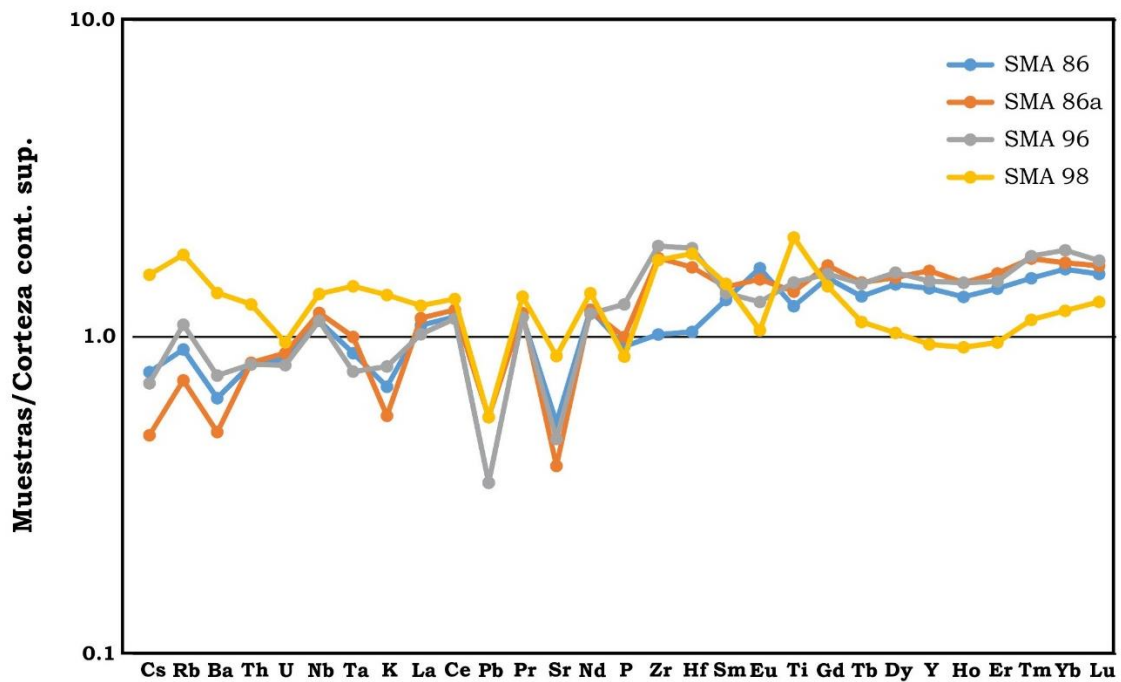


Fig 3.3. Diagrama multielemental de las muestras analizadas normalizadas al valor de Corteza continental superior de Rudnick y Gao (2003)

Por otra parte, el leucosoma y el granito anatécico tienen relaciones La_N/Lu_N entre 1.71 y 2.45 lo que indica un patrón levemente inclinado con menores contenidos de REE pesados. El contenido promedio de REE de estas muestras es 8 veces menor que aquellas de las migmatitas y las rocas sin fusión parcial y muestran una anomalía positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1.50 - 1.65$) (Fig. 3.4). Esta anomalía suele encontrarse en granitoides producto de fusión parcial por la acumulación de feldespatos derivado de fundidos primarios (Sawyer, 2008).

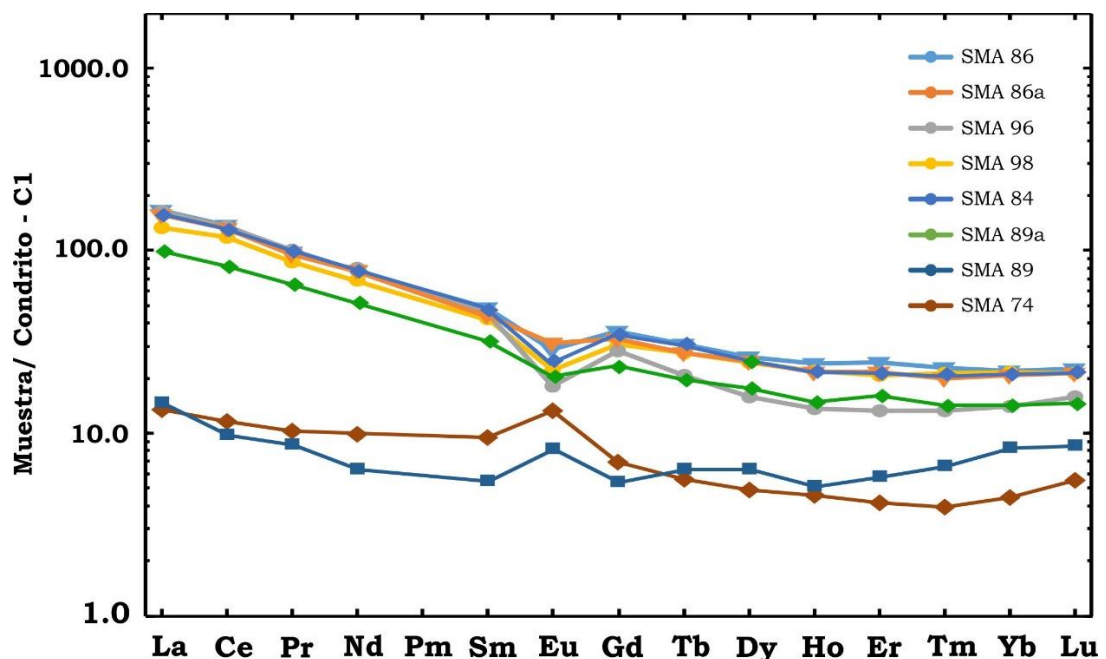


Fig 3.4. Diagrama multielemental de Tierras Raras normalizadas al valor del Condrito C1 de Sun y McDonough (1989).

3.3. Consideraciones sobre el protolito sedimentario

Con objeto de determinar el protolito sobre la base de sus características geoquímicas, se utilizaron los contenidos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas de las rocas metasedimentarias sin fusión parcial y de las metatexitas (muestras 86, 86a, 96 y 98). Se tuvieron en cuenta mayormente los contenidos de HFSE y REE, las cuales son considerados inmóviles durante procesos de meteorización y solo se encuentran enriquecimientos o pérdidas en baja proporción (Cullers et al., 1997; McLennan et al., 1993). De igual manera se utilizaron diagramas de clasificación de elementos mayoritarios teniendo en cuenta que distintos procesos pueden afectar estos elementos y su movilización, por ejemplo, la interacción con fluidos durante el metamorfismo (Rollinson, 1993). Según sus contenidos de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ y K₂O estas rocas son clasificadas como wackes en su mayoría y una muestra (SMA 98) como pelita según la clasificación de Herron, (1988) (Fig. 3.5a).

3.3.1. Contenido relativo de arcillas del protolito

Se utilizó el índice CIA (Nesbitt y Young, 1982), definido como CIA (Chemical Index of Alteration) = $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) * 100$, para intentar calificar el grado de meteorización de las rocas sedimentarias respecto al protolito inalterado, lo cual proporciona una idea de la cantidad relativa de arcillas del protolito. Para calcular CaO*, al no contar con análisis de CO₂ no se pudo corregir la cantidad de Ca en carbonatos, por lo que se asumió que el valor de CaO* = CaO de la muestra si CaO < Na₂O. Si el valor de CaO > Na₂O, entonces se asume que CaO* = Na₂O (Bock et al., 1998; McLennan, 1993). Los valores de CIA de estas rocas varían entre 66 y 68. Estos valores si bien son elevados comparado con el valor de CIA de la corteza superior (CIA=48, Rudnick y Gao, 2003), se encuentran dentro de los valores encontrados para otras referencias tales como PASS (Post Archean Australian Shale; McLennan, (2001) y NASC (North American Shale Composite; Gromet et al., 1984) con valores de 70 y 68 respectivamente. Los valores de CIA indicarían que el protolito de estas muestras no presentaba una cantidad abundante de arcillas, las cuales se

producen por meteorización moderada a intensa, principalmente de feldspatos (Nesbitt y Young, 1982).

Por otra parte, se evaluaron los valores de Th/U, donde valores mayores de 4 son atribuidos a meteorización intensa, donde aumenta la oxidación y se produce pérdida de U, o debido a reciclaje de sedimentos (McLennan et al., 1995). En general, los valores de las muestras analizadas son similares a aquellos de la corteza superior (3.8; Rudnick y Gao, 2003) exceptuando una muestra cuyo valor Th/U es 5.1 (Fig. 3.5c). Esta muestra, junto con la paragénesis rica en aluminio encontrada en algunos esquistos y gneises, evidencia la presencia de un protolito más arcilloso si bien se encuentra en mucha menor proporción que las rocas menos pelíticas.

3.3.2. Madurez del sedimento

Existen numerosos parámetros para determinar la madurez de un sedimento y el tipo de aporte que presentan. Utilizando el diagrama de discriminación de Roser y Korsch (1986) se observa que las muestras analizadas se ubican en el campo de la proveniencia de sedimentos cuarzosos, con dos muestras transicionales con una proveniencia ígnea félsica (Fig. 3.5b). Esto implicaría que mayormente los sedimentos presentan un alto grado de madurez composicional, correspondiendo a cuencas con poca contribución de fuentes magmáticas (Wang et al., 2015). Esto puede observarse en los contenidos de Zr y en las relaciones La/Sc, Th/Sc y Zr/Sc de las muestras SMA 86, SMA 86a y SMA 96, los cuales son elevados respecto a los contenidos promedio de la corteza continental superior (Mader y Neubauer, 2004; McLennan et al., 1990). Asimismo, la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en estas rocas es mayor a 5 lo cual implica madurez y reciclaje de los sedimentos (Roser et al., 1996).

En el caso de las relaciones La/Th vs Hf, todas las rocas analizadas muestran una tendencia hacia el incremento de componentes sedimentarios, lo cual también demuestra un reciclaje de dichos sedimentos (Floyd y Leveridge, 1987) (Fig. 3.5d). También es común en todas las muestras una marcada anomalía negativa de Sr, lo cual implica reciclaje de los sedimentos (Mader y Neubauer, 2004).

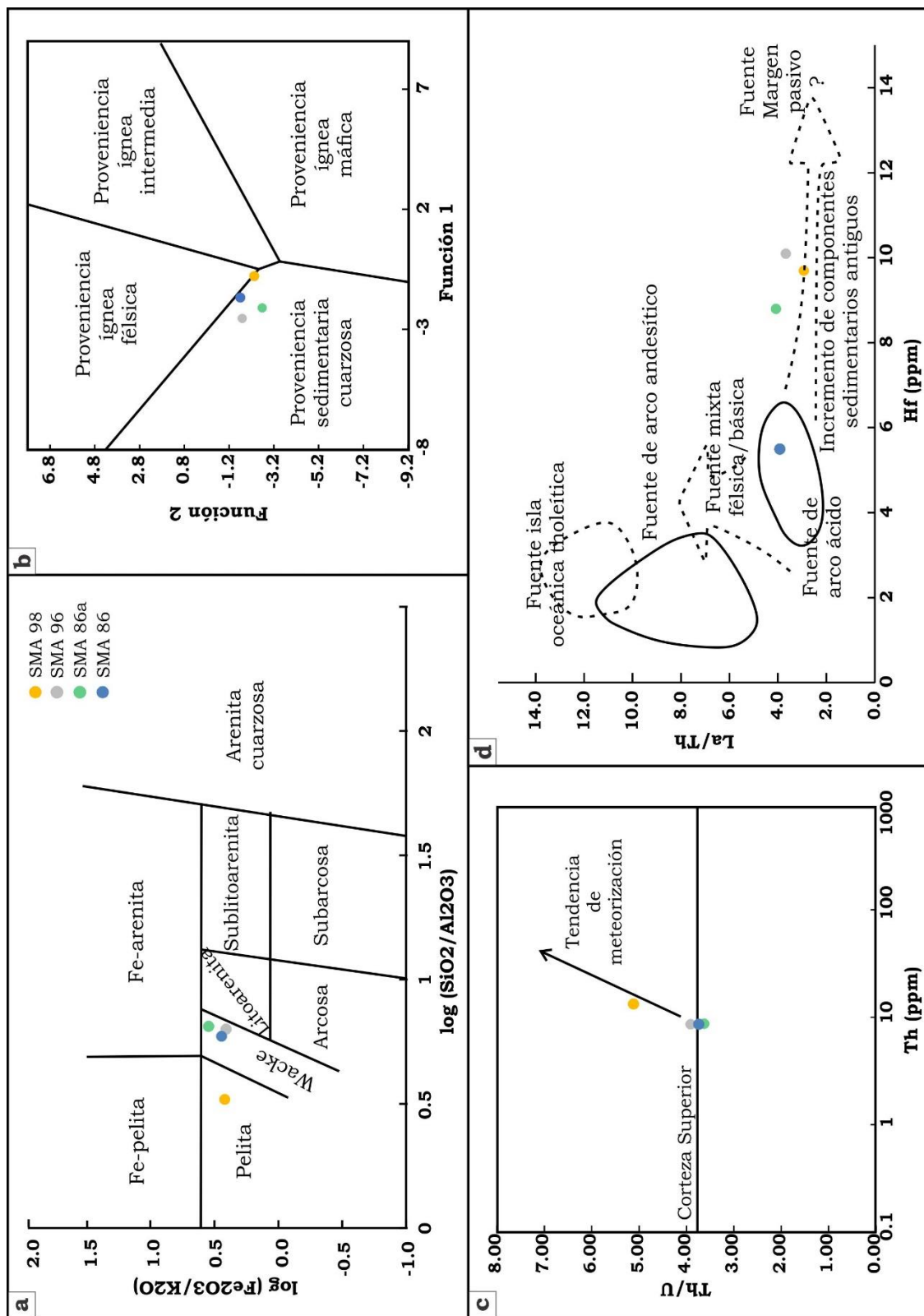


Fig 3.5. Diagramas de discriminación geoquímica para los protolitos de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul a) Clasificación geoquímica de los protolitos de las rocas metasedimentarias según Herron (1988) b) Diagrama de discriminación de proveniencia del protolito de Roser y Korsch, (1986) c) Gráfico de Th/U versus Th para los metasedimentos mostrando variaciones en meteorización (McLennan et al., 1995) d) Diagrama de discriminación La/Th versus Hf para fuentes y composiciones de rocas arenosas (Floyd y Leveridge, 1987)

La muestra SMA 98, presenta valores por debajo de aquellos característicos de la corteza continental promedio en las relaciones La/Sc y Th/Sc. Asimismo, muestra valores elevados de Sc, Ni y V, y una relación SiO₂/Al₂O₃ de 3.2. Esto podría indicar que el protolito sedimentario de esta muestra es una roca inmadura desde el punto de vista composicional, con un mayor aporte de rocas ígneas de composición máfica o bien, con un menor grado de reciclaje (Mader y Neubauer, 2004; McLennan et al., 1990; Roser y Korsch, 1986). Estas características, junto con la clasificación de Herron (1988) podrían indicar que el protolito que dio origen a la muestra SMA 98 correspondería a una facies más pelítica. Esto se ve también reflejado en la mineralogía de la muestra con abundantes biotitas y la presencia de cordierita.

3.4. Comparación entre los granitos anatéticos y los granitos devónicos

Con fines comparativos se analizaron los elementos mayoritarios de las rocas producto de anatexis del Complejo Colohuincul con los granitos devónicos aflorantes en el área de San Martín de los Andes en los alrededores del Lago Lácar (Tabla 3.2). En la clasificación química TAS (Total alkali – silica; Le Maitre et al., 2002), las muestras analizadas ocupan los campos correspondientes a sienogranitos (SMA 89a), granodioritas (muestras, AB 155 y AB 157A), tonalitas (SMA 74, AB 154 y AB 12) y diorita (AB 152). Todas las rocas se ubican dentro del campo subalcalino (Irvine y Baragar, 1971) (Fig. 3.6).

	Granitoides anatéticos				Granitoides devónicos		
	SMA 89	SMA 74	AB 155¹	AB 157A¹	AB 152¹	AB 12¹	AB 154¹
SiO₂	75.54	62.06	66.04	65.06	54.95	60.44	61.32
Al₂O₃	13.88	16.35	18.63	14.34	17.61	16.42	15.12
Fe₂O₃	0.22	5.77	2.99	7.76	9	7.33	6.41
MgO	0.07	2.51	0.71	2.75	3.94	2.99	3.44
CaO	0.99	4.42	3.4	2.78	6.61	5.63	5.72
Na₂O	2.93	2.64	4.51	2.13	2.23	2.34	2.35
K₂O	5.27	2.51	2.04	2.16	2.22	2.24	2.75
TiO₂	0.03	0.59	0.291	0.972	0.94	0.714	0.593
P₂O₅	0.08	0.17	0.106	0.025	0.272	0.204	0.152
MnO	<0.01	0.08	0.058	0.132	0.167	0.117	0.105
LOI	0.8	2.7	0.64	1.00	1.18	1.06	1.06
Sum	99.84	99.81	99.415	99.109	99.119	99.485	99.02

Tabla 3.2. Resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios para los granitoides. (1) Valores tomados de Varela et al. (2015). Valores en % en peso

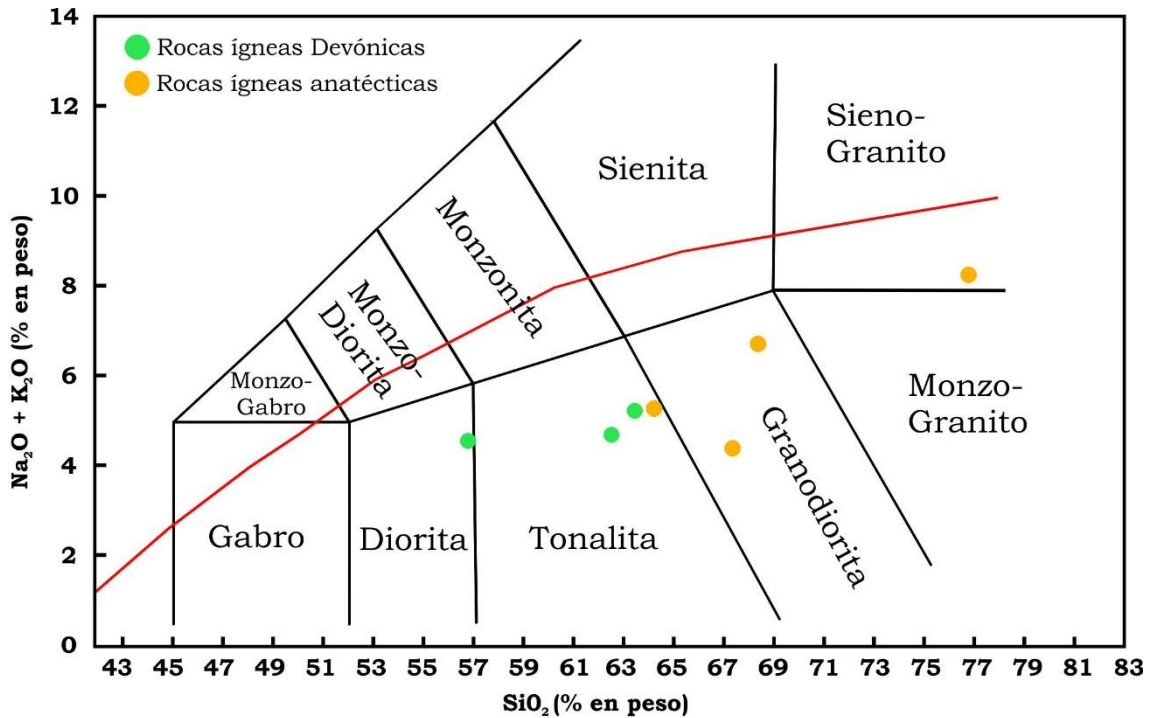


Fig 3.6. Diagrama de clasificación química TAS (Le Maitre et al., 2002) utilizando los valores geoquímicos correspondientes a las muestras de la tabla 3.2

Se observó que según los índices de Shand (1943) ($ASI = Al_2O_3 / CaO - 1.67 P_2O_5 + Na_2O + K_2O$ con corrección de fósforo de Zen, 1988) se diferencian en dos grupos, los granitoides devónicos corresponden a rocas metaluminosas mientras que los granitos derivados de fusión parcial se ubican en el campo de las rocas peraluminosas (Fig. 3.7).

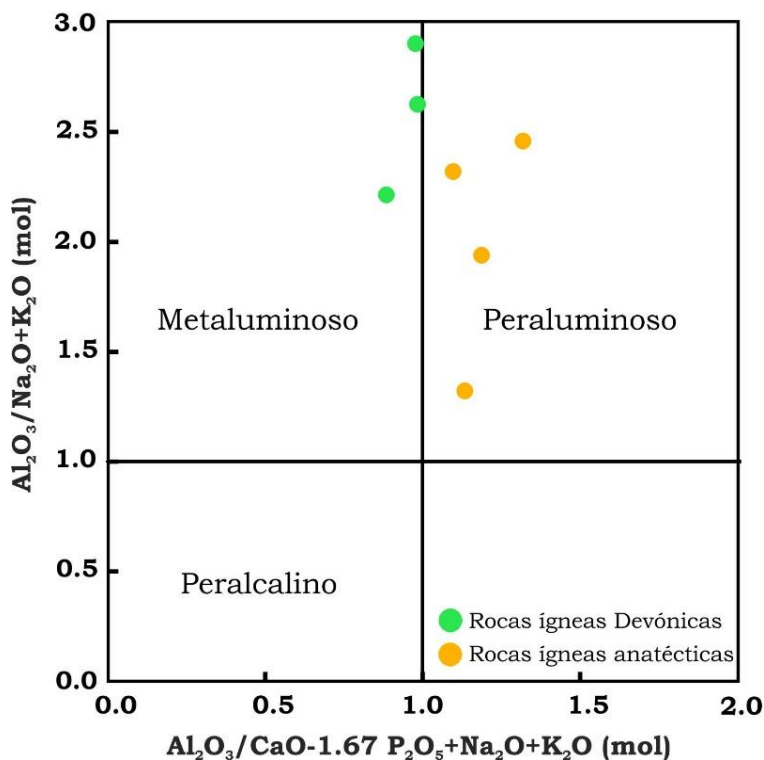


Fig 3.7. Diagrama con índices de discriminación de Shand (1943). Valores geoquímicos correspondientes a las muestras de la tabla 3.2

Observando los diagramas de variación, se puede apreciar que en referencia a los contenidos de SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 y MnO hay diferencias entre los granitoides devónicos y los granitoides anatéticos. En primer lugar, existe una tendencia a mayores contenidos de SiO_2 en los granitos anatéticos, mientras que en los contenidos de MgO y Fe_2O_3 hay una tendencia opuesta, presentando mayores valores de MgO , Fe_2O_3 y MnO los granitoides devónicos respecto a aquellos resultantes de la fusión parcial de rocas metamórficas (Fig. 3.8). En el caso de los álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), se observa que los granitoides devónicos muestran menores contenidos de estos óxidos respecto a los granitos anatéticos (Fig. 3.8).

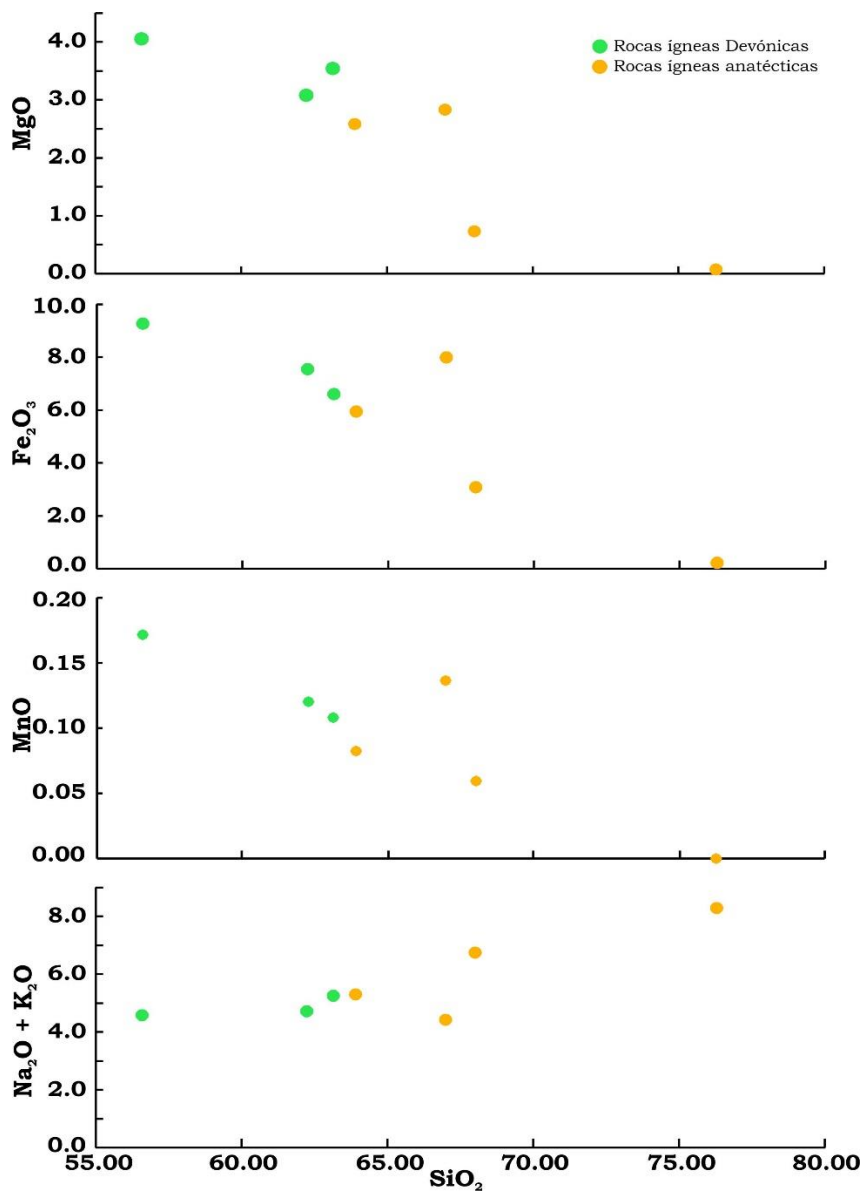


Fig 3.8. Diagrama de variación de elementos mayoritarios versus SiO_2

3.5. Bibliografía

- Bock, B., McLennan, S.M., Hanson, G.N., (1998). Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *Sedimentology* 45, 635-655.
- Cullers, R.L., Bock, B., Guidotti, C., (1997). Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: Redistribution of the rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 1847-1861.
- Floyd, P.A., Leveridge, B.E., (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society* 144, 531-542.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., (1984). The North American Shale Composite: Its compilations, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta Cosmochim. Acta* 48, 2469-2482.
- Herron, M.M., (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research* 58, 820-829.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Mader, D., Neubauer, F., (2004). Provenance of Palaeozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): Petrographic and geochemical indicators. *International Journal of Earth Sciences* 93, 262-281.
- McLennan, S.M., (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2.
- McLennan, S.M., (1993). Weathering and Global Denudation. *The Journal of Geology* 101, 295-303.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *GSA Special Paper* 284, 21-40.
- McLennan, S.M., Hemming, S.R., Taylor, S.R., Eriksson, K.A., (1995). Early

- Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1153-1177.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2015-2050.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 21, 715-717.
- Rollinson, H.R., (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology* 94, 635-650.
- Rudnick, R., Gao, S., (2003). Composition of the continental crust, en: Rudnick, R. (Ed.), *Treatise on Geochemistry, Volume 3*. Elsevier, p. 659.
- Sun, S., McDonough, W.F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.
- Varela, R., Gregori, D.A., González, P.D., Basei, M.A.S., (2015). Caracterización geoquímica del magmatismo Devónico y Carbonífero-Pérmico en el Noroeste de Patagonia, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72, 419-432.
- Wang, C., Zhang, L., Dai, Y., Lan, C., (2015). Geochronological and geochemical constraints on the origin of clastic meta-sedimentary rocks associated with the Yuanjiacun BIF from the Lüliang Complex, North China. *Lithos* 212-215, 231-246.
- Zen, E., (1988). Phase Relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Reviews of Earth Planetary Science* 16, 21-51.

Capítulo 4

Estimación de condiciones P-T para el Complejo Colohuincul

4.1. Paragénesis minerales

A continuación, se presenta un cuadro a modo de resumen con las paragénesis minerales de las rocas metamórficas correspondientes al Complejo Colohuincul que se encuentran en los alrededores del Lago Lácar.

Protolito	Roca		Paragénesis del pico metamórfico	Paragénesis retrógrada	Comentarios
Sedimentario	Esquistos	con And	Bt + Ms + Qtz + Pl + Tur + And + Crd	Chl + Ser	And y Crd como porfiroblastos
		con Sil	Qtz + Pl + Bt + Crd + Sil + Ilm ± Ms ± Kfs ± Tur ± Gr	Chl + Ser Porfiroblasto postectónico de Ms	En una muestra se encontró un cristal de andalusita
	Granofels		Qtz + Pl + Bt + Crd ± Sil (fibrolita) ± Kfs	Chl + Ser Porfiroblasto postectónico de Ms	
			Qtz + Pl + Bt + Grt	Chl + Ep	Poiquiloblastos de Grt con inclusiones de Qtz y Bt
			Qtz + Pl + Ms + Grt + Sil + Crn		Porfiroblastos de Grt con inclusiones de Sil
	Gneises		Bt + Crd + Qtz + Pl + Kfs + Sil	Ms	Porfiroblastos sintectónicos de Crd
	Migmatitas	Paleosoma	Qtz + Pl + Bt + Ms + Crd ± Sil (fibrolita) ± Kfs	Chl + Ser	
		Melanosoma	Bt ± Crd		
		Leucosoma	Qtz + Pl + Kfs + Bt ± Ms		En diatexitas tipo <i>schollen</i> el Kfs es microclino
	Ígneo	Anfibolitas		Bt + Anf + Pl + Qtz + Grt	Chl + Ep + Prh
			Bt + Hbl + Grt + Pl + Qtz	Act + Chl + Ep	Porfiroblastos sintectónicos de Grt
Metavulcanita			Bt + Grt + Pl + Qtz + Ms		Plagioclasas como fenocristales relicticos. Porfiroblastos de Grt y Bt

4.2. Estimación de condiciones P-T según reacciones minerales

Se realizó una primera aproximación a las condiciones de presión y temperatura considerando las asociaciones minerales de las rocas metamórficas de protolitos sedimentarios.

Como se mencionó anteriormente, los esquistos, gneises y granofels predominantes en la región, presentan una paragénesis metamórfica de Qtz + Pl + Bt + Crd + Sil (fibrolita) + Ilm ± Ms ± Kfs ± Gr. Las reacciones metamórficas que podrían haber dado lugar a esta paragénesis son las siguientes:

1. $\text{Chl} + \text{Ms} = \text{Crd} + \text{Bt} + \text{And} + \text{H}_2\text{O}$ (Spear, 1993)
2. $\text{And} = \text{Sil}$ – Transformación de andalusita a silimanita por aumento de temperatura

Posibles reacciones prógradas, no reconocidas en asociación mineral

Por otra parte, la paragénesis mineral Bt + Crd + Sil + Qtz ± Ms ± Grt ha sido reportada para una temperatura y presión de 625 °C y 2 kbar (Spear, 1993). Sin embargo, la presencia de migmatitas en la zona de estudio responde a reacciones de fusión parcial, con temperaturas mayores al *solidus*. Las reacciones de fusión parcial que podrían haber ocurrido según la asociación mineral presente son:

3. $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Crd} + \text{Fundido}$ (Yardley y Barber, 1991)
4. $\text{Bt} + \text{Pl} + \text{Sil} + \text{Qtz} = \text{Crd} + \text{Kfs} + \text{Fundido}$ (Le Breton y Thompson, 1988)
5. $\text{Bt} + \text{Pl}_1 + \text{Als} + \text{Qtz} = \text{Crd} + \text{Pl}_2 (\pm \text{Kfs}) + \text{Fundido}$ (Brown, 2008)

Las reacciones son similares y se diferencian en la presencia de H₂O libre al momento de la reacción y la participación de la plagioclasa. La reacción 3 se encuentra definida para el sistema KFMASH en un rango de temperatura entre 650° y 750 °C y una presión entre 4 y 5.5 kbar. Para el sistema KFMASHTO considerando Ti y Fe⁺³, el equivalente de esta reacción sería: Bt + Sil + Mt + Qtz = Crd + Kfs + Spl + Ilm + Fundido (White et al. 2007) a una presión de 5.5 kbar y alrededor de 800°C, o a temperaturas menores con presencia de H₂O en el sistema.

4.3. Modelado de las condiciones P-T de la fusión parcial

Como se ha mencionado en el capítulo 2, uno de los tipos litológicos predominantes en la zona de estudio son las migmatitas. El cálculo de las condiciones de P-T basado en modelos termodinámicos para estas rocas es complejo. La principal dificultad reside en que es común durante la anatexis que se produzca migración de elementos químicos en el fundido causando que la composición química final difiera de la del protolito original (Brown, 2007; White y Powell, 2002; White, 2008). Este proceso, resulta en una complicación al momento de determinar la composición del protolito original a fin de lograr un modelo adecuado para una migmatita.

Por otra parte, hallar rocas sin evidencias de fusión parcial aparente (por ejemplo, con ausencia de leucosomas) no significa que éstas no hayan sido afectadas por los procesos de fusión parcial (White, 2008). Para lograr la movilización y consecuente acumulación de fundido, es necesario contar con un porcentaje de fundido de más de ~7 % en volumen (MCT: *melt connectivity transition*; Brown, 2008; Brown, 2013; Rosenberg y Handy, 2005) Esto implica que rocas cuyo porcentaje de fusión parcial haya sido menor al valor de conectividad de fundido (MCT) presentan microleucosomas que permanecen *in situ* en la roca sin alterar su aspecto general.

La baja proporción de fusión parcial o la fusión parcial incipiente, puede quedar evidenciada en las rocas mediante microestructuras (Holness, 2008). Algunas de las más confiables incluyen: cristales con cúspides y bordes puntiagudos de cuarzo, plagioclasa o feldespato potásico rodeados por granos engolfados (Vernon, 2011); film” de plagioclasa o cuarzo en bordes de granos representando la cristalización a partir de antiguo fundido (Sawyer, 2001; Vernon, 2011); formas redondeadas como inclusiones y cristales engolfados (por ejemplo biotita u ortopiroxeno), que implica la participación de dichos minerales como reactantes en reacciones de fusión (Sawyer, 2001, 2008).

Por las condiciones enumeradas previamente, para el cálculo de las pseudosecciones se utilizó la composición química de la muestra SMA 23-2. La roca es un esquisto de grano medio, con una foliación espaciada penetrativa (que se asigna a S₂) dada por la alternancia de bandas lepidoblásticas de biotita y silimanita con microlitones de cuarzo y plagioclasa. Esta foliación se encuentra crenulada por una fase de plegamiento posterior (F₃). La asociación

mineral de la roca está dada por Qtz + Pl + Bt + Sil + Ilm + Crd. Si bien la roca no es una migmatita, presenta microestructuras que evidencian la presencia de fundido en la roca, dentro de las cuales se pueden mencionar la presencia de cristales de plagioclasa formados en bordes de granos, así como cristales de cuarzo y plagioclasa rodeando cristales de biotita con bordes redondeados (Fig. 4.1 a-c). También se observa que cristales de cordierita con coronas de plagioclasa anhedral, la cual presenta engolfamientos con cristales de cuarzo (Fig. 4.1 c-d). Estas coronas pueden ser explicadas como una reacción inversa a aquella que originó el fundido, entre los cristales peritéticos de cordierita y el fundido en enfriamiento (Brown, 2002; Vernon, 2011). Además, la roca presenta un elevado porcentaje modal de biotita y una baja proporción de cordierita, lo que podría indicar que se encuentra en la etapa inicial de los procesos de fusión parcial y que por lo tanto la generación de fundido sería incipiente (Sawyer, 2008).

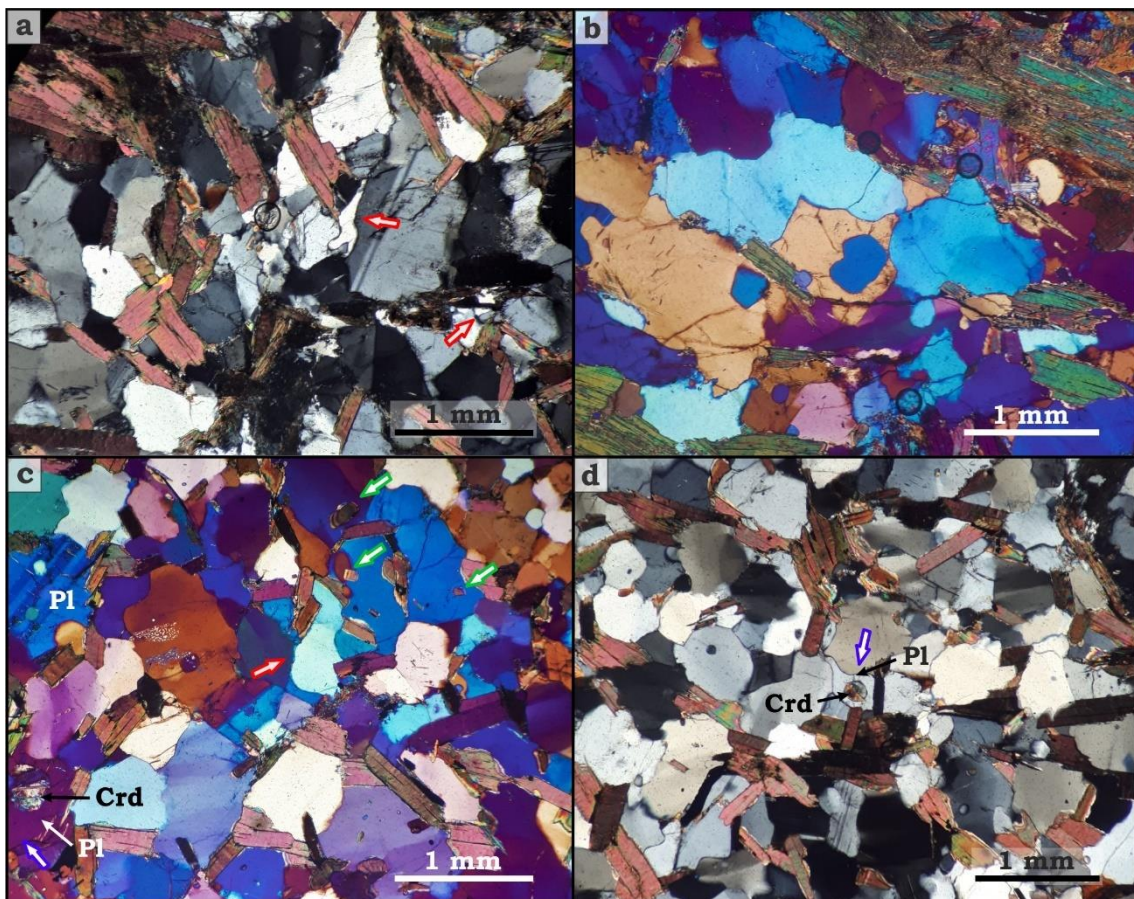


Fig. 4.1. Fotomicrografías mostrando las microestructuras que evidencian la presencia de fusión parcial incipiente en la muestra SMA 23-2. a) Flechas rojas mostrando cristales de cuarzo creciendo en bordes de granos con formas cuspidas y engolfadas. b) Fotomicrografía con lámina de $1/4\lambda$ que muestra cristales en continuidad óptica. En color amarillo, cristal de plagioclasa de mayor tamaño, englobando cristales de cuarzo de formas redondeadas (azul). Los contactos entre los bordes de plagioclasa y cuarzo

(celeste) son lobulados. c) La flecha roja muestra un cristal de plagioclasa creciendo como un *film* entre los contactos de los cristales. La flecha azul muestra un cristal de cordierita con corona de plagioclasa y las flechas verdes muestran cristales de biotita redondados como inclusiones en cuarzo y plagioclasa. d) Cristal de cordierita rodeado por una corona de plagioclasa (Flecha azul). En el margen izquierdo de la microfotografía se observan también cristales de biotita redondeados como inclusiones.

En vista de las microestructuras que evidencian procesos de fusión parcial en la roca y, si la generación de fundido no alcanzó al MCT y por tanto no alcanzó a moverse, esta muestra no habría experimentado pérdida considerable de elementos químicos por movilización en el fundido. Por lo tanto, la composición química de esta roca puede ser considerada como equivalente a la composición química previa a la fusión parcial (Sawyer, 2008).

4.3.1. Cálculo de pseudosecciones

Para el cálculo de presión y temperatura se confeccionaron pseudosecciones con el programa Theriak-Domino (De Capitani y Petrakakis, 2010) con la base de datos de Holland y Powell, (1998) en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}_2$ (NCKFMASH_TO). Los modelos de soluciones sólidas utilizados fueron los siguientes: Plagioclasa (Holland y Powell, 2003); Granate, Biotita y Fundido (White et al., 2007); Clorita (Mahar et al., 1997); Mica blanca (Coggon y Holland, 2002); Ilmenita (White et al., 2000); Magnetita y Ortopiroxeno (White et al., 2002); Estauroлита, Cordierita y Epidoto (Holland y Powell 1998). Además, para el recálculo de los componentes se realizó la corrección del contenido del CaO por Ca en apatita y se tomó en cuenta la presencia de ilmenita en la muestra para realizar la corrección de la proporción de hierro ferroso y férrico presente en la muestra (Diener y Powell, 2010).

Considerando que el rango de presión y temperatura en el cual se realizó la pseudosección se extiende desde condiciones subsolidus en alto grado a condiciones suprasolidus (1-6 kbar y 600°-900 °C), se estimó el contenido de H_2O necesario para saturar la muestra a 4 kbar, valor que se usó para construir la pseudosección P-T. Para calcular este valor se construyó un diagrama T- XH_2O a 7 kbar, considerando las correcciones anteriormente mencionadas (Fig. 4.2).

El gráfico de la figura 4.2 se construyó a una presión de 7 kbar que es mayor a la inferida por la paragénesis de la roca, y así garantizar la saturación en agua

a presiones menores. En el eje x se muestra la variación del contenido de H₂O desde X = 0, las cuales son condiciones anhidras a X = 1, cantidad suficiente para saturar las asociaciones subsolidus. La intersección de la línea de saturación de H₂O y la línea correspondiente al solidus indica la cantidad de agua necesaria para saturar la muestra en las condiciones deseadas. La intersección se encuentra a XH₂O = 0.70, lo cual corresponde a un valor de 6.4 Moles de H₂O.

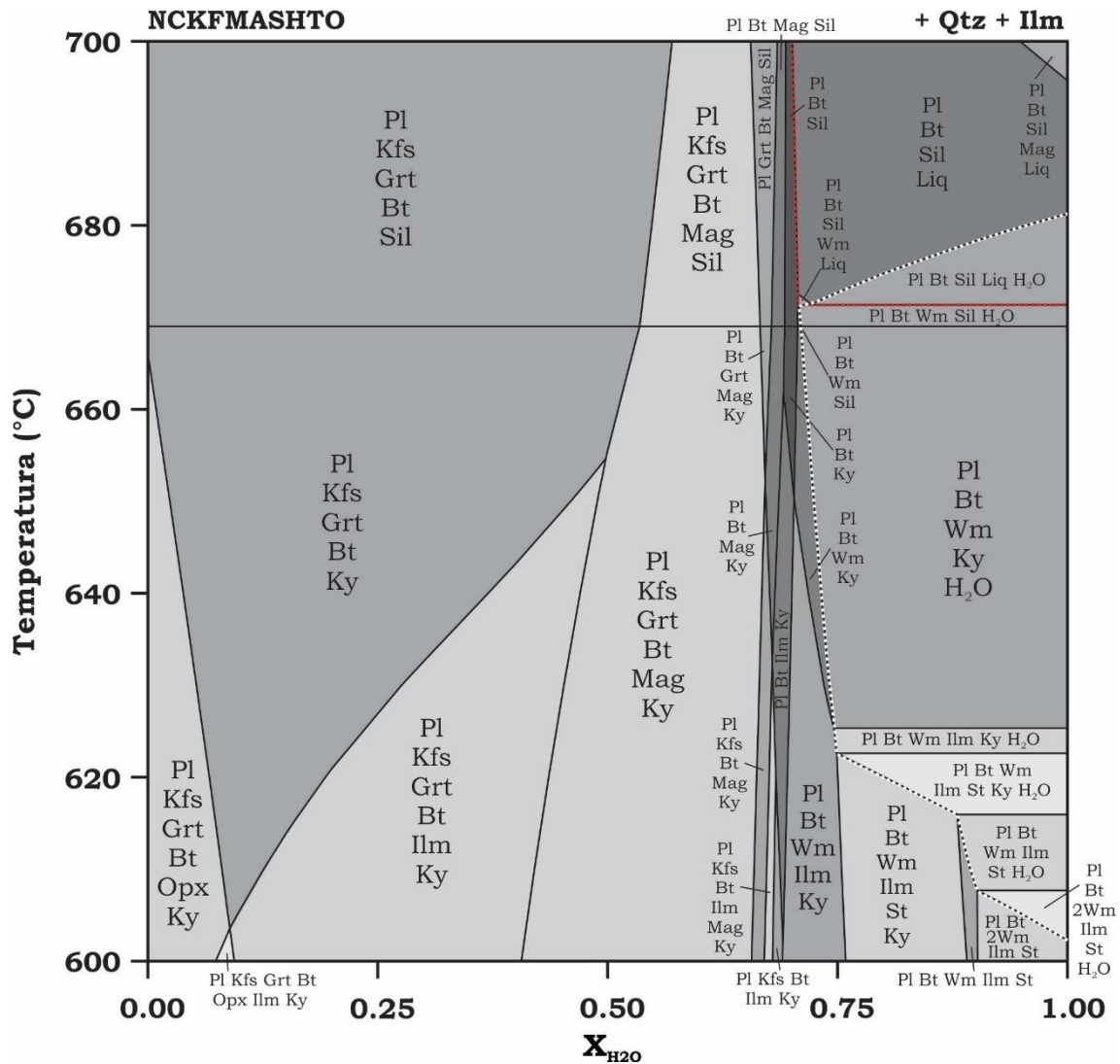


Fig. 4.2. Pseudosección T-XH₂O calculada a 7kbar considerando la composición química de la muestra SMA 23-2. En línea roja punteada se muestra la línea del solidus y en línea blanca punteada, la línea de saturación de H₂O. Abreviaturas minerales: Biotita (Bt); Cuarzo (Qtz); Plagioclasa (Pl); Granate (Grt); Ortopiroxeno (Opx); Ilmenita (Ilm); Magnetita (Mag); Silimanita (Sil); Cianita (Ky); Mica blanca (Wm); Estauroлита (St); Fundido (Liq).

Para estimar las condiciones de presión y temperatura de la anatexis para esta muestra, se contruyó una pseudosección P-T. La misma se construyó en un

rango de presión entre 1 y 6 kbar, y entre 600 y 900°C (Fig. 4.3). Esta pseudosección representa los campos de estabilidad de las asociaciones minerales en equilibrio posibles para la composición química de la roca.

Se observa que la presión a la cual es estable la paragénesis observada (Qtz + Pl + Bt + Sil + Ilm + Crd + fundido), la cual se encuentra limitada en temperatura mínima por el comienzo de la fusión parcial. Este campo se encuentra en un rango de presión entre 3 y 4.1 kbar y de temperatura entre 663° y 710°C (Fig. 4.3)

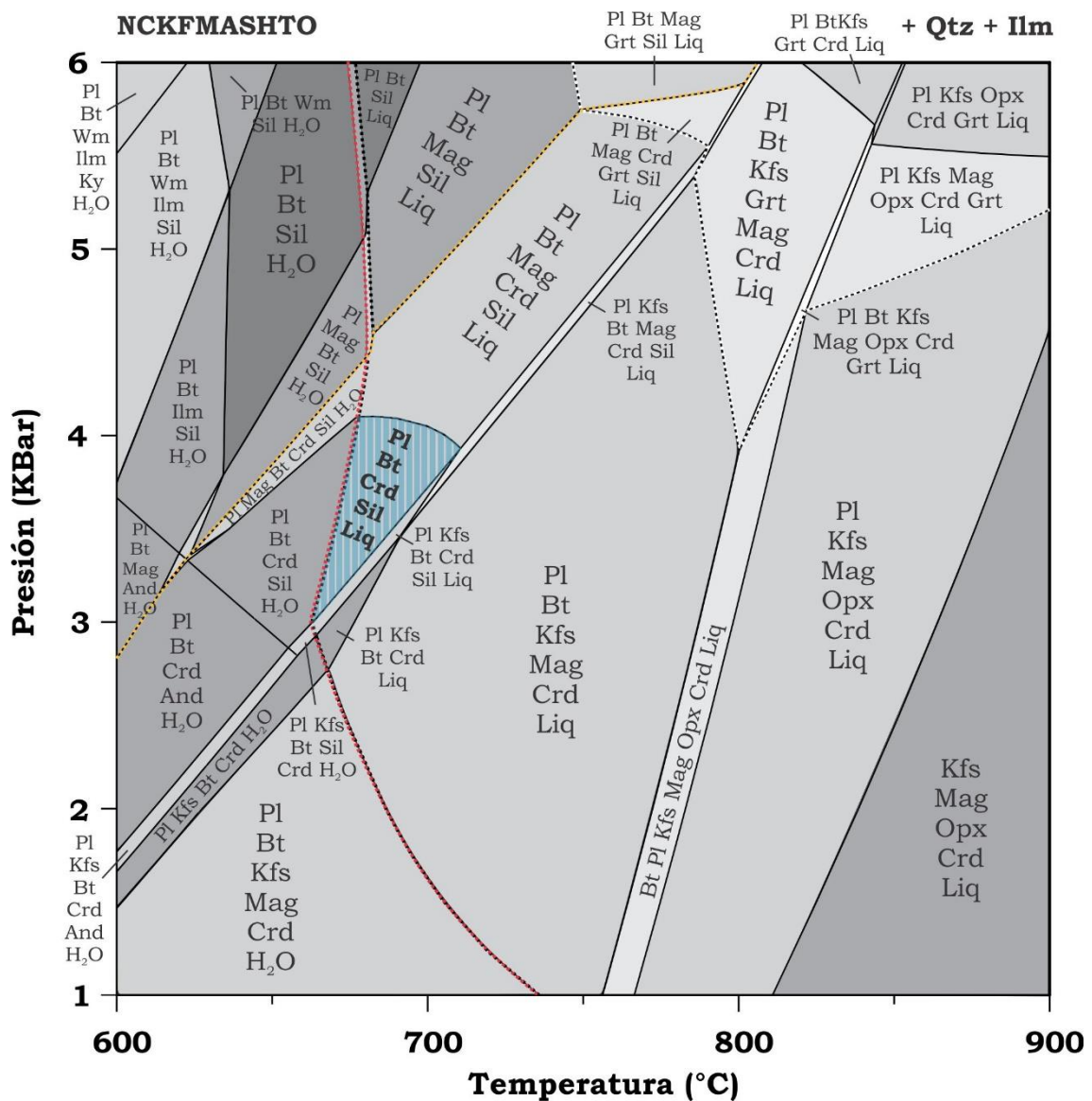


Fig. 4.3. Pseudosección P-T calculada. En líneas punteadas, línea de saturación de agua (roja), *solidus* (negra), aparición de la cordierita (naranja) y aparición del granate (blanca). Entre la línea de saturación de H₂O y la línea del *solidus* coexisten H₂O libre y una fase fundida. Abreviaturas minerales en Fig. 4.2, Andalusita (And). En sombreado celeste se marca el campo que presentan la paragénesis observada en la muestra.

4.3.2. Química mineral

Para esta muestra, se realizaron además análisis de química mineral en cristales de biotita y en plagioclasas. Debido a la intensa alteración pinnítica de la cordierita, estos cristales no pudieron ser analizados satisfactoriamente. Dichos análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba (Argentina) con una microsonda JEOL modelo Superprobe JXA-8230. Las condiciones de análisis fueron 15 kv de aceleración de corriente y 10 a 20 nA de intensidad de corriente. Se analizaron los siguientes estándares sintéticos y naturales para los cristales de biotita: topacio para F; albita para Na₂O; MgO para MgO; anortita para SiO₂, Al₂O₃ y CaO; baritina para BaO; ilmenita para TiO₂; pirolusita para MnO; hematita para FeO; ortoclasa para K₂O y sodalita para Cl. Para los cristales de plagioclasa se utilizaron los siguientes estándares: albita para Na₂O; anortita para Al₂O₃ y CaO; diópsido para SiO₂; baritina para BaO; hematita para FeO; ortoclasa para K₂O, libethenita para P₂O₅ y celestina para SrO. Los resultados de estos análisis se presentan en tabla 4.1 y 4.2

Las biotitas analizadas son de coloración marrón-rojizas y definen la foliación S₂. Presentan contenidos de SiO₂ entre 33.65 y 34.83%, FeO entre 18 y 19.9% y MgO entre 8.0 y 8.6% (Tabla 4.1), y se ubican en el campo de las siderofilitas según las clasificaciones de Guidotti (1984) y Deer et al. (1992) (Fig. 4.4).

Los cristales de plagioclasa analizados presentan una variación en su composición de XNa entre 0.70 y 0.78 (Tabla 4.2). Estos cristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales excepto un cristal que presenta una forma redondeada y se encuentra incluido en un cristal de cuarzo de mayor tamaño.

	C1 Bt 1	C1 Bt 3	C1 Bt 4	C2 Bt 9	C2 Bt11	C2 Bt12	C2 Bt13	C3 Bt 16
SiO ₂	34.42	34.04	33.71	34.3	34.56	34.83	33.65	34.47
TiO ₂	3	3.1	2.61	3.15	2.53	2.55	2.56	2.47
Al ₂ O ₃	18.91	19.02	19.42	18.95	19.53	19.34	19.45	19.38
FeO	19.68	18.46	19.16	19.94	19.73	18.02	18.74	18.94
MnO	0.2032	0.2863	0.2257	0.3384	0.2558	0.1509	0.1657	0.2109
MgO	8.01	8.14	8.37	7.99	8.45	8.59	8.42	8.39
CaO	0.0056	0.004	0	0.02	0.0115	0.038	0	0.0224
BaO	0.2406	0.263	0.5031	0.2614	0.5903	0.1318	0.1972	0.3067
Na ₂ O	0.3014	0.2742	0.2747	0.3932	0.2364	0.2019	0.2398	0.2926
K ₂ O	8.81	8.81	8.74	8.88	8.74	8.63	8.58	8.71
F	0.1278	0.283	0.0509	0.5853	0	0.0772	0.3319	0.076
Cl	0.0899	0.0912	0.0975	0.0904	0.0608	0.0718	0.0983	0.0634
O eq	0.0741	0.13974	0.04343	0.26684	0.01372	0.04871	0.16193	0.04631
Total	93.7985	92.7717	93.1619	94.8987	94.6948	92.6316	92.4329	93.332
Fórmula estructural (22 oxígenos)								
Si	5.35652	5.34237	5.28182	5.31844	5.32382	5.41588	5.29981	5.36206
Ti	0.35123	0.36602	0.30766	0.36745	0.2932	0.2983	0.30333	0.28906
Al	3.46832	3.51812	3.58616	3.46302	3.54575	3.54428	3.61036	3.55304
Fe ²⁺	2.56133	2.42295	2.51066	2.58573	2.54182	2.34336	2.46838	2.46399
Mn	0.02678	0.03806	0.02995	0.04444	0.03338	0.01987	0.0221	0.02779
Mg	1.85829	1.90449	1.95506	1.84691	1.94051	1.99121	1.97695	1.94563
Ca	0.00093	0.00067	0	0.00332	0.0019	0.00633	0	0.00373
Ba	0.01467	0.01618	0.03089	0.01588	0.03563	0.00803	0.01217	0.0187
Na	0.09094	0.08344	0.08345	0.11821	0.07061	0.06087	0.07323	0.08825
K	1.74907	1.76392	1.74701	1.75656	1.71759	1.71193	1.72393	1.72849
F	0.0629	0.14047	0.02522	0.28702	0	0.03796	0.16532	0.03739
Cl	0.02371	0.02426	0.02589	0.02376	0.01587	0.01892	0.02624	0.01671
OH calc (apfu)	3.91339	3.83527	3.94889	3.68922	3.98413	3.94311	3.80844	3.9459
H ₂ O calc (wt%)	3.76671	3.66044	3.77512	3.5639	3.87405	3.79844	3.62204	3.79959
Total corregido	97.5652	96.4321	96.937	98.4626	98.5688	96.43	96.0549	97.1316
XMg	0.42046	0.4401	0.43779	0.41666	0.43292	0.45938	0.44472	0.44122

Tabla. 4.1. Análisis químicos de microsonda electrónica para las biotitas analizadas. Cálculo de fórmula estructural en base a 22 oxígenos.

	C1 PI 1	C1 PI 2	C1 PI 5	C1 PI 7	C2 PI 9	C2 PI 10	C2 PI 11	C2 PI 12	C2 PI 14	C3 PI 15
SiO ₂	60.84	59.83	60.45	59.99	60.98	60.39	59.55	60.29	59.06	59.55
Al ₂ O ₃	23.85	24.52	24.37	24.4	23.88	24.77	24.89	24.46	25.24	25.26
FeO	0	0.0909	0.039	0	0.1234	0.039	0	0.013	0.0065	0.065
CaO	4.4	4.91	5.22	5.3	4.21	5.42	5.48	4.89	5.9	6.12
BaO	0.0391	0	0.1213	0.0078	0.0039	0.0352	0.1331	0.0509	0.047	0
SrO	0	0.0053	0	0	0.0583	0	0.1062	0.0743	0	0
P ₂ O ₅	0.1219	0.1326	0.117	0.1123	0.1924	0.1357	0.1278	0.153	0.1229	0.0887
Na ₂ O	8.89	8.7	8.6	8.43	8.69	8.22	8.2	8.6	8.08	8.15
K ₂ O	0.0391	0.0726	0.0314	0.0867	0.0902	0.0823	0.0725	0.0542	0.0465	0.0941
Total	98.1801	98.2614	98.9487	98.3268	98.2282	99.0922	98.5596	98.5854	98.5029	99.3278
Fórmula estructural (8 oxígenos)										
Si	2.742	2.702	2.713	2.707	2.745	2.703	2.686	2.712	2.666	2.668
Al	1.267	1.305	1.289	1.298	1.267	1.306	1.323	1.297	1.343	1.334
Fe ²⁺	0.000	0.003	0.001	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Ca	0.212	0.238	0.251	0.256	0.203	0.260	0.265	0.236	0.285	0.294
Ba	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000
P	0.005	0.005	0.004	0.004	0.007	0.005	0.005	0.006	0.005	0.003
Na	0.777	0.762	0.748	0.738	0.758	0.713	0.717	0.750	0.707	0.708
K	0.003	0.006	0.003	0.008	0.008	0.007	0.006	0.005	0.004	0.008
XNa	0.78	0.76	0.75	0.74	0.78	0.73	0.73	0.76	0.71	0.70
XCa	0.21	0.24	0.25	0.26	0.21	0.27	0.27	0.24	0.29	0.29
XK	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01

Tabla. 4.2. Análisis químicos de microsonda electrónica para las plagioclasas analizadas. Cálculo de fórmula estructural en base a 8 oxígenos.

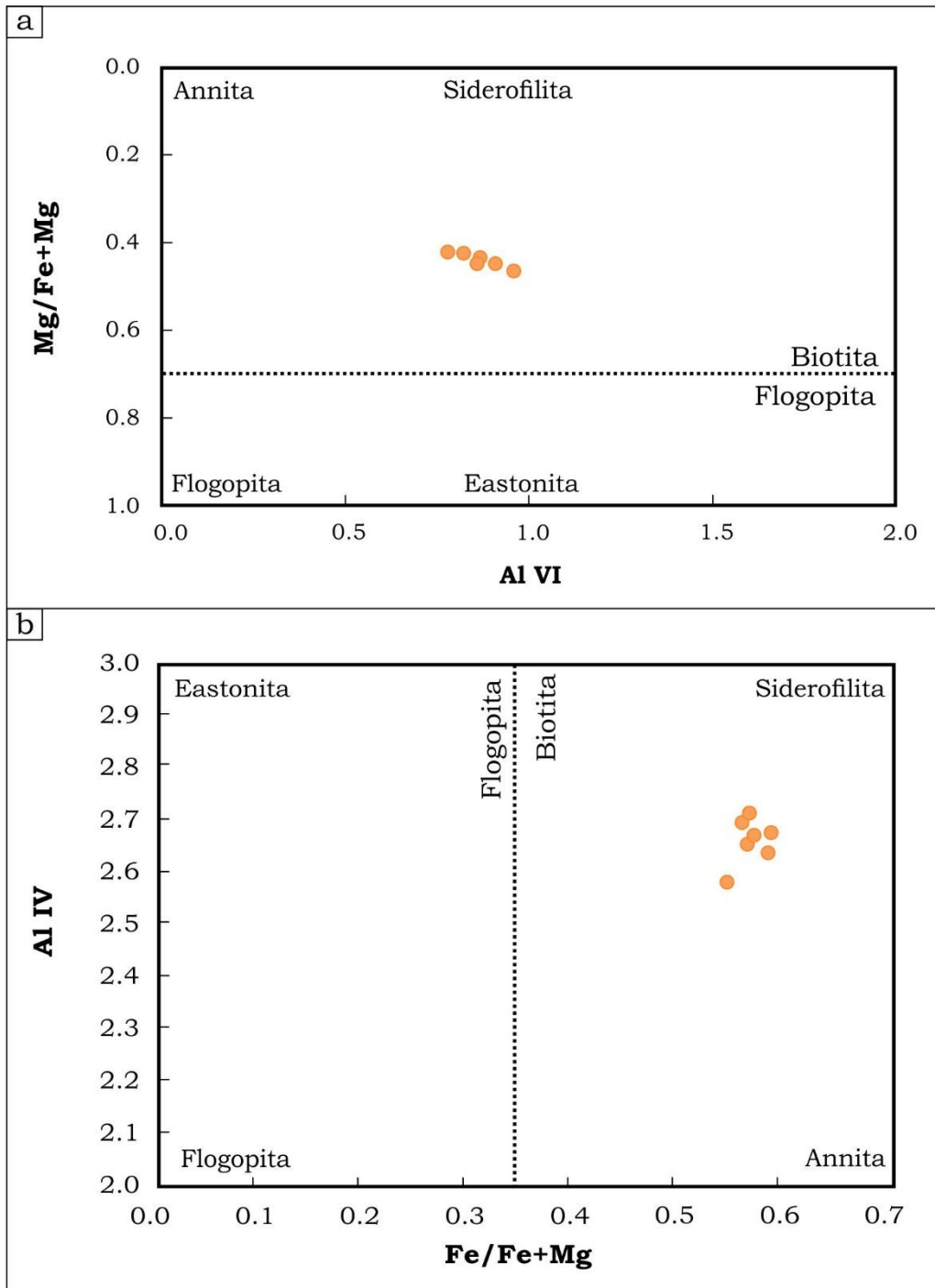


Fig. 4.4. Clasificación de los cristales de biotita analizados con microsonda de electrones a) Según Guidotti (1984) b) Según Deer et al. (1992).

Con estos datos de química mineral, se construyeron las isopletras de #Mg ($MgO/MgO + FeO$) para los rangos de presión y temperatura utilizados en la pseudosección realizada (Fig. 4.5). Los cristales de biotita analizados presentan un valor de #Mg entre 0.42 y 0.46. Si bien estas isopletras por si solas no permiten acotar los rangos de presión y temperatura del metamorfismo, se

observa que el campo de estabilidad de la paragénesis de la roca que se determinó previamente está comprendido entre las isopletas de la composición de las biotitas analizadas.

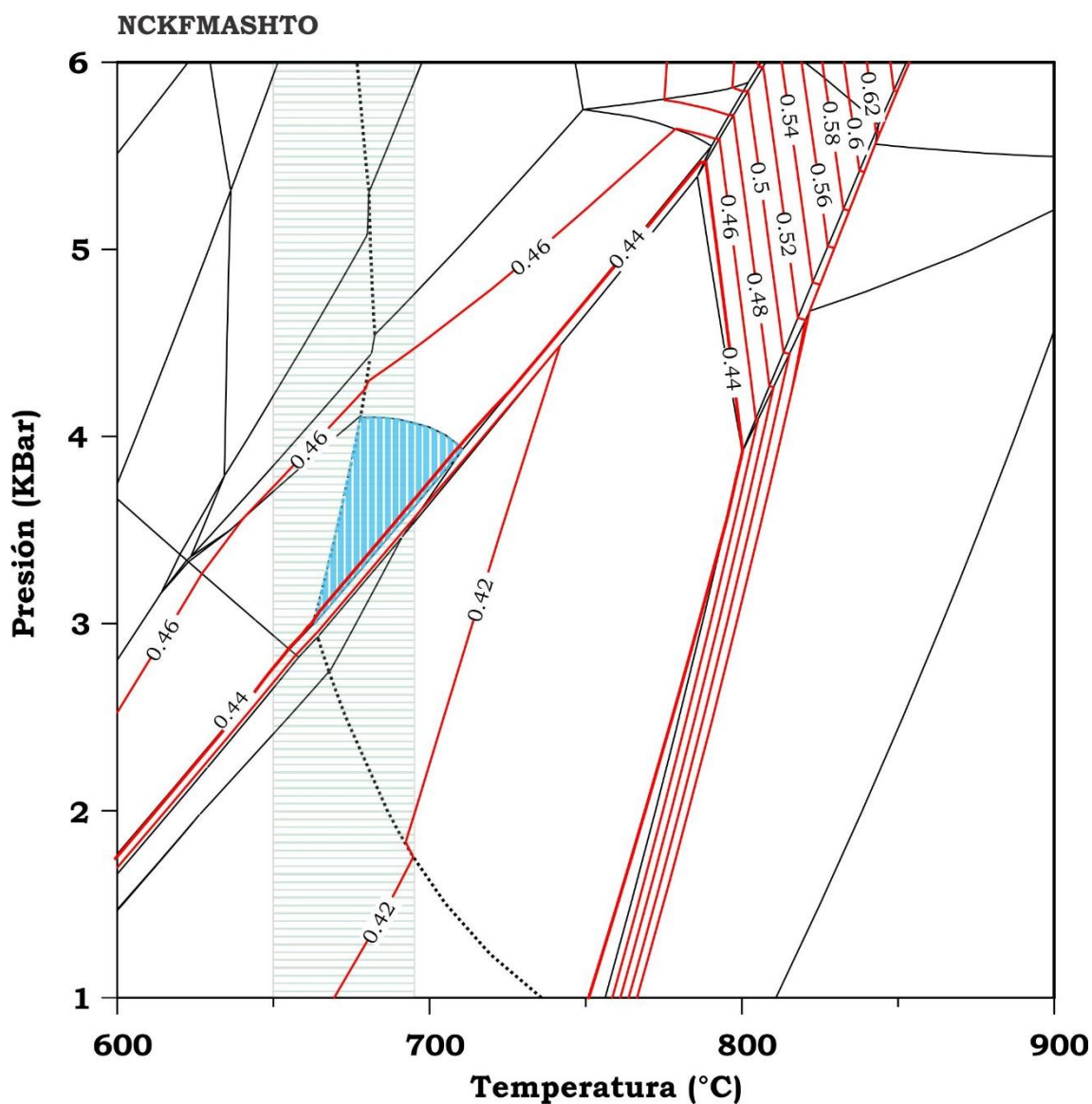


Fig. 4.5. Diagrama P-T con isopletas de #Mg en biotitas. En sombreado vertical celeste se muestra el campo encontrado en la pseudosección para la asociación mineral de la roca analizada. En sombreado horizontal se marca el rango de temperaturas obtenidos con el termómetro de Ti en biotita según Henry et al., (2005).

4.3.3. Termometría Ti en biotita

El termómetro de Ti en biotita fue implementado por Henry et al. (2005) para estimar temperaturas de metamorfismo en rocas pelíticas con grafito, rutilo y/o ilmenita que hubiesen alcanzado el equilibrio entre 450° y 800°C y 4 y 6 kbares

de presión. La muestra analizada corresponde a un esquistos con Bt + Sil + Crd + Pl + Qtz + Ilm y, según los datos obtenidos con la pseudosección, el equilibrio de las rocas metamórficas de San Martín de los Andes se encuentra en los rangos de presión y temperatura de aplicación del geotermómetro. Si bien la roca analizada no presenta grafito, este termómetro ha sido utilizado con éxito por otros autores en rocas que no presentaban dicho mineral (Erić et al., 2009; Sola et al., 2017)

Con relación a los contenidos de Ti (apfu) normalizados a 22 oxígenos, varían entre 0.293 y 0.366 y los de XMg entre 0.417 y 0.459. Estos valores se corresponden con temperaturas entre 650° y 686°C (Fig. 4.6). Esta temperatura se encuentra entre aquellas calculadas en las pseudosecciones y dentro del margen de error del método ($\pm 20^\circ\text{C}$). Se han encontrado en esta roca evidencia de comienzo de fusión parcial, por lo que estas temperaturas pueden interpretarse como la temperatura del pico térmico.

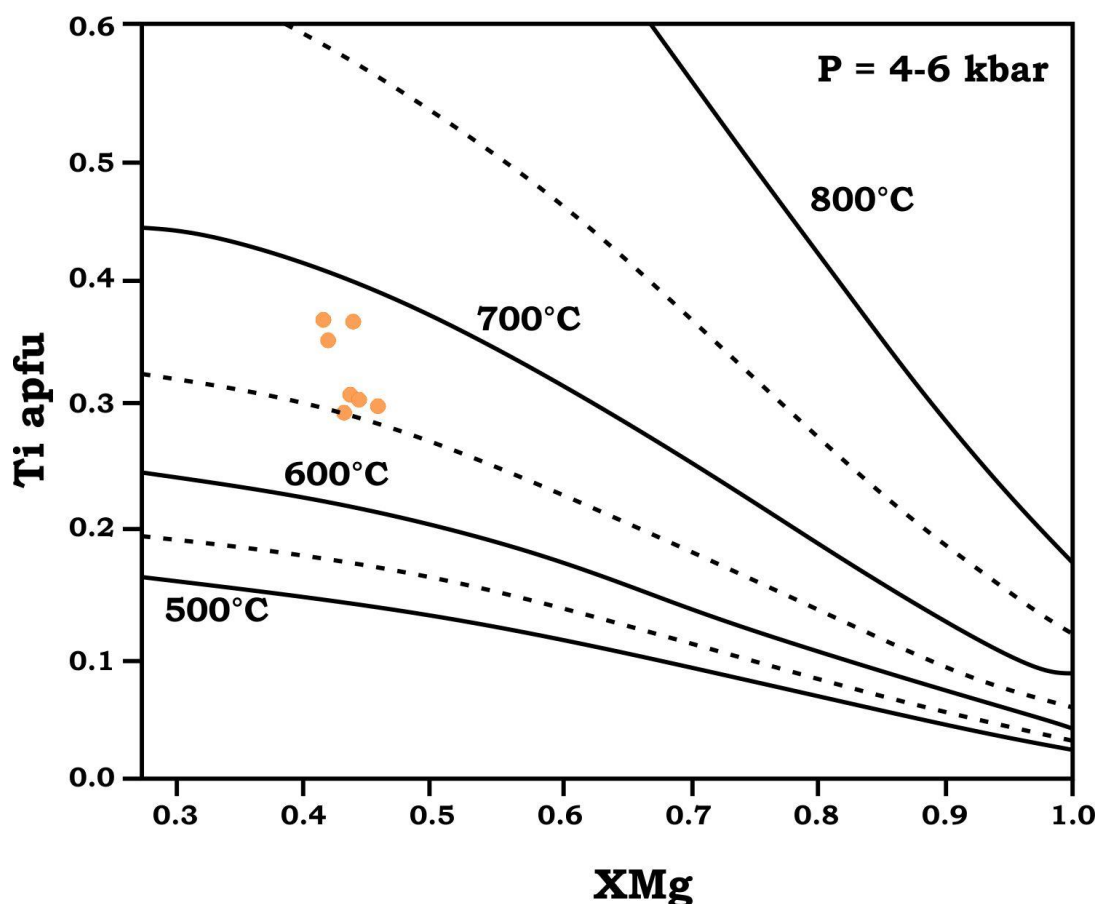


Fig. 4.6. Diagrama para termómetro de Ti en biotita según Henry et al., (2005). La línea punteada marca 50°C de diferencia entre las líneas sólidas.

4.4. Consideraciones sobre el cálculo de presión y temperatura

Para el cálculo de las condiciones de presión y temperatura de las rocas con fusión parcial, se realizó una pseudosección P-T utilizando una roca que presenta evidencias de fusión parcial incipiente por lo que puede considerarse que su composición química no ha variado con el proceso de fusión parcial. Teniendo en cuenta la pseudosección construida y el termómetro Ti en biotita, se logró restringir la temperatura del campo definido en la pseudosección para la paragénesis de la roca entre 663° y 686°C. Esta temperatura se encuentra limitada por un límite inferior que está dado por la temperatura del *solidus* que da comienzo a la fusión parcial de las rocas y por un límite superior el cual fue calculado con el termómetro Ti en biotita (Henry et al., 2005). Por otra parte, el cálculo de presión pudo ser realizado con la pseudosección P-T obteniendo un rango de presión entre 3 y 4.1 kbar. Además, estos rangos de presión y temperatura calculados son coincidentes con aquellos reportados para las reacciones de fusión parcial teóricas referidas en la sección 4.1, lo que evidencia que la deshidratación de la biotita habría participado en la fusión parcial. Además, la presencia de cordierita con coronas de plagioclasa podría indicar una reacción inversa entre la cordierita y el fundido evidenciando la presencia de plagioclasa como uno de los reactantes involucrados en la reacción de fusión.

4.5. Bibliografija

- Brown, M. (2002). Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1), 25-40.
- Brown, M. (2007). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society*, 164(4), 709-730.
- Brown, M. (2008). Granites, migmatites and residual granulites: relationship and processes. En E. W. Sawyer (Ed.), *Working with migmatites* (pp. 97-144). Mineral Association of Canada.
- Brown, M. (2013). Granite: From genesis to emplacement. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(7-8), 1079-1113.
- Coggon, R., Holland, T. J. B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 683-696.
- De Capitani, C., Petrakakis, K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006-1016.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals* (2nd Editio). Prentice Hall, Longman.
- Diener, J. F. A., Powell, R. (2010). Influence of ferric iron on the stability of mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(6), 599-613.
- Erić, S., Logar, M., Milovanović, D., Babić, D., Adnadević, B. (2009). Ti-in-biotite geothermometry in non-graphitic, peraluminous metapelites from Crni vrh and Resavski humovi (Central Serbia). *Geologica Carpathica*, 60(1), 3-14.
- Guidotti, C. V. (1984). Micas in metamorphic rocks. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 13(1), 357-467.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.

- Holland, T. J. B., Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 309-343.
- Holland, T., Powell, R. (2003). Activity-compositions relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(4), 492-501.
- Holness, M. (2008). Decoding migmatite microstructures. In E. W. Sawyer (Ed.), *Working with migmatites* (pp. 57-76). Mineral Association of Canada.
- Le Breton, N., Thompson, A. B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237.
- Mahar, E., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T., Howell, N. (1997). The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 223-238.
- Rosenberg, C. L., Handy, M. R. (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(1), 19-28.
- Sawyer, E. W. (2001). Melt segregation in the continental crust: Distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(3), 291-309.
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of Migmatites*. (P. B. Cavers, Ed.) (Special Pu). Ottawa, Ontario, Canada: The Canadian Mineralogist.
- Sola, A., Hasalová, P., Weinberg, R. F., Suzaño, N., Becchio, R. A., Hongn, F., Botelho, N. (2017). Low-pressure melting of metapelitic rocks and the role of H₂O: insights from phase equilibria modelling. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Spear, F. S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington: Mineralogical Society of America.
- Vernon, R. H. (2011). Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks, 1207(February 2011), 1-11.

- White, R. W. (2008). Insights gained from the petrological modeling of migmatites: particular reference to mineral assemblages and common replacement textures. En E. W. Sawyer (Ed.), *Working with migmatites* (pp. 77-96). Mineral Association of Canada.
- White, R. W., Powell, R. (2002). Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 621-632.
- White, R. W., Powell, R., Clarke, G. L. (2002). The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, Central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1), 41-55.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511-527.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T., Worley, B. a. (2000). The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497-511.
- Yardley, B. W. D., Barber, J. P. (1991). Melting reactions in the Connemara Schists: the role of water infiltration in the formation of amphibolite facies migmatites. *American Mineralogist*, 76, 848-856.

Capítulo 5

Geocronología U-Pb en circones de rocas ígneas y metamórficas

5.1. Metodología

Se utilizó la metodología U-Pb en circones para la determinación de la edad máxima de sedimentación del protolito del Complejo Colohuincul, la edad de migmatización y la edad de cristalización magmática de los cuerpos plutónicos de los alrededores del Lago Lácar. Se obtuvieron muestras de roca de alrededor de 30 Kg cada una. Las muestras fueron denominadas SMA 23-2, SMA 2, SMA 17 y SMA 71, y corresponden respectivamente a una roca metasedimentaria, un granito anatético, un granito y una granodiorita.

Las muestras comprendieron rocas metamórficas de protolito sedimentario e ígneas. Ambos tipos de rocas se procesaron de la misma manera para obtener los circones a analizar. El procesamiento fue realizado en los laboratorios del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN – Conicet) donde fueron trituradas en una chancadora de mandíbulas a fin de lograr la liberación de los cristales de circón. Posteriormente, utilizando tamices de malla 60 y 80, se procedió a la separación de las diferentes fracciones liberadas. A partir de la fracción pasante de malla 80 (177µm), utilizando métodos hidráulicos, se procedió a la concentración de los minerales pesados. Los minerales magnéticos fueron separados del resto de los pesados mediante el uso de imanes de neodimio. Finalmente, sobre la fracción no magnética, se separaron los circones bajo lupa binocular. Para el análisis de circones detríticos se trató de seleccionar circones de todas las variedades de morfologías observadas. En el caso de los circones ígneos, considerando que las morfologías eran similares en todos ellos, se seleccionaron los que presentaran menor cantidad de inclusiones y fracturas.

5.1.1. **U-Pb SHRIMP**

Los análisis isotópicos necesarios para calcular las edades de cristalización magmática se realizaron con el equipo SHRIMP IIe/mc del laboratorio IBERSIMS (Universidad de Granada, España). Se montaron los circones seleccionados junto con los circones patrones en un *megamount* de 3.5 cm de diámetro. El *mount* fue pulido y documentado utilizando una lupa binocular e imágenes de catodoluminiscencia. Posteriormente, el *mount* fue limpiado y

recubierto con una película de 8-10nm de oro puro para realizar los análisis en el equipo SHRIMP.

Todas las calibraciones se realizaron con los circones standards incluidos en el mismo mount. Las calibraciones de masa fueron realizadas con el circón REG (ca. 2.5 Ga, con altas concentraciones de U, Th y Pb común). Cada sesión analítica comenzó midiendo el circón SL13, el cual es utilizado como referencia de concentración de 238 ppm U. Se utilizó como patrón el circón TEMORA-2 (416.8 ± 1.1 Ma, Black et al. 2003). La secuencia de medición utilizada fue de un estándar, cada cuatro muestras problemas. Los datos fueron corregidos mediante el uso del software SHRIMPTOOLS (disponible en www.ugr.es/fbea). Los datos U-Pb se representaron en diagramas Concordia realizados con el software ISOPLOP/Ex (Ludwig, 2003). Todos los errores analíticos están expresados como valores absolutos con un desvío estándar de 1 sigma.

5.1.2. U-Pb Q-LA-ICP-MS

Se montaron los circones seleccionados en una probeta y se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados. Dichas imágenes fueron realizadas con un microscopio electrónico JEOL JSM 5600 en la Universidad de Oviedo (España) para observar la estructura interna de los circones y seleccionar los lugares donde realizar los análisis. Adicionalmente, se tomaron imágenes de la morfología externa de los circones que no estaban montados en la probeta mediante un microscopio electrónico Zeiss Evo MA15 en la Universidad Nacional de Río Negro.

Se realizó una limpieza de la probeta introduciéndola durante 5 minutos en H₂O ultra pura en un baño de ultrasonidos, para eliminar posibles contaminaciones superficiales. Los análisis isotópicos se llevaron a cabo en los laboratorios de la Universidad del País Vasco, con un espectrómetro de masas cuadrupolar con fuente de plasma acoplado inductivamente (Q-ICP-MS) marca Thermo Fisher Scientific, modelo XSeries-II, equipado con una interfase Xt y antorcha aplantallada. Los análisis de los circones son puntuales y el haz es de 30 μ m de diámetro, con una frecuencia de repetición del haz láser de 10 Hz y una energía dispersiva de ca. 2.5 J/cm².

Para el control y corrección del fraccionamiento fue analizado el circón patrón GJ_1 cada 5 muestras problema. Además, para el control de los resultados obtenidos fue analizado el circón Plesovice (Slama et al. 2008)

Los datos isotópicos U-Pb obtenidos se trataron empleando los programas Iolite 3 (Paton et al., 2011) y VizualAge (Petrus y Kamber, 2012). Otros datos complementarios sobre el procedimiento analítico utilizado pueden encontrarse en Puelles et al. (2014). Los datos U-Pb se representaron en diagramas Concordia, diagramas de probabilidad y frecuencia, y de edad media ponderada usando ISOPLOP/Ex (Ludwig, 2003). Todos los errores analíticos están expresados como valores absolutos con un desvío estándar de 2 sigmas.

5.2. Resultados

5.2.1. *Edad U-Pb Q-LA-ICP en circones detríticos*

Se analizó una muestra de una roca metasedimentaria (SMA 23-2), del Complejo Colohuincul en San Martín de los Andes con el fin de caracterizar la edad máxima de sedimentación de su protolito. La misma es un paragneis de tamaño de grano medio (40° 10' 2" S, 71° 21' 8" O) de textura granolepidoblástica con una paragénesis de Bt + Qz + Pl + Crd + Sil + Ilm + Zrn. Los resultados de los análisis se presentan en la Tabla 5.1

Los análisis morfológicos realizados bajo lupa binocular y con microscopio electrónico de barrido permitieron la distinción de tres categorías de circones. Para la definición de estas categorías se tomó en cuenta la forma, el hábito y las relaciones axiales de los circones. Las mismas son:

1. Prismáticos, con un tamaño entre 130 y 150 μm con una relación axial de aproximadamente 2:1.
2. Subredondeados, con un tamaño que varía entre los 120 y 175 μm y relaciones axiales cercanas a 2:1.
3. Redondeados, de tamaño entre 70 y 130 μm con relaciones axiales de 1:1.

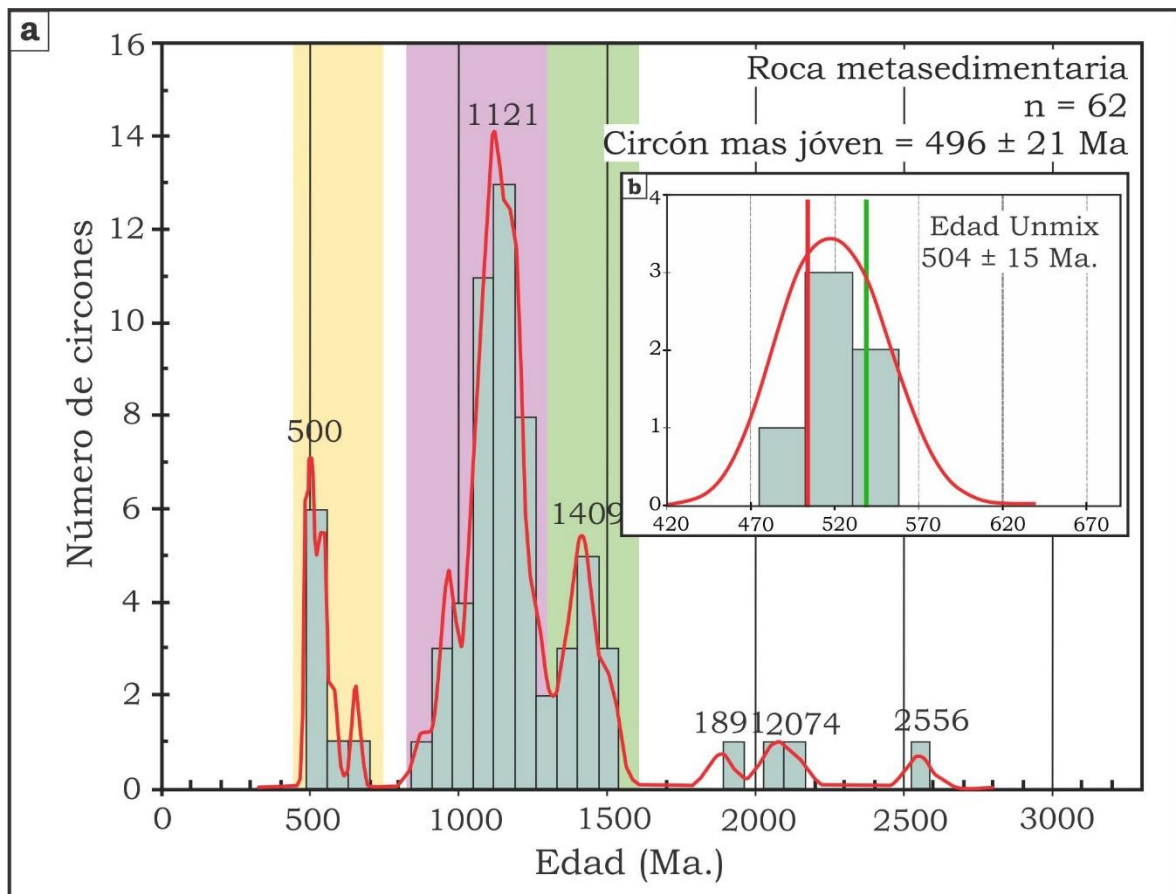


Fig. 5.1. Representación gráfica de los datos analíticos U-Pb realizados en la muestra SMA 23-2 a) Diagramas de probabilidad relativa (curva) y frecuencia (barras) de las edades de circones detríticos. En colores se representan las diferentes poblaciones distinguidas: P1 (amarillo), P2 (violeta) y P3 (verde). b) Edad Unmix de los componentes más jóvenes en la distribución de edades de circones detríticos.

Del total de circones analizados, ocho análisis fueron descartados por ser discordantes y tener un alto contenido de Pb común. Sesenta y dos circones fueron concordantes y se diferenciaron en tres poblaciones principales:

- P1: Edades entre 656 y 496 Ma. Representan el 11% de la población total.
- P2: Edades entre 1264 y 874 Ma. Representan el 63% de la población total. Esta población es la principal que tiene mayor representación.
- P3: Edades entre 1510 y 1299 Ma. Representan el 19,5% de la población total.

Aparte de estas tres poblaciones, se encuentran edades aisladas de 1891, 2056, 2127 y 2556 Ma (Fig. 5.1a).

En la población principal (P2) correspondiente a edades mesoproterozoicas se distinguieron las tres morfologías descritas. Dentro de esta población los circones más representativos son los redondeados, los cuales pueden ser correlacionados con las clases 4 y 5 de Gärtner et al. (2013). Por otro lado, los circones prismáticos pueden ser atribuidos a las clases P1 y P2 de Pupin (1980) (Fig. 5.2).

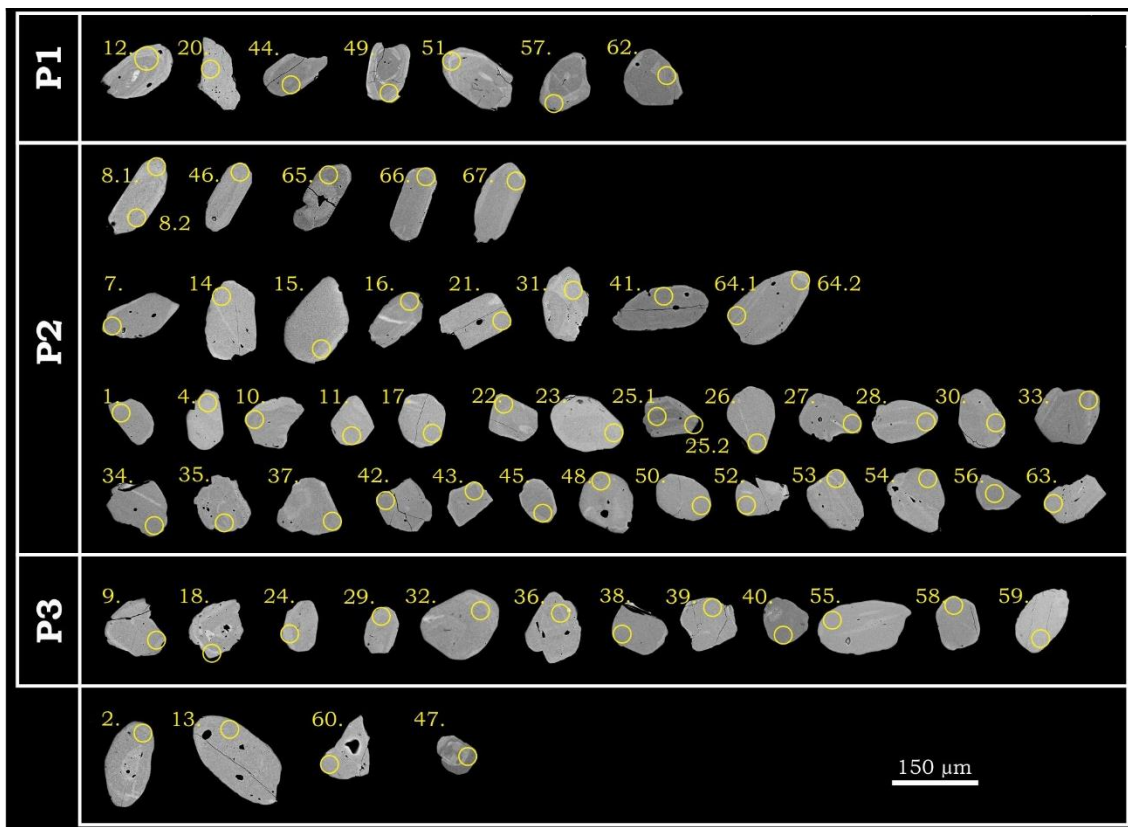


Fig. 5.2. Imagen de electrones retrodispersados de los circones detríticos analizados de la muestra SMA 23-2. En cada cristal se muestra el lugar de muestreo (spot) y el número correspondiente al análisis de la Tabla 5.1.

La edad máxima de depositación fue determinada según los métodos de Dickinson y Gehrels (2009) y la rutina Unmix del programa ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2003). Esta rutina es un método estadístico para determinar múltiples componentes dentro de una población de edades. El mismo calcula la edad y los desvíos estándar para cada componente determinado.

En primera instancia, se utilizaron los tres circones más jóvenes para calcular la edad máxima de sedimentación, lo que resultó en una edad de 501 ± 15 Ma. (MSWD = 0.19). Por otra parte, la edad Unmix más joven arrojó una edad de 504 ± 15 Ma. Esta edad fue calculada con el grupo de circones más jóvenes de la población P1 (Fig. 5.1b). Ambas edades se encuentran dentro del error del

circón más joven (496 ± 21 Ma.) y de la edad gráfica del pico más joven (500 Ma.). En base a los distintos métodos se puede concluir que la edad máxima para la sedimentación del gneis es de 501 ± 15 Ma.

5.2.2. Edad U-Pb Q-LA-ICP de cristalización del granito anatético.

Se analizó una muestra de un granito producto de la fusión parcial de rocas metamórficas de protolito sedimentario con el fin de obtener la edad de cristalización del granito anatético (Muestra SMA 74). El granito tiene una textura granosa de grano medio definida por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita minerales primarios y, circones y apatita como minerales accesorios. La roca está reemplazada por una paragénesis secundaria de Chl + Prh + Ep + Ser y son comunes las microestructuras de deformación en el cuarzo como bandas de deformación y estructuras tipo “tablero de ajedrez”. La ubicación de esta muestra es $40^{\circ} 10' 53''$ S, $71^{\circ} 23' 26''$ O. Los resultados de los análisis se presentan en la Tabla 5.2

Los circones del granito son euhedrales, prismáticos y transparentes, de longitud variable entre 110 y 340 μm . Según la clasificación de Pupin (1980) los circones son de las categorías S4, S5, S9 y S10. Con las imágenes de electrones retrodispersados se pudo observar que la mayor parte de los circones analizados tienen zonación oscilatoria (Fig. 5.3).

Considerando la relación Th/U, se encontró una alta variabilidad de valores, entre 0.05 y 0.5. Este amplio rango de valores puede ser explicado por los procesos de anatexis. La relación Th/U mayor a 0.1 puede ser atribuida a la recrystalización de los bordes de los circones durante la anatexis o al crecimiento durante metamorfismo de alta temperatura (Harley y Nandakumar, 2014; Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1999). Por otra parte, relaciones de Th/U menor a 0.1 se encuentran asociados a crecimiento metamórfico (Rubatto et al., 2001) o interacción de fluidos tardíos con el mineral (Carson et al., 2002; Harley y Nandakumar, 2014; Vavra et al., 1999).

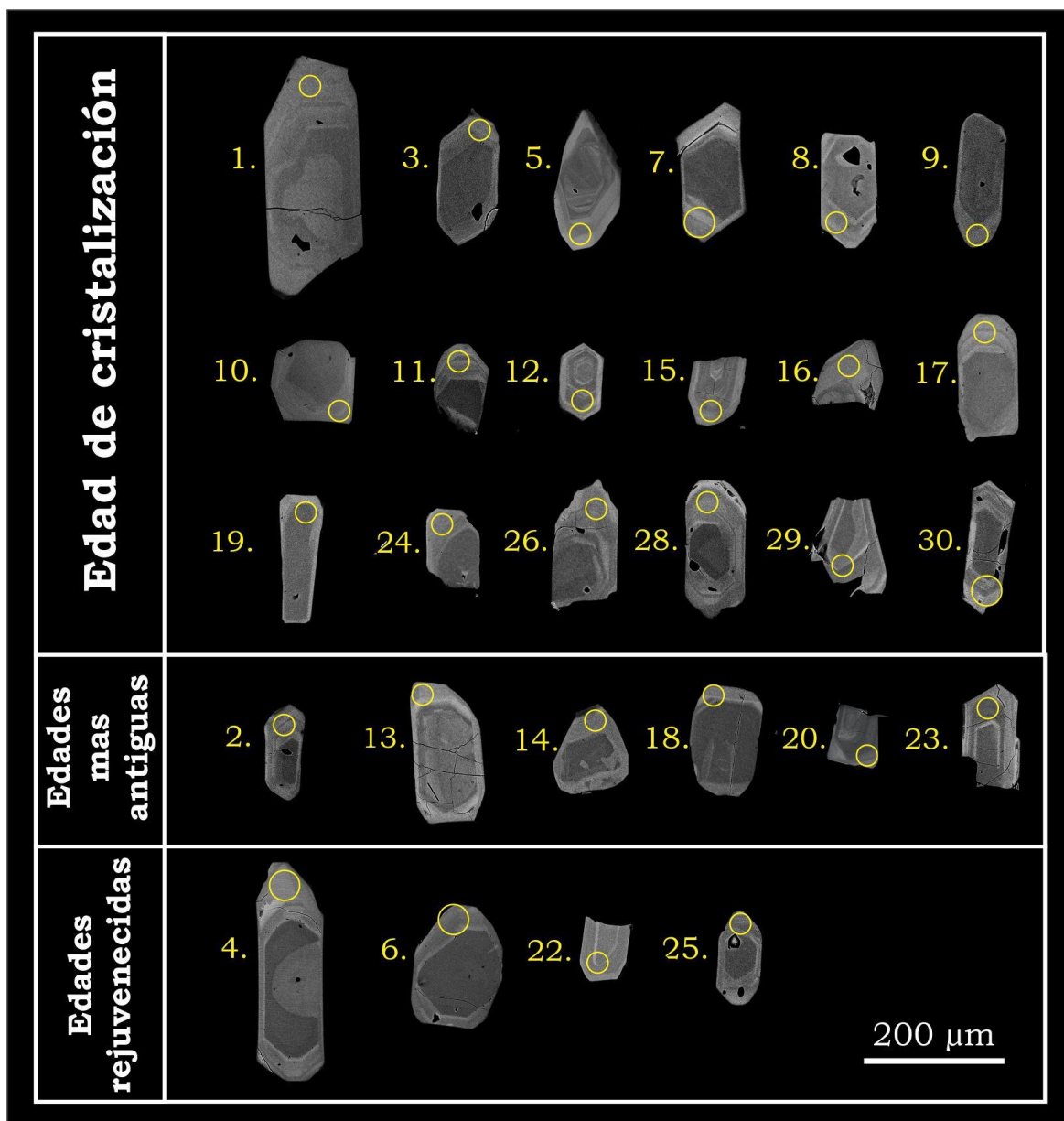


Fig. 5.3. Imagen de electrones retrodispersados de los circones del granito anatóctico SMA 74. En cada cristal se muestra el lugar de análisis (spot) y el número correspondiente en la Tabla 6.2.

Treinta análisis se realizaron en treinta circones diferentes. Veintinueve de ellos presentaron edades concordantes y uno fue descartado por ser discordante. Según sus edades se los pudo agrupar en tres grupos. El grupo principal se compone de diecinueve análisis y es considerado la edad de cristalización del granito. Este grupo presenta una edad media de 430.3 ± 5.2 (MSWD = 0.54) y define una edad Concordia de 434.1 ± 4.5 Ma (MSWD = 4.8). El grupo de edades más antiguas se encuentra definido por seis circones cuya edad media es 461 ± 10 Ma. (MSWD = 0.27). Estos circones presentan núcleos heredados que fueron

parcialmente incluidos en los análisis dando una edad mixta. Los cuatro circones restantes presentan una edad media de 416.4 ± 9.7 Ma (MSWD = 0.37). Esta edad es interpretada como de rejuvenecimiento causado durante el calentamiento en el emplazamiento de los granitoides del Devónico inferior (Fig. 5.4).

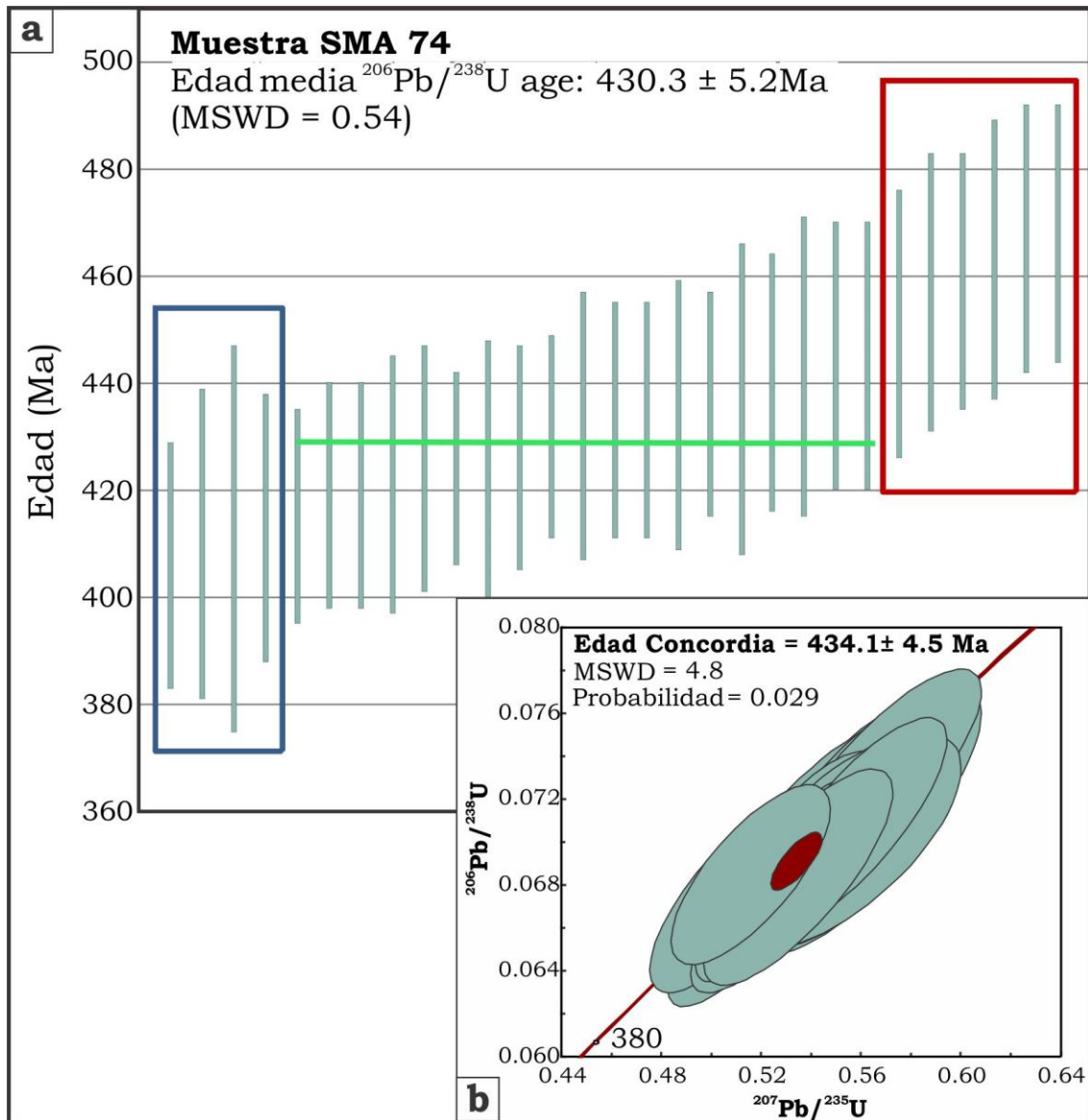


Fig. 5.4. Representación gráfica de los datos analíticos U-Pb de la muestra SMA 74 a) Edad media de los diecinueve circones concordantes. El rectángulo azul muestra el grupo de edades más jóvenes interpretadas como de rejuvenecimiento mientras que el rectángulo rojo agrupa las edades más antiguas. La línea verde representa la edad media del grupo considerado la edad de cristalización b) Edad Concordia calculada para el grupo de edades consideradas de cristalización. Elipses estimadas con un nivel de confianza de 2σ .

5.2.3. Edad U-Pb SHRIMP de cristalización de rocas magmáticas

Se analizaron dos muestras de rocas ígneas intrusivas pertenecientes al Complejo Plutónico San Martín de los Andes. Una granodiorita y un granito (SMA 71 y SMA 17 respectivamente). La ubicación de dichas muestras es 40° 9' 38" S, 71° 21' 51" O y 40° 0' 28" S, 71° 19' 16" O. Los resultados de los análisis se presentan en las Tablas 5.3. y 5.4

La granodiorita tiene una textura granosa de grano medio definida por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y hornblenda, como minerales primarios. Como minerales accesorios se encuentran circones, apatita y titanita.

El granito presenta una textura granosa gruesa hipidiomorfa con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita y muscovita como minerales primarios y granate y circón como accesorios. Se encuentran feldespatos peritéticos y mirmequitas.

Los circones de la granodiorita analizada son prismáticos y transparentes, con un buen desarrollo de las caras cristalinas. Según la clasificación de Pupin (1980) corresponderían a las categorías S1, S4, S6 y S9. La longitud de los cristales varía entre 182µm y 73 µm en su eje mayor, con un promedio de 118 µm, y una relación axial de 3:1 a 4:1. En el caso de la muestra de granito, el eje mayor varía entre 92 µm y 185µm, y su relación axial es de 2:1 a 3:1 y pueden ser clasificados según la clasificación de Pupin (1980) como de tipo S16 y S17.

En imágenes de catodoluminiscencia, los cristales de ambas muestras exhiben baja luminiscencia, zonación oscilatoria y sectorial típica de circones magmáticos (Fig. 5.5). En muy pocos casos se observó la presencia de posibles núcleos heredados, pero los mismos no fueron analizados. Asimismo, todos los circones analizados de ambas muestras presentan una relación Th/U mayor a 0.1.

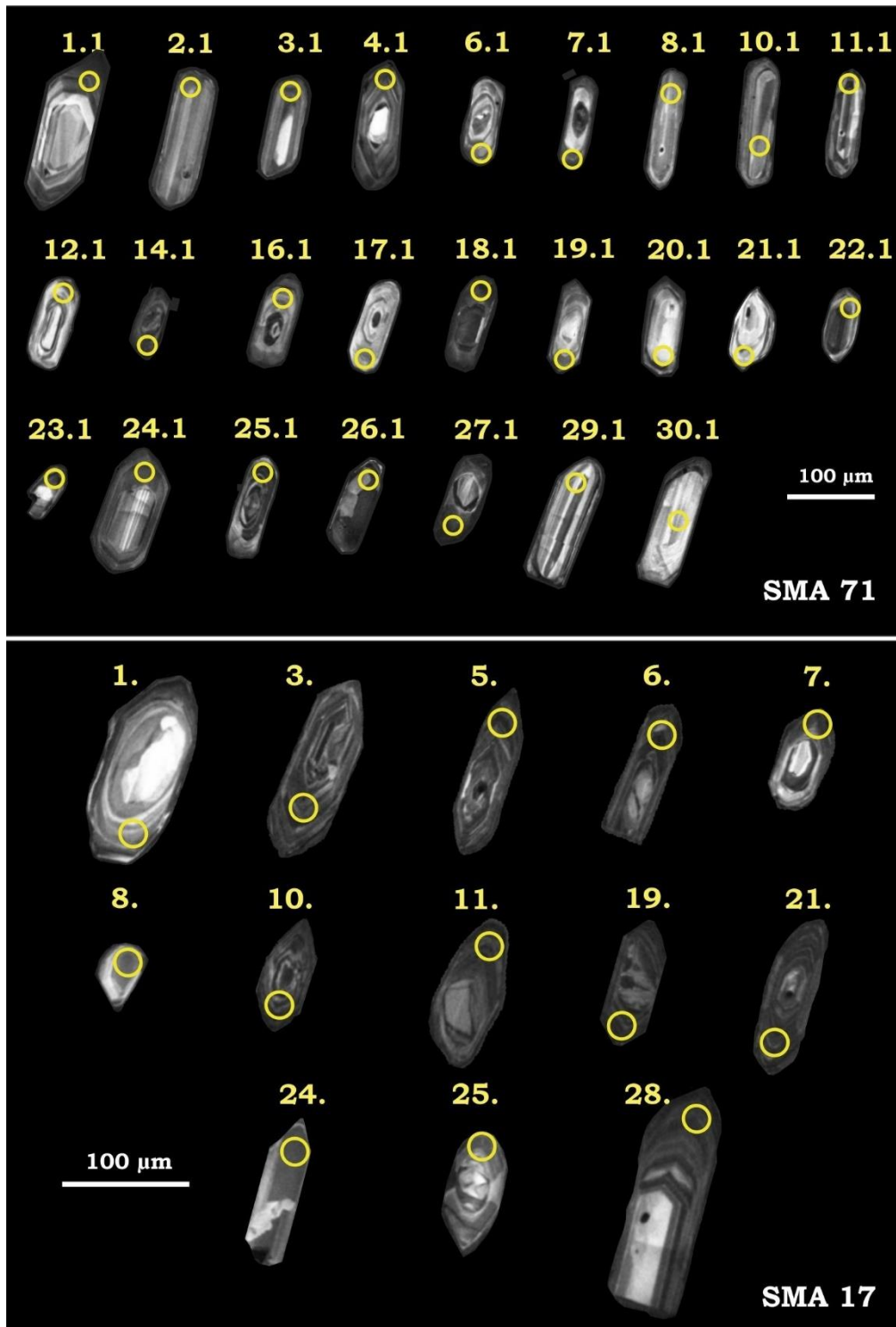


Fig. 5.5. Imágenes de catodoluminiscencia correspondientes a los circones concordantes de la granodiorita (SMA 71) y el granito (SMA 17). En cada cristal se muestra el lugar de análisis (spot) y el número correspondiente al análisis de la Tabla 6.3.

5.2.3.1. Edad de cristalización de la granodiorita

Se analizaron veintinueve circones, de los cuales cuatro fueron descartados por ser discordantes. Los veinticinco circones restantes dieron una edad Concordia

de 399.5 ± 1.9 Ma (MSWD = 1.1). Considerando que todos los circones son concordantes, presentan caras cristalinas bien definidas y tienen estructura interna de circones magmáticos (zonación sectorial y oscilatoria), se considera la edad Concordia como la edad de cristalización de la granodiorita (Fig. 5.6).

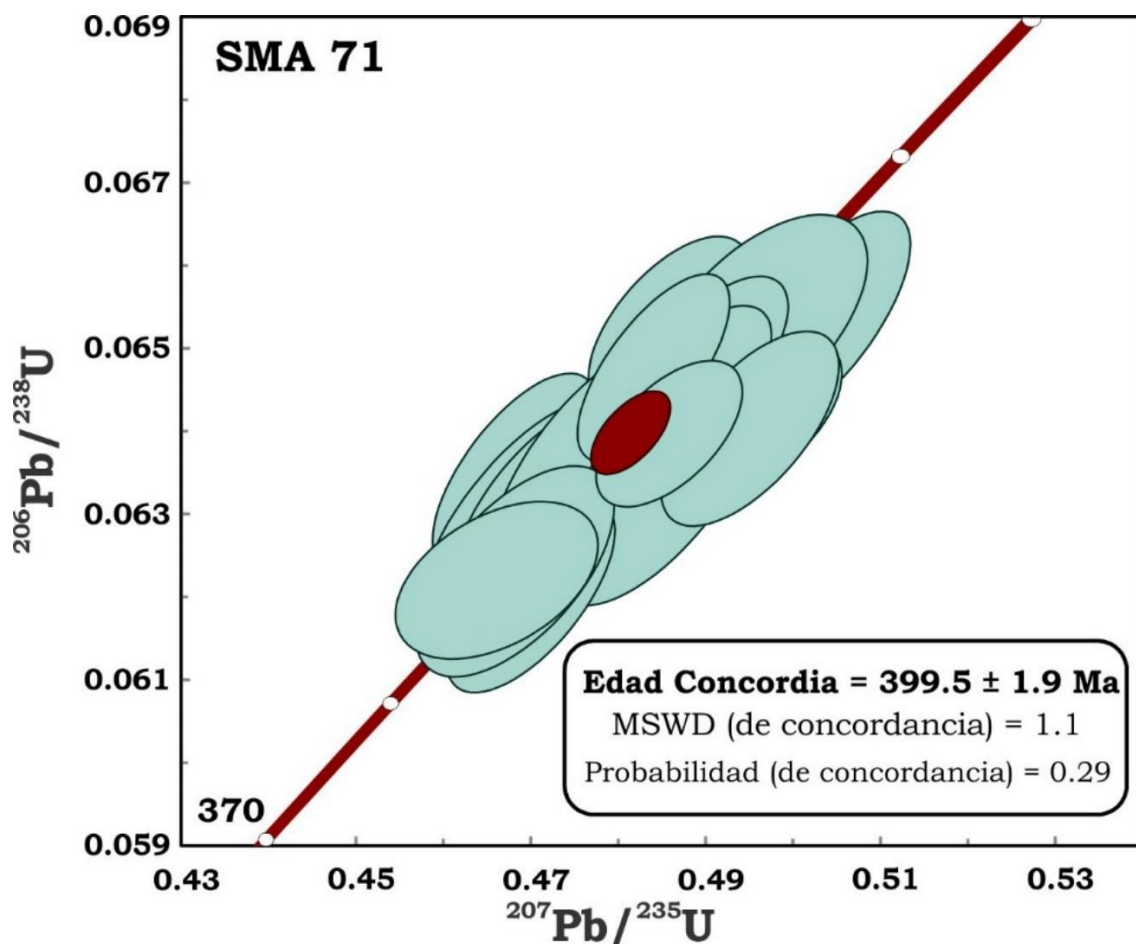


Fig. 5.6. Edad U-Pb Concordia calculada para el grupo de edades concordantes de la granodiorita. Elipses estimadas con un nivel de confianza de 1σ .

5.2.3.2. Edad de cristalización del granito

Se analizaron veintinueve circones, de los cuales trece fueron descartados por tener un alto porcentaje de discordancia. De los circones restantes, tres también fueron descartados ya que presentaban edades antiguas, de herencia sedimentaria, probablemente incorporados de la roca de caja (valores de 524.2 ± 6.5 ; 641.7 ± 11.4 y 1025 ± 16 Ma). Con los trece circones concordantes restantes se obtuvo una edad Concordia de 391.7 ± 2.9 Ma (MSWD = 5.4) (Fig. 5.7).

Considerando que todos los circones son concordantes y en imágenes de catodoluminiscencia tienen características magmáticas como son zonación sectorial y oscilatoria, y caras cristalinas bien definidas, se considera la edad Concordia calculada como de cristalización del granito.

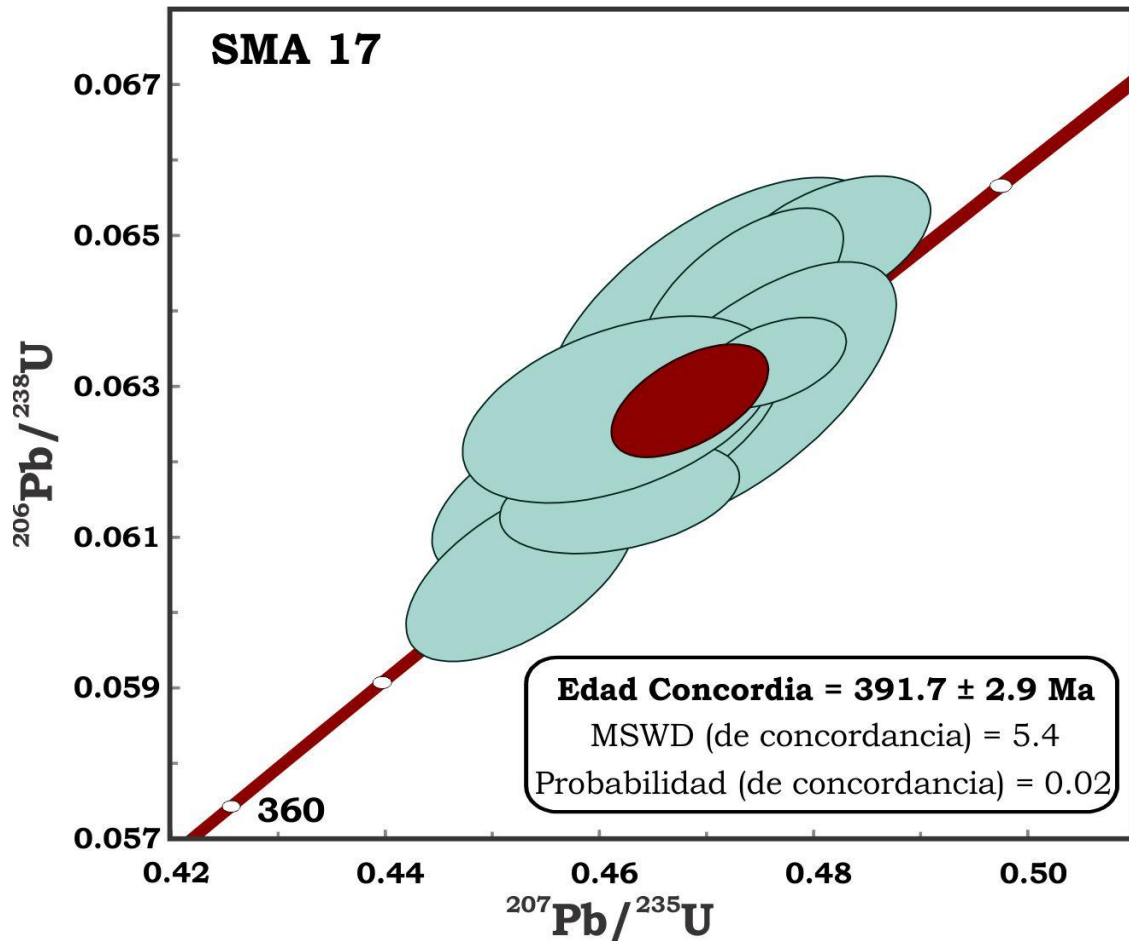


Fig. 5.7. Edad U-Pb Concordia calculada para el grupo de edades concordantes del granito. Elipses estimadas con un nivel de confianza de 1 σ .

5.3. Bibliografía

- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., (2003). TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology* 200, 155-170.
- Carson, C.J., Ague, J.J., Grove, M., Coath, C.D., Harrison, T.M., (2002). U-Pb isotopic behaviour of zircon during upper-amphibolite facies fluid infiltration in the Napier Complex, East Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 199, 287-310.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., (2009). Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 115-125.
- Gärtner, A., Linnemann, U., Sagawe, A., Hofmann, M., Ullrich, B., Kleber, A., (2013). Morphology of zircon crystal grains in sediments – characteristics, classifications, definitions. *Journal of Central European Geology* 59, 65-73.
- Harley, S.L., Nandakumar, V., (2014). Accessory Mineral Behaviour in Granulite Migmatites: a Case Study from the Kerala Khondalite Belt, India. *Journal of Petrology* 55, 1965-2002.
- Ludwig, K.R., (2003). User's Manual for Isoplot 3.00 - A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., (2011). Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26, 2508-2518.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., (2012). VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247–270.
- Puelles, P., Abalos, B., García de Madinabeitia, S., Sánchez-Lorda, M.E., Fernández-Armas, S., Gil Ibarguchi, J.I., (2014). Provenance of quartz-rich metamorphic tectonite pebbles from the «Black Flysch» (W Pyrenees, N Spain): An EBSD and detrital zircon LA-ICP-MS study. *Tectonophysics* 632, 123-137.
- Pupin, J.P., (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 207-220.

- Rubatto, D., Williams, I.S., Buick, I.S., (2001). Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 458-468.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Gunther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., (1999). Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 186-201.
- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., ... Whitehouse, M. J. (2008). Plesovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2), 1-35.
- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., (1999). Internal morphology , habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 380-404.

Capítulo 6

Discusión de los resultados

En los capítulos anteriores se expusieron los antecedentes de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul y de las rocas ígneas del Complejo Plutónico San Martín de los Andes, así como los resultados analíticos obtenidos durante el desarrollo de esta tesis sobre la petrografía, geoquímica, metamorfismo y geocronología de dichas rocas. En el presente capítulo, esta información se evaluará de forma integral con el fin de proponer un modelo de evolución geológica para el basamento de la zona de San Martín de los Andes durante el Paleozoico.

6.1. Protolitos del Complejo Colohuincul

Sobre la base de las características petrográficas y geoquímicas, los protolitos del Complejo Colohuincul son rocas sedimentarias de tipo silicoclásticas y rocas ígneas. Estas últimas en mucha menor proporción que las rocas sedimentarias. Según sus características geoquímicas y la paragénesis metamórfica encontrada en estas rocas, la secuencia sedimentaria podría definirse como una alternancia arenitas y wackes principalmente, y en menor proporción de pelitas. En general, las muestras analizadas corresponden a sedimentos químicamente maduros, con aporte de rocas ígneas félsicas y rocas cuarzosas, posiblemente relacionados a reciclaje de sedimentos.

Los protolitos ígneos, de acuerdo a las paragénesis metamórficas encontradas, corresponderían a rocas de composición intermedia a ácida. Los contactos que se observan entre estas rocas y las metasedimentarias son netos y concordantes, y corresponderían a un S_0 relíctico, el cual es paralelo a la foliación principal (S_2). Por otro lado, estos cuerpos ígneos se encuentran metamorfizados de manera similar a las rocas metasedimentarias. Estas evidencias sugieren que la cristalización de estos cuerpos habría ocurrido de manera sincrónica con la sedimentación o, entre la diagénesis de los sedimentos y el comienzo de la deformación y metamorfismo.

6.1.1. Edad del protolito y edades fuente

El patrón de circones detríticos analizado para un protolito sedimentario del Complejo Colohuincul muestra que la edad máxima de sedimentación se encuentra en 501 ± 15 Ma (Mialingiano, Cámbrico). Si analizamos los conjuntos de edades presentes en dicho patrón se observan tres grupos de edades. El aporte dominante corresponde a edades mesoproterozoicas, en donde se distinguen dos subgrupos: uno con edades del Mesoproterozoico temprano (pico de probabilidad en *ca.* 1416 Ma) y otro con edades del Mesoproterozoico tardío (pico de probabilidad en *ca.* 1100 Ma), siendo este último el más importante ya que representa el 63% de la muestra analizada. Contrariamente, edades cercanas a la edad máxima de sedimentación (entre 656 y 496 Ma) se encuentran subordinadas en la muestra, representando solamente el 11% de la misma.

La morfología de los circones analizados es en general redondeada a subredondeada para todas las poblaciones definidas (P1, P2 y P3). Sólo en la población P2 se puede observar que el 30% de los circones de esas edades presentan morfologías prismáticas con caras definidas y un menor grado de redondez. Esta elevada proporción de cristales con formas redondeadas podría deberse a un alto grado de reciclaje de la fuente lo cual concuerda con las interpretaciones realizadas a partir de los datos geoquímicos de las rocas.

Para el mismo sector, Hervé et al. (2016) obtuvieron una edad máxima de sedimentación para el protolito de sedimentario del Complejo Colohuincul diferente a la calculada en esta tesis. El patrón de circones detríticos presentado por estos autores muestra un pico de probabilidad más joven en *ca.* 420 Ma, edad que fue interpretada como la edad máxima de sedimentación. Debido a esta diferencia, se reprocesaron los datos de Hervé et al., (2016) según la metodología propuesta en el capítulo 5 con el fin de integrar los resultados de estos autores con los presentados en esta tesis. Tres datos fueron descartados por presentar una edad más joven que la edad de cristalización de los granitos devónicos y cinco edades fueron consideradas como rejuvenecidas por presentar edades similares a la de cristalización de los mencionados granitos. El patrón de circones detríticos resultante presenta las mismas poblaciones reconocidas en la muestra SMA 23-2 aunque en distintas proporciones y, además, se identificaron otras dos poblaciones diferentes. La primera población (P0)

presenta edades entre 423 y 458 Ma y representa el 16.4% de la muestra analizada. Dichas edades son coincidentes con la edad calculada en esta tesis doctoral para el pico térmico del metamorfismo de la zona (capítulo 5). La otra población que no está representada en la muestra SMA 23-2 corresponde a un grupo de edades entre 665 y 870 Ma (P1₂) y representan el 16.4% de la muestra analizada por Hervé et al. (2016) (Fig. 6.1). En cuanto a las proporciones de circones de cada población, se observó que la población P1 representa el 36% de la muestra, la población P2 representa el 23% y la población P3, sólo el 3.3% (Fig. 6.1).

A partir del nuevo procesamiento de los datos de Hervé et al. (2016), considerando la edad media de los tres circones más jóvenes, se obtiene una edad máxima de sedimentación para el protolito de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul de 472.8 ± 8.1 Ma (MSWD = 1.01).

Evalrados en su conjunto, los dos datos U-Pb en circones detríticos sugieren las siguientes posibilidades para la sedimentación del Complejo Colohuincul:

- 1- Las dos rocas sedimentarias estaban siendo depositadas en la misma época, pero registraron un aporte de diferentes rocas fuente debido a que se habrían encontrado en distintos depocentros aislados uno de otro. Esto implicaría que la edad máxima de sedimentación de esta cuenca corresponde a la edad más joven registrada, la cual se ubica en el Ordovícico Inferior (472.8 ± 8.1 Ma).
- 2- Las rocas sedimentarias se formaron por la sedimentación continua en una misma cuenca donde, la sedimentación habría comenzado al menos a los 501 ± 15 Ma (Mialingiano, Cámbrico) y habría continuado por lo menos hasta los 472.8 ± 8.1 Ma (Floiano, Ordovícico Inferior). De esta manera podría explicarse la presencia de los mismos picos de probabilidad de edades en distintas proporciones de una muestra a la otra. En este escenario, los circones de edades mesoproterozoicas de la muestra más joven podrían corresponder al reciclaje de la muestra más antigua y explicaría una dilución de esta población en la muestra más joven.
- 3- Cuencas de distinta edad desarrolladas subsecuentemente en el borde sudoeste de Gondwana.

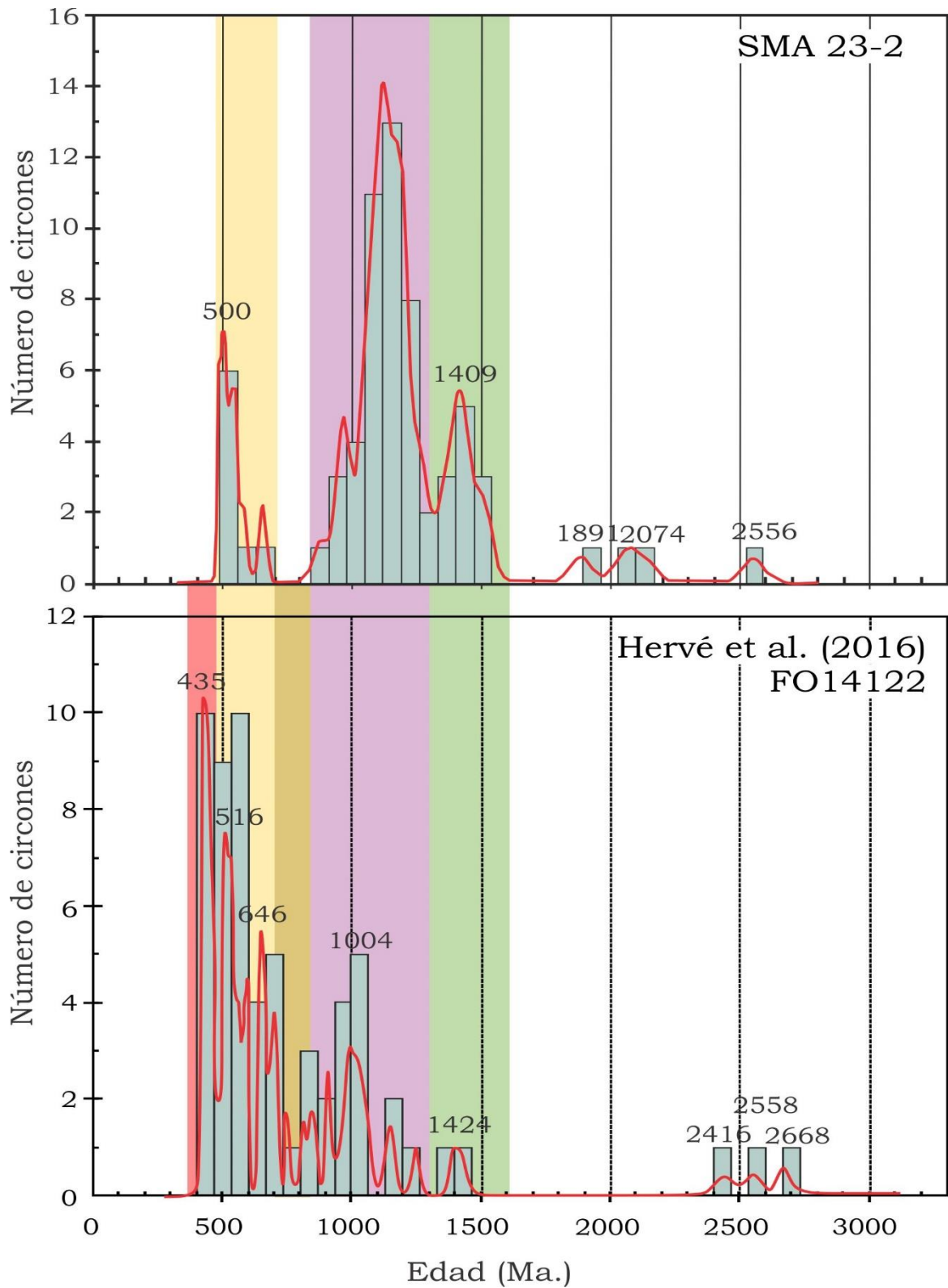


Fig. 6.1. a) Diagramas de probabilidad relativa (curva) y frecuencia (barras) de las edades de circones detríticos analizada en esta tesis doctoral y la calculada según datos de Hervé et al. (2016). En colores se representan las diferentes poblaciones distinguidas: P0 (rojo), P1 (amarillo), P1₂ (mostaza) P2 (violeta) y P3 (verde).

En cualquiera de los casos, estos protolitos sufrieron deformación y metamorfismo en la misma época debido a que las estructuras y el metamorfismo que presentan son iguales.

6.2. Evolución de las estructuras y metamorfismo en la zona de San Martín de los Andes

El análisis petrográfico, microtectónico y estructural de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul demuestra que los tipos litológicos más representativos en la región corresponden a esquistos con cordierita y silimanita, granofels, gneises y migmatitas y que dichas rocas fueron afectadas al menos por tres eventos de deformación. Las estructuras tectónicas de estos tres eventos fueron cortadas por los intrusivos devónicos. Por lo tanto, las estructuras y su metamorfismo asociado se habrían desarrollado en un evento tectono-metamórfico durante el Paleozoico inferior. Además, hay evidencias de eventos de deformación y metamorfismo en las rocas ígneas devónicas, lo que indica nuevos eventos orogénicos posteriores al Devónico. En la Tabla 6.1 se presenta un cuadro resumen de la evolución geológica del basamento del Paleozoico inferior de la zona de San Martín de los Andes.

6.2.1. Fases de deformación D_1 y D_2 , y metamorfismo asociado M_1

Los protolitos de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul fueron afectados, en primera instancia, por un evento de deformación D_1 el cual sólo se conserva en forma relictica como una foliación (S_1) dentro de la foliación penetrativa (S_2), preferentemente en rocas esquistosas. Posteriormente, se desarrolla la foliación S_2 , que es una foliación de crenulación, que se encuentra mejor diferenciada en las rocas esquistosas donde está definida por la paragénesis $Bt + Sil + Crd + Qtz + Pl + Ilm \pm Kfs \pm Gr$. Además de estas foliaciones tectónicas, se observa una estructura dada por la alternancia composicional y granulométrica propia del protolito sedimentario (S_0). En los casos donde se reconoce el plano S_0 , este es paralelo a subparalelo a la foliación S_2 .

En las rocas de protolito ígneo, se observa que presentan contactos netos dentro de la secuencia metasedimentaria, paralelos a la foliación S_2 . En estas rocas hay

una foliación no penetrativa debido a la abundancia de cristales equidimensionales, y escasos filosilicatos. Sin embargo, esta foliación no pervasiva presenta la misma orientación que la foliación S_2 de las rocas metasedimentarias circundantes. La presencia de esta foliación y la relación que guarda con la foliación S_2 implica que se habrían deformado al mismo tiempo.

Por otra parte, hay evidencias de que la migmatización es sincrónica a posterior respecto de la foliación S_2 . Esto se evidencia en las metatexitas donde los leucosomas, que representan el inicio de la fusión parcial, se dispone de manera paralela a la foliación S_2 . Por lo tanto, la formación de la foliación S_2 ocurriría en el Llandoveryano (edad calculada para el evento de fusión parcial) o sería ligeramente más antigua.

En el caso de la foliación relíctica S_1 , está definida por arcos poligonales de grafito o de biotita, lo cual no hace posible identificar una asociación metamórfica para este evento, aunque la presencia de un cristal de andalucita relíctico hace pensar que el metamorfismo M_1 podría corresponder a una serie de baja presión. El metamorfismo prógrado M_1 podría haber acompañado a la deformación D_1 y D_2 alcanzando su clímax durante el evento D_2 con la formación de la foliación S_2 y el evento anatéctico concomitante. Las condiciones correspondientes al pico térmico del metamorfismo M_1 fueron calculadas mediante química de roca total y química mineral en facies anfibolita alta, en zona de silimanita (entre 663° y 686°C), a presiones entre 3 y 4.1 kbar (capítulo 4). Con el conjunto de rocas analizadas no es posible definir una trayectoria para el metamorfismo prógrado, sino condiciones puntuales del pico térmico. Sin embargo, la presencia de un cristal de andalucita en un esquisto con cordierita y silimanita permite inferir que las condiciones prógradas de metamorfismo se encuentran dentro de una serie de baja presión y alta temperatura, o serie de andalusita-silimanita.

Finalmente, porfiroblastos postectónicos de muscovita con bordes simplectíticos con cuarzo presentes en los esquistos con silimanita, gneises y algunos paleosomas de migmatitas representarían una etapa posterior al pico metamórfico. Estos porfiroblastos estarían relacionados con una etapa de rehidratación entre los minerales metamórficos y fluidos acuosos tardíos producto de la migmatización (Brown, 2002; Sawyer, 2008; White et al., 2005). Además, coronas de plagioclasa en cristales de cordierita dan evidencia de una

etapa tardía de reacciones inversas entre los cristales de cordierita y fundido tardío en enfriamiento (Brown, 2002; Sawyer, 2008).

6.2.2. Fase de deformación D_3

Las rocas con y sin fusión parcial se encuentran afectadas por una nueva fase de deformación (D_3). En las rocas sin fusión parcial esta deformación genera crenulación y un clivaje de crenulación incipiente. Asociado a esta estructura se formaron bandas de disolución y precipitación de minerales opacos insolubles en los flancos de los pliegues, los cuales definen la foliación S_3 (Fig. 2.10b-c). En las rocas con fusión parcial, el evento D_3 genera pliegues cerrados con planos axiales de rumbo N-S y transporte tectónico hacia el oeste.

Dado que no se observa recristalización de los minerales preexistentes, ni cristalización de nuevos minerales metamórficos, se interpreta que la fase de deformación D_3 no estuvo acompañada de metamorfismo.

6.2.3. Fase de deformación D_4 y metamorfismo asociado M_2

Los intrusivos devónicos emplazados entre las fases D_3 y D_4 , tienen fajas de cizalla frágil-dúctil, de rumbo NNO-SSE vergentes al SSO y al NNE. Son estructuras discretas de tamaño centimétricas a hectométricas. También existen pliegues cuyos planos axiales presentan un rumbo NNO-SSE.

Además, una paragénesis metamórfica de bajo grado (Chl + Ser + Prh + Act) reemplaza a los minerales primarios de los granitoides devónicos. El reemplazo de biotita por clorita también es común afectando las rocas metamórficas. Este evento metamórfico (M_2) tiene una distribución generalizada y afecta tanto a los granitos devónicos como a su caja metamórfica y, por su asociación metamórfica, corresponde a un metamorfismo en facies esquistos verdes baja (Bucher y Grapes, 2011). En este sector, Lucassen et al. (2004) calcularon una edad Rb-Sr para una migmatita, la cual arrojó una edad de 368 ± 9 Ma (Devónico Superior tardío). Sin embargo, dado que la formación de las migmatitas es anterior a la intrusión de los cuerpos devónicos y por lo tanto son la caja de éstos, esta edad indicaría una apertura del sistema isotópico. Esto podría deberse, por un lado, al efecto térmico de la intrusión de los granitoides o, al

metamorfismo regional (M_2) que afectó con posterioridad y en forma conjunta, tanto a los granitoides como a la caja metamórfica. De esta manera, las estructuras que afectan a los granitoides devónicos, y su metamorfismo asociado, habrían estado relacionadas a un evento ocurrido durante el Paleozoico superior.

6.2.4. Fase de deformación D_5

Las estructuras más jóvenes en la región son estructuras frágiles como fallas, dúplex y pliegues. A escala de afloramiento, las fallas reconocidas son normales y de rumbo N-S, que en ocasiones permiten el emplazamiento de diques andesíticos y riolíticos que cortan a las rocas de la zona. Los pliegues son abiertos con planos axiales de rumbo N-S.

Sin embargo, las estructuras mayores reconocidas en el sector corresponden a corrimientos de aproximadamente 20 km de longitud con rumbo NNO-SSE, los cuales presentan un rumbo similar a las fajas de cizalla de mayor tamaño reconocidas en la zona (capítulo 4). Tales orientaciones podrían indicar una influencia de las estructuras del Paleozoico superior en el desarrollo de estos corrimientos. Por las características de la deformación, las rocas involucradas y las relaciones de campo, estas estructuras tardías fueron formadas durante la deformación cenozoica del ciclo orogénico andino.

6.2.5. El metamorfismo de los esquistos con andalucita

La transformación polimórfica de la andalucita en silimanita ocurre tanto en metamorfismo regional como en metamorfismo de contacto. Los esquistos con andalucita con porfiroblastos de quiaistolitas y cordierita, constituyen la única posible evidencia de metamorfismo térmico de contacto en el área de estudio, aunque existen otras evidencias de que podrían haberse formado durante el metamorfismo regional. La presencia de cristales de andalucita y falta de silimanita indicaría que estos afloramientos son de menor grado metamórfico que los encontrados en el sector Noreste y Sudeste del Lago Lácar.

Las relaciones entre los porfiroblastos de andalucita y la matriz, la disposición de los porfiroblastos de andalucita y cordierita con una orientación preferencial

a escala macroscópica y, el hecho de que la foliación envuelva a algunos porfiroblastos, hacen pensar que estos porfiroblastos se formaron de forma pre a sintectónicos de la foliación principal de la roca. Por otra parte, como se mencionó anteriormente, una muestra de un esquisto con silimanita presenta un cristal de andalucita relictica indicando que, en ese caso, las andalucitas fueron parte del metamorfismo prógrado hasta alcanzar la isógrada de la silimanita y, no habrían sido formados por metamorfismo de contacto.

Si se considera que los porfiroblastos son el resultado de un metamorfismo de contacto (Mc) y, considerando que el afloramiento de este tipo litológico se encuentra como un tabique dentro de rocas ígneas devónicas, se podría adjudicar este metamorfismo a la intrusión de dichos plutones.

Edad	Metamorfismo	Fases de Deformación	Magmatismo	Estructura		
				Rocas sin fusión parcial	Migmatitas	Granitoides
Cenozoico		D5	Rocas intrusivas y volcánicas	Fallas normales, duplex y pliegues amplios de rumbo N-S		
Paleozoico superior	M ₂	D4				Fajas de cizalla
Devónico (374-400 Ma)	Mc (?)		Emplazamiento del CPSMA			
Silúrico superior		D3		Pliegues F3 y foliación de crenulación S ₃	Pliegues cerrados metatexita	
Silúrico inferior (ca. 430 Ma)	Fusión parcial, pico térmico del M ₁					
Ordovícico sup-Silúrico inf	M ₁	D1-D2		S ₂ foliación de crenulación (Pliegues isoclinales F ₂) - S ₁ foliación relictica		
Cámbrico superior Ordovícico inferior			Magmatismo básico-intermedio sinsediment	S ₀ Alternancia composicional y granulométrica		

Tabla 6.1. Resumen de los eventos de metamorfismo, deformación, magmatismo y estructuras que afectan las rocas metamórficas e ígneas (CPSMA = Complejo Metamórfico San Martín de los Andes).

6.3. Comparaciones regionales

6.3.1. *Cordillera Norpatagónica*

Como se discutió en el primer capítulo, los afloramientos de basamento de la Cordillera Norpatagónica se presentan como roca de caja de cuerpos intrusivos

de diferentes edades (Devónico, Carbonífero-Pérmico, Jurásico y Cretácico). Los trabajos sobre estas rocas han dado cuenta de diferentes edades y evoluciones tectono-térmicas para las rocas metamórficas.

Las rocas metamórficas de la zona de Aluminé se encuentran como enclaves en rocas ígneas de edad cretácica principalmente (Latorre et al., 2001; Lucassen et al., 2004; Urza et al., 2011) y son rocas metamórficas de protolitos ígneos y sedimentarios (Urza et al., 2015, 2011; Vattuone de Ponti, 1990). Dichas rocas se habrían originado en una serie de baja presión-alta temperatura, las cuales fueron posteriormente afectadas por un evento de mayor presión y menor temperatura con una evolución de tipo anti-horaria (Urza et al., 2015; Vattuone de Ponti, 1990). Estas rocas son similares a las rocas estudiadas en San Martín de los Andes, aunque en este sector no se reconocieron evidencias de alta presión. Sin embargo, dataciones realizadas en monacitas en la zona de Aluminé dieron una edad de $360 \pm 7\text{Ma}$, la cual fue asignada a la edad de metamorfismo de dichas rocas (Urza et al., 2011).

En la cuesta de Rahue, ubicada a la misma latitud que Aluminé pero ya en el ámbito de la precordillera neuquina sur, las rocas metamórficas de bajo grado fueron incluidas en la Formación Colohuincul junto a las rocas metamórficas de los alrededores de Aluminé (Turner, 1965). Han sido datadas por el método U-Pb SHRIMP en circones detríticos y tienen una edad máxima de sedimentación para el protolito de 364 Ma (Ramos et al., 2010). Esto sugiere que el metamorfismo de esas rocas debe ser posterior al Devónico Superior

En la zona de Bariloche, las rocas metamórficas se han atribuido al producto de metamorfismo de rocas ígneas y sedimentarias (García-Sanseguno et al., 2009; Martínez et al., 2012; Pankhurst et al., 2006). Éstas muestran una trayectoria de metamorfismo horaria, con un evento de alta presión – baja temperatura que se conserva de forma relictica, normalmente como inclusiones dentro de porfiroblastos de granate y albita (García-Sanseguno et al., 2009) y en la composición química de núcleos de granate (Martínez et al., 2012). Posteriormente, estas rocas fueron afectadas por una etapa de presión y temperatura intermedia, hasta llegar a bajas presiones y altas temperaturas, y una consiguiente anatexis (García-Sanseguno et al., 2009; Martínez et al., 2012). Si bien estas rocas han sido estudiadas por diversos autores, su pertenencia a un ciclo orogénico particular ha sido propuesta por García-

Sansegundo et al. (2009) quienes las incluyeron en el ciclo Gondwánico. Tal asignación está basada en que el evento metamórfico en Bariloche afecta rocas ígneas cuya edad de cristalización corresponden al Carbonífero temprano (Pankhurst et al., 2006).

Las edades obtenidas hasta el momento demuestran que los afloramientos presentes tanto al norte como al sur de la zona de estudio, en el ámbito de la Cordillera Norpatagónica se habrían formado durante un evento Paleozoico más joven que aquel que originó las rocas metamórficas de la zona de San Martín de los Andes.

6.3.2. Región extra-andina

En el ámbito extra-andino patagónico se halla en los alrededores de las localidades de Comallo, Río Chico y Cushamen, un basamento metamórfico que ha sido comparado por sus similitudes litológicas con aquel de la Cordillera Patagónica (Dalla Salda et al., 1994; 1999; Digregorio y Uliana, 1980). En este sector, las rocas metamórficas han sido agrupadas dentro de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964).

La Formación Cushamen comprende rocas metamórficas tales como esquistos, gneises, metadiamictitas, metavulcanitas y migmatitas. Los esquistos presentan una paragénesis de granate y silimanita que en ocasiones pueden presentar estauroлита (Cerredo y López De Luchi, 1998; Dalla Salda et al., 1994; Duhart et al., 2002; Volkheimer, 1964).

Su metamorfismo está caracterizado como de grado medio, transicional entre facies esquistos verdes y anfíbolita (Cerredo, 1997; Cerredo y López De Luchi, 1998; Dalla Salda et al., 1994; Duhart et al., 2002; Giacosa et al., 2004; Volkheimer, 1964). Este evento metamórfico tendría sobreimpuesto un metamorfismo dinámico al cual se asocian zonas de cizalla (Cerredo, 1997). Por otra parte, se ha identificado al protolito de esta unidad como una secuencia sedimentaria con numerosas intercalaciones de rocas ígneas (Cagnoni et al., 1997; Cerredo y López De Luchi, 1998; Giacosa et al., 2004). En la secuencia sedimentaria se reconocen una alternancia de pelitas y metagrauvacas (Cagnoni et al., 1997; Cerredo y López De Luchi, 1998; Giacosa et al., 2004) y depósitos glacimarininos (Duhart et al., 2002; Marcos et al., 2017).

Ostera et al. (2001) propusieron que el evento metamórfico sobre las unidades sedimentarias ocurrió durante el Devónico medio a tardío, mientras que para el protolito sugirieron una edad de depositación precámbrica. Posteriores análisis geocronológicos sobre el protolito de la Formación Cushamen en las cercanías de Río Chico han sido realizadas por Hervé et al. (2005) quienes obtuvieron una edad máxima de sedimentación en *ca.* 335 Ma (Missisipiano; U-Pb SHRIMP en circones detríticos). Recientemente, Marcos et al. (2017) propusieron un período de sedimentación para los depósitos glacialmarinos de la Formación Cushamen entre 314 y 300 Ma.

Dada la heterogeneidad de los datos disponibles, no es posible concluir sobre la edad de depositación de los protolitos de la Formación Cushamen y su vinculación con el Complejo Colohuincul. Sin embargo, estas edades sugieren que una parte de la Formación Cushamen sería más joven que las rocas metamórficas de la zona de San Martín de los Andes, por lo que estos basamentos serían producto de dos ciclos orogénicos diferentes.

Otros afloramientos ubicados al sur de Gastre asignados a la Formación Cushamen fueron recientemente asignados a una nueva unidad denominada Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres (Giacosa et al., 2014). Este complejo está constituido por paragneises y esquistos con silimanita y granate, migmatitas y anfibolitas. La relación de intrusividad de un granito devónico (Pankhurst et al., 2006) con el Complejo Cáceres es similar a aquella encontrada en la zona de San Martín de los Andes. No obstante, su evolución metamórfica es distinta, describiéndose un metamorfismo de alta temperatura y presión intermedia, de tipo barroviense, al cual se le sobreimpone un metamorfismo dinámico con desarrollo de zonas de cizalla.

6.3.3. Macizo Norpatagónico

Considerando que las rocas de basamento estudiadas hasta el momento en el ámbito de la Cordillera Patagónica y de su zona extra-andina presentan edades del Paleozoico superior, se intentó establecer una relación con rocas del Paleozoico inferior de otros ámbitos de la Patagonia.

Al Este de la Cordillera, en el área del Macizo Norpatagónico se encuentran rocas metamórficas que sirven de basamento a una secuencia sedimentaria siluro-

devónica, compuesto por unidades de bajo y alto grado metamórfico. Las de bajo grado metamórfico se agrupan en las Formaciones Nahuel Niyeu (Caminos, 1983) y El Jagüelito, (Ramos, 1975; Giacosa, 1987) y la unidad de alto grado metamórfico se denominó Complejo Mina Gonzalito (Giacosa, 1987). Dichas unidades tienen una edad de sedimentación de sus protolitos entre los 530 Ma a los 507 Ma, donde la mayoría de las muestras presentan una edad alrededor de los 515 Ma. (Gonzalez et al., 2018; Greco et al., 2017; Pankhurst et al., 2006; Rapalini et al., 2013). Las edades más jóvenes de estas secuencias son similares, aunque un poco más antiguas, a la edad calculada en San Martín de los Andes, aunque cabe aclarar que los patrones de circones detríticos presentan diferencias entre sí.

El grado de similitud entre las edades de poblaciones de circones detríticos de dos muestras puede ser evaluada cuantitativamente con el test estadístico de Kolmogorov-Smirnov (K-S test). Este test compara las curvas de probabilidad acumulada de edades de circones detríticos entre dos muestras para calcular la probabilidad (P) de que dichas muestras deriven de una misma población original a partir de un muestreo aleatorio. Como criterio para la comparación de las poblaciones de circones detríticos se utiliza un valor de $P \leq 0,05$, indicando que hay una probabilidad de 95% que la diferencia entre las dos poblaciones sometidas a prueba no sea debido a un error de muestreo al azar, sino a que estas dos muestras derivan de diferentes poblaciones originales. De esta manera, dos poblaciones con $P=1$ son idénticas mientras que poblaciones con $P=0$ no presentan superposición de edades en dichas muestras (Guynn y Gehrels, 2010; rutina disponible en <http://www.laserchron.org>).

Al comparar la muestra obtenida para el protolito de San Martín de los Andes con aquellas del Macizo Norpatagónico, se puede observar que los valores de probabilidad son menores a 0.05, presentando valores de 0.0 para todos los casos (Tabla 6.2). Analizando el diagrama de las funciones de distribución acumulada, se puede ver que la distribución de la muestra de San Martín de los Andes es estadísticamente diferente a las muestras analizadas del Macizo Norpatagónico. Estos parámetros sugerirían que estas secuencias no fueron formadas por la acumulación de productos de erosión de las mismas regiones fuente.

K-S P-valores usando errores en el CDF							
	C. Mina Gonzalito	Fm Nahuel Niyeu				Fm. El Jaguelito	Complejo Colohuincul
	GON014 ⁽¹⁾	SA108 ⁽²⁾	SA109 ⁽²⁾	V11-51 ⁽³⁾	V11-81 ⁽³⁾	SGR018 ⁽¹⁾	SMA23-2
GON014		0.004	0.001	0.098	0.483	0.090	0.000
SA108	0.004		0.993	0.221	0.000	0.393	0.000
SA109	0.001	0.993		0.181	0.000	0.137	0.000
V11-51	0.098	0.221	0.181		0.000	0.995	0.000
V11-81	0.483	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000
SGR018	0.090	0.393	0.137	0.995	0.000		0.000
SMA23-2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	

Tabla 6.2. Resultados del test estadístico de Kolmogorov-Smirnov para todas las muestras analizadas. Valores P: En blanco, $P < 0,05$; En naranja: $P > 0,05$. Muestras tomadas de ⁽¹⁾ Pankhurst et al. (2006) ⁽²⁾ Rapalini et al. (2013) ⁽³⁾ Greco et al. (2017).

Para analizar en término de presencia o ausencia poblaciones de edades en el patrón de circones detríticos, se construyeron diagramas de frecuencia donde cada curva es construida con la suma de las edades individuales con sus errores, normalizado por el número de análisis (Fig. 6.2). De esta manera cada curva contiene la misma área (rutina disponible en <http://www.laserchron.org>). Al comparar los patrones, se puede observar que aquellos pertenecientes a rocas del Macizo Norpatagónico tienen su mayor aporte de circones detríticos entre 510 y 600 Ma. Esto difiere del patrón obtenido en la roca metasedimentaria de San Martín de los Andes ya que el aporte de edades más importante no es la población más joven sino la población entre 1000 y 1200 Ma.

Entre las edades más antiguas, las rocas del Macizo Norpatagónico presentan picos menores entre 1000 y 1200 Ma, y edades aisladas alrededor de 2500 Ma (Fig. 6.2). Esta distribución de edades fue reconocida como una proveniencia típica de Gondwana (Pankhurst et al., 2006). Contrariamente, edades entre 1300 y 1500 Ma no han sido reconocidas en las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito, y en muy baja proporción en el Complejo Mina Gonzalito.

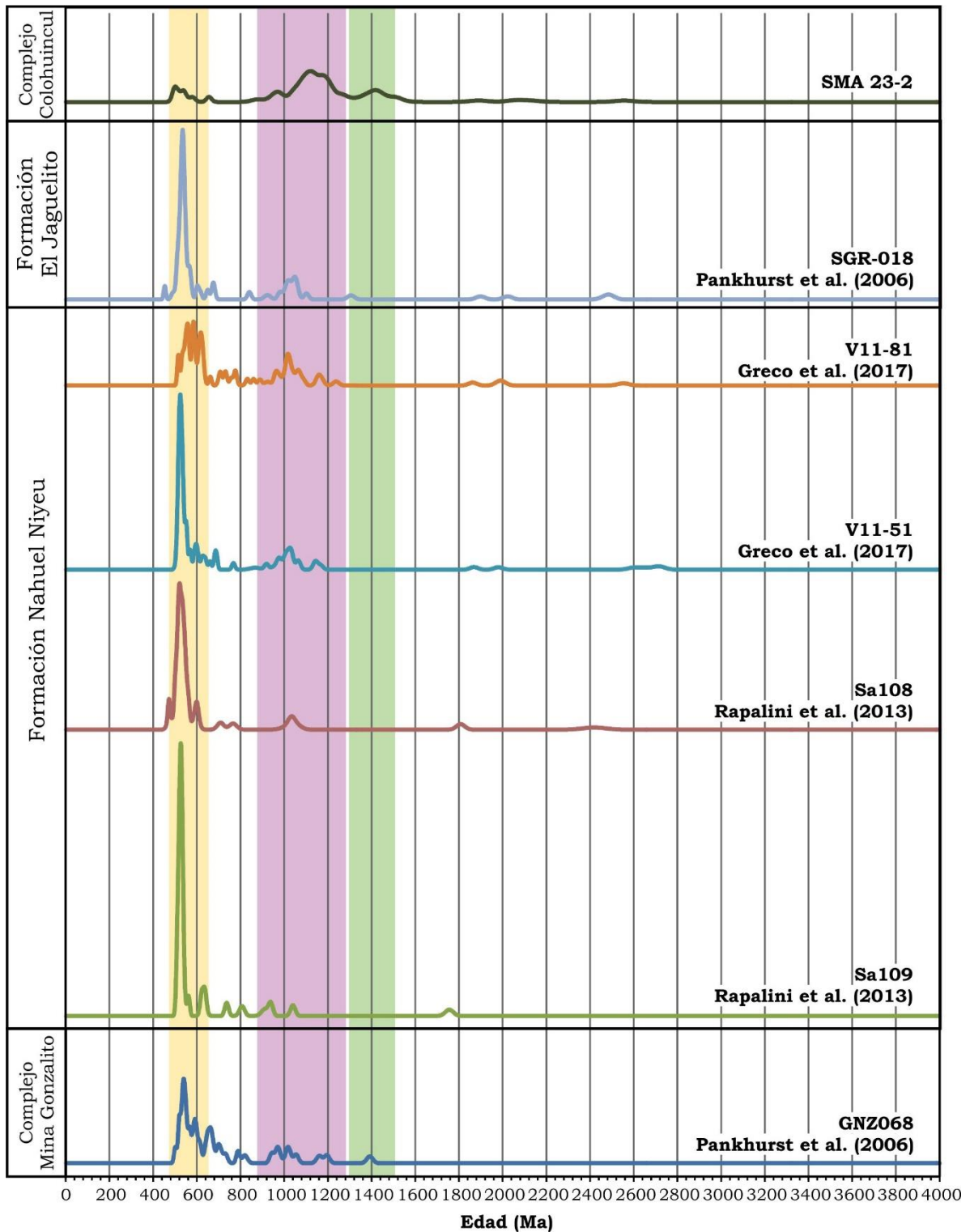


Fig. 6.2. a) Diagramas de frecuencia normalizados al número de análisis de circones detríticos. En colores se representan las diferentes poblaciones distinguidas para la muestra analizada en esta tesis doctoral: P1 (amarillo), P2 (violeta) y P3 (verde).

Estas diferencias, sumado a los resultados del K-S test sugieren que las cuencas donde se formaron las unidades presentes en el Macizo Norpatagónico tuvieron distinto aporte que aquellas donde se formaron los protolitos de las rocas de

San Martín de los Andes. Además, esta diferencia puede ser observada en términos del protolito que dio origen a las rocas metamórficas de ambos sectores. Para las rocas paraderivadas de San Martín de los Andes, se encontró una predominancia de rocas arenosas con intercalaciones de pelitas en baja proporción. El análisis geoquímico de dichas rocas reveló que son sedimentos maduros en términos composicionales y que podrían haber sufrido más de un ciclo de transporte y sedimentación. Sin embargo, las rocas sedimentarias que dieron origen a las rocas metamórficas de las formaciones Nahuel Niyeu y El Jagüelito son grauvacas, las cuales son inmaduras textural y composicionalmente (Greco et al., 2017 y referencias allí citadas). Esto implica una cuenca cercana al área de aporte, con escaso transporte de sedimentos (Greco et al., 2017). Estas diferencias se ven evidenciadas en los diferentes tipos de patrones de circones detríticos y las diferentes morfologías de circones encontradas.

6.4. Consideraciones regionales

6.4.1. *Áreas de procedencia*

Se analizarán las edades isotópicas obtenidas a partir de circones detríticos con el fin de identificar las edades de las principales fuentes que contribuyeron activamente en el aporte sedimentario de la cuenca donde se depositaron los protolitos del Complejo Colohuincul en la zona de San Martín de los Andes.

El aporte de circones con edades mesoproterozoicas (entre 1000 y 1500 Ma) domina el patrón de circones detríticos del Complejo Colohuincul, siendo la moda más representativa entre 1000 y 1200 Ma, también referidas como “edades Grenvillianas”. Dicho grupo de edades se encuentra representado en rocas de edad similar y más jóvenes en la Patagonia (Greco et al., 2017; Naipauer, et al., 2010a; Pankhurst et al., 2014, 2006, 2003; Rapalini et al., 2013; Uriz et al., 2011). Algunos autores atribuyeron este grupo de edades como procedente del basamento donde se encontraban las cuencas cámbricas de la Patagonia, evidenciado como núcleos heredados en circones de granitos cámbricos (Greco et al., 2017; Pankhurst et al., 2014), y equiparable con el basamento del Orógeno Pampeano en Sierras Pampeanas Orientales (Uriz et al., 2011).

Contrariamente, edades entre 1300 y 1500 Ma. no se encuentran representadas en rocas de edad similar o más jóvenes en el sector oriental de la Patagonia. Rocas con dichas edades para el resto de Gondwana se ubican en el cratón del Amazonas, en las provincias Rondonia –San Ignacio (Bettencourt et al., 2010 y referencias allí citadas). Sin embargo, esta posible fuente de circones mesoproterozoicos es improbable considerando que en áreas del centro y Este de la Patagonia dichas edades no están representadas. Asimismo, en el sur de la Patagonia en rocas del basamento del Macizo del Deseado, tampoco se registra la presencia de circones de esas edades (Moreira et al., 2013; Permuy Vidal et al., 2014).

Por otra parte, aporte de edades entre 1300 y 1500 Ma. han sido reconocidas en rocas del basamento de Sierras Pampeanas Occidentales, donde diversos autores han atribuido la presencia de circones de estas edades o bien a erosión de rocas ígneas de esa edad o, a reciclaje de rocas más antiguas con circones de esa edad. En ambos casos, estas rocas tienen una procedencia Lauréntica y las distintas rocas que presentan estas edades se encuentran en fragmentos continentales alóctonos (Naipauer et al., 2010b; Ramacciotti et al., 2018; Rapela et al., 2016 y referencias allí citadas).

6.4.2. Modelo geológico para el Paleozoico inferior

La evolución geológica de la Patagonia norte ha sido objeto de estudio por diversos autores quienes han desarrollado distintos modelos de evolución que aún son discutidos. Los estudios de la evolución de la Patagonia durante el Paleozoico se concentraron en la zona del Macizo Norpatagónico Oriental, donde se encuentran los afloramientos mejor estudiados para el intervalo Cámbrico-Ordovícico, y su evolución posterior.

De estos estudios se desprenden dos hipótesis principales que a su vez pueden presentar diferentes variantes. Una plantea la posibilidad de aloctonía de la Patagonia respecto al margen sudamericano de Gondwana (p.ej. Ramos, 1984; 2008) y, donde la fauna de arqueociátidos encontrada en bloques de caliza en un metaconglomerado de la Formación El Jagüelito, sumada a criterios litológicos y geocronológicos, apoya una conexión Antártica y una relación con la orogenia Ross de los Montes Transantárticos (González et al., 2010, 2011a,

b; 2018; Naipauer et al., 2010; Ramos y Naipauer, 2014). Otras líneas de investigación sugieren que los orógenos Pampeano y Famatiniano del Noroeste Argentino y las Sierras Pampeanas podrían continuarse hacia el sur en la Patagonia (Pankhurst et al., 2003, 2006, 2014; Greco et al., 2017; Gregori et al., 2008; Rapalini et al., 2013) o bien, la posibilidad de que la Patagonia haya pertenecido al margen de Gondwana con una posterior separación y colisión de este terreno al margen sudoeste de Gondwana (López de Luchi et al., 2010; Rapalini et al. 2010; Martínez Dopico et al., 2011; Pankhurst et al., 2014).

Diversos aspectos abordados en esta tesis doctoral, para la evolución de la Cordillera Nordpatagónica, pueden ser integrados en el modelo desarrollado por Heredia et al. (2016, 2017), donde se propone la presencia de un terreno continental de dimensiones y origen desconocido, el cual se habría acretado al margen sudoeste de Gondwana durante el Paleozoico inferior. La propuesta que se expondrá a continuación para la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica durante el Paleozoico inferior puede ser incluida dentro de las propuestas anteriormente mencionadas. Sin embargo, la posibilidad más sencilla sería incluirla dentro de un modelo autoctonista, donde el Macizo Nordpatagónico se encontrase anexo a Sudamérica. En este marco geotectónico, el borde suroeste de Gondwana corresponde a un margen de subducción normal hacia el continente (orógeno acrecional *Terraaustralis sensu* Cawood, 2005).

La presencia de una zona de subducción para el margen sudoeste de Gondwana ha sido propuesta por diversos autores, basados en la presencia de rocas ígneas relacionadas a un arco magmático para el Cámbrico-Ordovícico en la zona del Macizo Norpatagónico Oriental, con granitoides de edades entre 515-490 y *ca.* 472-454 Ma (Greco et al., 2015; Pankhurst et al., 2014, 2006; Rapalini et al., 2013; Varela et al., 2011). Partiendo desde ese ambiente tectónico se propone la siguiente evolución geodinámica para el margen suroeste de Gondwana en la zona de estudio la cual ha sido esquematizada en la Fig. 6.3. La placa oceánica en subducción arrastraría consigo un fragmento continental (Patagonia Occidental según Heredia et al., 2016, 2017) que posteriormente sería acretado al margen Sudoccidental de Gondwana. En este fragmento se ubicaría la cuenca en la cual se habrían depositado los protolitos de las rocas metamórficas de San Martín de los Andes. De esta manera, para el Cámbrico medio, las cuencas del Este del Macizo Norpatagónico estaría en una posición de antearco (Greco et al., 2017; Pankhurst et al., 2006), con aporte de circones del arco y sedimentos

inmaduros, mientras que la cuenca del protolito del Complejo Colohuincul se encontraría alejada del margen sudoeste de Gondwana y no recibiría ese aporte del arco activo.

Posteriormente, este fragmento continental se habría acretado durante el Silúrico temprano, donde cesa la actividad del arco en la zona del Macizo Norpatagónico y, para la zona cordillerana, se desarrollarían las dos primeras fases de deformación y el evento anatéctico alrededor de los 434 Ma. La presencia de metamorfismo de baja presión y alta temperatura (LP-HT), y eventos de fusión parcial en orógenos de colisión ha sido estudiada por numerosos autores. Entre las posibilidades existentes, dos mecanismos para el aumento de calor en la parte superior de la litósfera son citados. El primero se encuentra relacionado con una fase de rebote isostático y descompresión con ascenso de astenósfera caliente cerca de la superficie (England y Thompson, 1984; Thompson, 1999). Esto generaría una trayectoria P-T-t horaria para las rocas metamórficas involucradas y la fusión parcial asociada a un evento extensional. En el segundo caso, podría existir una delaminación o adelgazamiento de la litósfera inferior, la cual sería reemplazada por manto astenosférico de mayor temperatura durante el engrosamiento cortical. Este ascenso generaría una transferencia advectiva de calor y por lo tanto, una perturbación de las geotermas de la litósfera superior (Arnold et al., 2001; Brown, 1993; Loosveld y Etheridge, 1990; Sandiford y Powell, 1991). En este caso la fusión parcial se encuentra relacionada a estructuras compresivas. Si bien no se pudo calcular la trayectoria P-T-t para las rocas estudiadas en San Martín de los Andes, no se observa ningún indicio de una paragénesis de mayor presión, ni la presencia de estructuras extensionales, por lo que el segundo mecanismo citado podría pensarse para el evento metamórfico M_1 de la región.

Finalmente, la subducción se reactivaría a partir del Devónico inferior con la formación de granitos de arco, intruidos en las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul.

La acreción de un bloque cortical al margen suroeste de Gondwana durante devónico ha sido propuesta por Chernicoff et al. (2013) y Hervé et al. (2017). Estas propuestas difieren entre sí en las características de la litosfera involucrada, mesoproterozoica y paleoproterozoica continental de procedencia Laurentica en el primero, y un arco de islas oceánicas en la segunda. Ambas

propuestas difieren de la expuesta en la edad de la acreción que aquí ha sido considerada como silúrica.

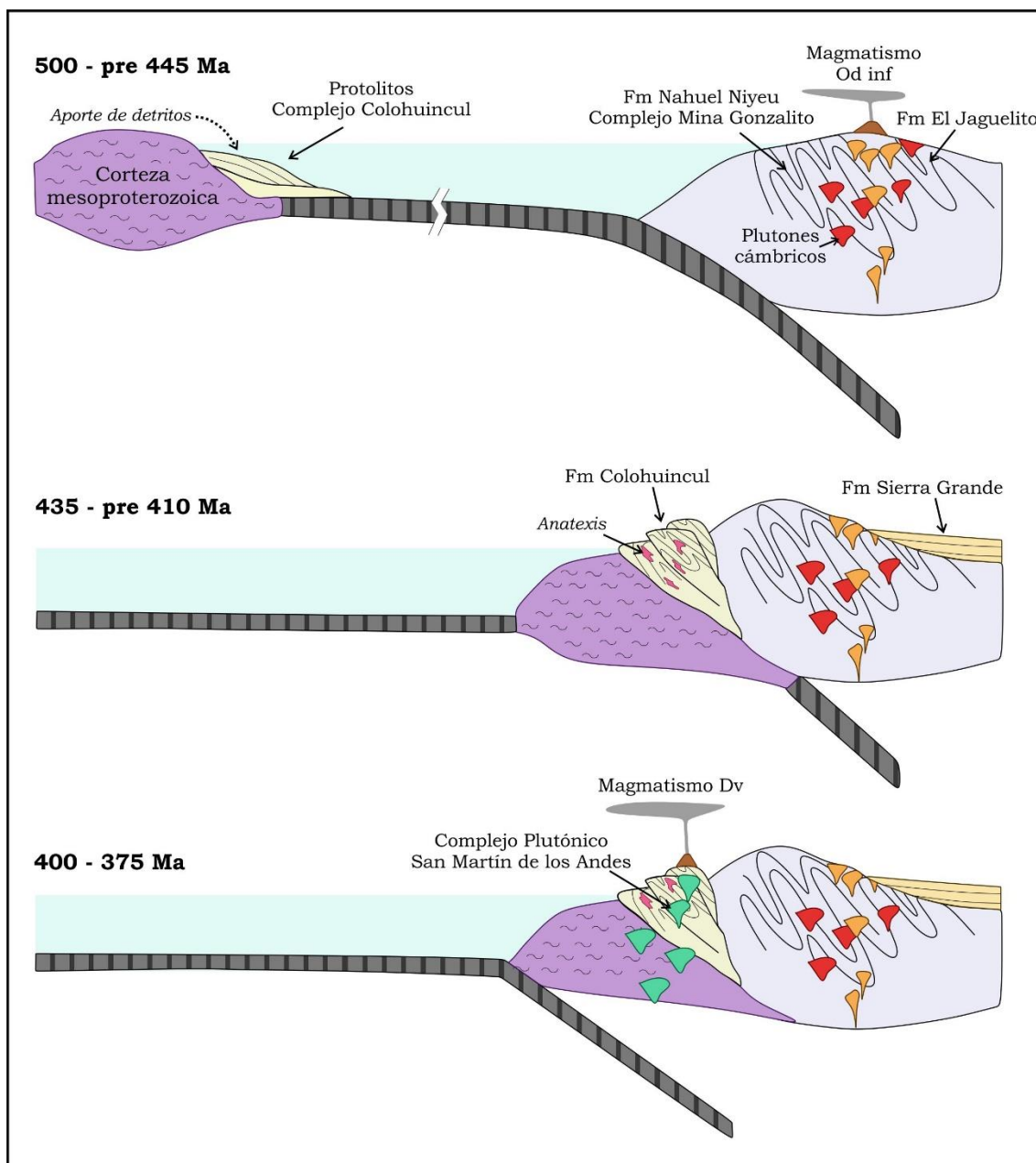


Fig. 6.3. Esquema de evolución geodinámica para el margen suroeste de Gondwana para la zona de estudio desde los 500 a 375 Ma.

6.5. Bibliografía

- Arnold, J., Jacoby, W. R., Schmeling, H., Schott, B. (2001). Continental collision and the dynamic and thermal evolution of the Variscan orogenic crustal root - numerical models. *Journal of Geodynamics*, 31(3), 273-291.
- Bettencourt, J. S., Leite, W. B., Ruiz, A. S., Matos, R., Payolla, B. L., Tosdal, R. M. (2010). The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 28-46.
- Brown, M. (1993). P – T – t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 150, 227-241.
- Brown, M. (2002). Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(1), 25-40.
- Bucher, K., Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Cagnoni, M., Linares, E., Haller, M., Ostera, H. (1997). Caracterización geoquímica de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) en el área de Río Chico, Provincia de Río Negro, Argentina. Proveniencia y marco tectónico. En *VIII Congreso Geológico Chileno* (pp. 1229-1235).
- Camino, R. (1983). Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico y Minero Nacional.
- Cawood, P. A. (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), 249-279.
- Cerrodo, M. E. (1997). The metamorphism of Cushamen Formation, Rio Chico area, Northpatagonian Massif, Argentina. En *VIII Congreso Geológico Chileno* (pp. 1236-1240).
- Cerrodo, M. E., López De Luchi, M. G. (1998). Mamil choique granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: Magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5), 499-515.

- Dalla Salda, L. H., Varela, R., Cingolani, C., Aragón, E. (1994). The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4), 377-386.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani. (1999). El Basamento Precámbrico-Paleozoico Inferior De La Patagonia , Islas Malvinas Y Antártida. En *Geología Argentina* (pp. 124-131). Buenos Aires: Instituto de geología y recursos minerales.
- Digregorio, J. H., Uliana, M. (1980). Cuenca Neuquina. En *Geología Regional Argentina II* (pp. 985-1032).
- Duhart, P., Haller, M., Hervé, F. (2002). Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, Provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino , 2(October 2015), 97-100.
- England, P. C., Thompson, A. B. (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25(4), 894-928.
- García-Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R. E., Heredia, N. (2009). Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1599-1608.
- Giacosa, R. (1987). Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmático en el extremo suroriental del Macizo Norpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. En *X Congreso Geológico Argentino* (pp. 51-54). San Miguel de Tucumán.
- Giacosa, R., González, P., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S., Rossi, A. (2014). Complejo ígneo-metamórfico Cáceres: Una nueva unidad metamórfica de alto grado en el basamento de Gastre, Macizo Nordpatagónico. En *XIX Congreso Geológico Argentino* (pp. 1-2).
- Giacosa, R., Márquez, M., Nillni, A., Fernández, M., Fracchia, D., Parisi, C., ... Sciutto, J. (2004). Litología y estructura del basamento ígneo-metamórfico del borde SO del Macizo Nordpatagónico al oeste del río Chico, (Cushamen, Chubut, 42° 10'S - 70° 30'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*,

59(4), 569-577.

- González, P.D., Varela, R., Sato, A.M., Greco, G.A., Naipauer, M., Llambías, E., (2010). Evidencias geológicas y paleontológicas en la Formación El Jagüelito para la conexión Patagonia-Antártida durante el Paleozoico inferior. In: X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología. La Plata, Actas en CD, vol. 48.
- González, P.D., Tortello, M.F., Damborenea, S.E., (2011a). Early cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from El Jaguelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geol. Acta* 9, 159-173.
- González, P.D., Greco, G.A., Varela, R., Naipauer, M., Sato, A.M., Llambías, E.J., García, V., Campos, H., (2011b). Patrón metamórfico invertido en la Formación El Jagüelito de la Herradura del Salado, Basamento Norpatagónico, Río Negro. In: Leanza, H., et al. (Eds.), XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Actas en CD, pp. 85-86.
- González, P. D., Sato, A. M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M., Sato, K., ... Dorado, A. C. (2018). Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks. *Gondwana Research*, 63, 186-225.
- Greco, G. A., Gonzalez, S., Sato, A. M., Gonzalez, P. D., Basei, M. A. S., Llambías, E. J., Varela, R. (2017). The Nahuel Niyeu basin: A Cambrian forearc basin in the eastern North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 111-136.
- Greco, G., González, P. D., González, S. N., Sato, A. M., Basei, M. A. S., Tassinari, C. C. G., ... Llambías, E. J. (2015). Geology, structure and age of the Nahuel Niyeu Formation in the Aguada Cecilio area, North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 12-32.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A., (2008). Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Res.* 14, 429-450
- Guynn, J., Gehrels, G. (2010). Comparison of Detrital Zircon Age Distributions

Using the K-S Test Visualization and representation of age-distribution data Histograms. University of Arizona online dataset, 1-16.

Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R. E., Alonso, J. L., ... Ramos, V. A. (2016). Evolución geodinámica de los Andes de Argentina, Chile y la Península Antártica durante el Neoproterozoico superior y el Paleozoico. *Trabajos de Geología*, 36, 00-00.

Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R. E., Hongn, F., ... Ramos, V. A. (2017). The Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times. En *The evolution of the Chilean and Argentinean Andes* (pp. 133-153). Springer-Verlag.

Hervé, F., Haller, M., Duhart, P., Fanning, C. M. (2005). SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina: Geological implications. En *16° Congreso Geológico Argentino*. La Plata.

Latorre, C. O., Vattuone, M. ., Linares, E., Leal, P. R. (2001). K-Ar ages of rocks from Lago Alumine, Rucachoroi and Quillen, North Patagonian Andes, Neuquen, Republica Argentina. En *South American symposium on isotope geology* (pp. 577-580).

Loosveld, R. J. H., Etheridge, M. A. (1990). A model for low-pressure facies metamorphism during crustal thickening. *Journal of Metamorphic Geology*, 8(3), 257-267.

López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Tomezzoli, R.N., (2010). Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? *Tectonophysics* 494, 118-137

Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vasquez, P., Romer, R. L., Figueroa, O. (2004). Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: The Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 17(2), 103-119.

Marcos, P., Gregori, D. A., Benedini, L., Barros, M., Strazzere, L., Pivetta, C. P.

- (2017). Pennsylvanian glacial-marine sedimentation in the Cushamen Formation, western North Patagonian Massif. *Geoscience Frontiers*, 9(2), 485-504.
- Martínez, J. C., Dristas, J., Massonne, H. J. (2012). Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review*, 54(4), 472-490.
- Martínez Dopico, C. I., López de Luchi, M. G., Rapalini, A. E., Kleinhanns, I. C. (2011). Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm-Nd isotope systematics. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3), 324-341.
- Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning, C. M., Schalamuk, I. A. (2013). Detrital zircons U-Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 32-46.
- Naipauer, M., Sato, A., González, P., Chemale, F., Varela, R., Llambías, E. J., ... Dantas, E. (2010a). Eopaleozoic Patagonia–East Antarctica connection: Fossil and U-Pb evidence from El Jagüelito Formation. En *VII South American Symposium on Isotope Geology* (pp. 602-605).
- Naipauer, M., Vujovich, G. I., Cingolani, C. A., McClelland, W. C. (2010b). Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 306-326.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M., Márquez, M. (2006). Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76(3-4), 235-257.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Lopez De Luchi, M. G., Rapalini, a. E., Fanning, C. M., Galindo, C. (2014). The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society*, 171(3), 313-328.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Loske, W. P., Marquez, M., Fanning, C. M. (2003). Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern

- Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 27-44.
- Permuy Vidal, C., Moreira, P., Guido, D. M., Fanning, C. M. (2014). Linkages between the southern Patagonia Pre-Permian basements: New insights from detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District. *Geologica Acta*, 12(2), 137-150.
- Ramacciotti, C. D., Casquet, C., Baldo, E. G., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Verdecchia, S. O., ... Fanning, M. (2018). A Cambrian mixed carbonate-siliciclastic platform in SW Gondwana: evidence from the Western Sierras Pampeanas (Argentina) and implications for the early Paleozoic paleogeography of the proto-Andean margin. *International Journal of Earth Sciences*, 1-21.
- Ramos, V. A. (1975). Geología del sector oriental del Macizo Norpatagónico entre Aguada Capitan y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(3), 274-285.
- Ramos, V.A., (1984). Patagonia: un continente paleozoico a la deriva. In: IX Congreso Geológico Argentino San Carlos de Bariloche, Actas, 311-325.
- Ramos, V. A. (2008). Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26(3), 235-251.
- Ramos, V. A., García Morabito, E., Hervé, F., Fanning, C. M. (2010). Grenville-Age sources in Cuesta de Rahue, Northern Patagonia: Constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. *GeoSur*, (1992), 42-45.
- Ramos, V. A., Naipauer, M. (2014). Patagonia: Where does it come from? *Journal of Iberian Geology*, 40(2), 367-379.
- Rapalini, A.E., Lopez de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C., Lince Klinger, F., Gimenez, M., Martínez, P., (2010). Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geol. Acta* 8, 349-371.
- Rapalini, A. E., de Luchi, M. L., Tohver, E., Cawood, P. A. (2013). The South American ancestry of the North Patagonian Massif: Geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, 25(4), 337-342.
- Rapela, C. W., Verdecchia, S. O., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Baldo, E. G.,

- Galindo, C., ... Fanning, C. M. (2016). Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research*, 32, 193-212.
- Sandiford, M., Powell, R. (1991). Some remarks on high-temperature low-pressure metamorphism in convergent orogens. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(3), 333-340.
- Sawyer, E. W. (2008). Atlas of Migmatites. (P. B. Cavers, Ed.) (Special Pu). Ottawa, Ontario, Canada: The Canadian Mineralogist.
- Thompson, A. B. (1999). Some time-space relationships for crystal melting and granitic intrusion at various depths. En A. Castro, A. Fernández, J. L. Vigneresse (Eds.), *Understanding granites: Integrating New and Classical Techniques* (p. 288). Geological Society Special Publication.
- Uriz, N. J., Cingolani, C. A., Chemale, F., Macambira, M., Armstrong, R. (2011). Isotopic studies on detrital zircons of Silurian – Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions : comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 571-589.
- Urraza, I. A., Delpino, S. H., Grecco, L. E. (2015). Counterclockwise post-emplacment evolution of metatrolites from Aluminé Igneous-Metamorphic Complex, Neuquén, Argentina. *Andean Geology*, 42(1), 36-55.
- Urraza, I. A., Grecco, L. E., Delpino, S. H., Arrese, M. L., Rapela, C. W. (2011). Petrología y Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé , Provincia de Neuquén , Argentina. *Andean Geology*, 38(1), 98-118.
- Urraza, I. A., Grecco, L. E., Delpino, S. H., Arrese, M. L., Zentilli, M. (2011). Geocronología y geotermobarometría de los cuerpos granodioríticos-tonalíticos del sector del Lago Pulmarí, Neuquén, Argentina. En *XVIII Congreso Geológico Argentino*. Neuquén.
- Varela, R., González, P. D., Basei, M. A. S., Sato, K., Sato, A. M., Naipauer, M., ... Greco, G. A. (2011). Edad del Complejo Mina Gonzalito: revisión y nuevos datos. En *XVIII Congreso Geológico Argentino*.

- Vattuone de Ponti, M. E. (1990). Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(1-2), 107-119.
- Volkheimer, W. (1964). Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushamen (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(2), 85-107.
- White, R. W., Pomroy, N. E., Powell, R. (2005). An in situ metatexite – diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill , Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 579-602.

Capítulo 7

Conclusiones

A partir de los relevamientos de campo, el análisis petrográfico, mineralógico y textural, el análisis estructural, los datos geoquímicos y geocronológicos de las unidades metamórficas e ígneas de la zona de San Martín de los Andes se pueden arribar a las siguientes conclusiones:

7.1. Sobre el protolito de las rocas del Complejo Colohuincul:

1. El protolito de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul en San Martín de los Andes corresponde a una secuencia sedimentaria con intercalaciones de rocas ígneas, de composición intermedia a ácida. Dentro de la secuencia sedimentaria predominan los protolitos arenosos sobre los pelíticos. Las rocas arenosas son químicamente maduras, con aporte de rocas ígneas félsicas y rocas cuarzosas.

2. La edad máxima de sedimentación de estas rocas es 501 ± 15 Ma (Miaolingiano, Cámbrico). El aporte principal corresponde a circones de edades mesoproterozoicas, con menor proporción de edades más jóvenes del Neoproterozoico y Cámbrico, y más antiguas del Paleoproterozoico y Arqueano. La edad máxima de sedimentación limita la edad de formación del protolito al Cámbrico tardío – Ordovícico temprano.

7.2. Sobre la deformación y el metamorfismo:

1. Las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul registran cinco etapas de deformación y dos episodios metamórficos distintos:

a. El evento de deformación D_1 - D_2 se encuentra acompañado por un evento metamórfico M_1 de baja presión y alta temperatura, el cual alcanza condiciones de fusión parcial en el clímax del metamorfismo. Las estructuras desarrolladas son dos foliaciones tectónicas, S_1 y S_2 . La foliación S_1 se encuentra de forma

relictica y la paragénesis asociada a esta foliación está obliterada por la paragénesis de mayor grado metamórfico, asociada a la foliación S₂.

Las condiciones de anatexis se encuentran en facies anfibolitas alta, en zona de silimanita y alcanzan temperaturas entre 663° y 686°C y presiones entre 3 y 4.1 kbar. La edad de este evento anatético fue acotada al Silúrico temprano en 434.1 ± 4.5 Ma.

b. El evento de deformación D₃ genera una crenulación y una foliación incipiente en rocas sin fusión parcial y pliegues cerrados en rocas migmáticas. Este evento no se encuentra acompañado de metamorfismo.

c. El evento de deformación D₄ se encuentra asociado a un metamorfismo M₂ en facies esquistos verdes. La fase D₄ se presenta como fajas de cizalla frágil dúctil de rumbo NNO-SSE.

d. El evento de deformación D₅ se genera en condiciones frágiles, generando fallas de rumbo N-S y no se encuentra asociado a metamorfismo.

2. Las rocas ígneas fueron emplazadas en las rocas del Complejo Colohuincul durante el Devónico temprano, encontrándose edades de 399.5 ± 1.9 Ma y 391.7 ± 2.9 Ma. Estas rocas registran solamente las fases de deformación D₄ y D₅ y el evento metamórfico M₂.

7.3. Sobre la cartografía y nomenclatura de las rocas de la región:

1. Se propone utilizar la denominación de Complejo Colohuincul solo para aquellas rocas metamórficas de medio-alto grado, en el ámbito de la Cordillera Norpatagónica, cuya evolución tectono-metamórfica haya ocurrido entre el Ordovícico y el Silúrico inferior-medio. En esta nueva propuesta, quedan reducidas las áreas asignadas previamente a esta unidad, tal el caso de los clásicos afloramientos de la sierra de la Ventana-Catedral, lago Mascardi, cordón del Serrucho, el Maitén y Aluminé. Estos sectores tienen evidencias geocronológicas que indican su pertenencia al Paleozoico superior.

2. Las rocas ígneas devónicas intruyen y cortan la estructura interna del basamento metamórfico del Complejo Colohuincul. Los contactos entre las diferentes rocas ígneas son transicionales, son muy comunes las foliaciones

magmáticas y presentan y una deformación frágil-dúctil, desarrollada en condiciones de bajo grado metamórfico, probablemente durante el Paleozoico superior. Se propone agrupar a estas rocas ígneas devónicas dentro del Complejo Plutónico San Martín de los Andes (*nov nom*).

3. Los granitos migmáticos y migmatitas (sensu Turner, 1965; 1973) que afloran en la margen sur de los lagos Curruhué Chico y Curruhué Grande, tienen características que permiten asignarlos al Complejo Colohuincul, desvinculándolos de esta manera de la Formación Huechulafquen.

7.4. Sobre la evolución geológica durante el Paleozoico inferior:

1. Los protolitos sedimentarios de las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul son similares en edad a los protolitos de las rocas ubicadas en el Macizo Norpatagónico Oriental. Sin embargo, los patrones de circones detríticos analizados para cada unidad y el grado de madurez de los sedimentos permiten interpretar que estas unidades se habrían formado en ambientes geotectónicos diferentes y con distintas áreas de aporte.

2. La acreción de un fragmento continental de posible afinidad Lauréntica al margen sudoeste de Gondwana, habría generado las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul durante el Silúrico temprano.

3. La subducción en este margen se habría reactivado en el Devónico inferior con la intrusión de los granitoides del Complejo Plutónico San Martín de los Andes en las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul.