



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

Petrología, geocronología y evolución tectónica de los granitoides pre-Jurásicos de la Sierra de Mamil Choique, sudoeste de la provincia de Río Negro

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

Lic. Carolina Beatriz Grillo Vidal

Directora: Dra. Mónica López de Luchi (CONICET-UBA)

Directora adjunta: Dra. Carmen Martínez Dopico (CONICET-UBA)

Consejera de estudios: Dra. Teresita Montenegro (CONICET-UBA)

Lugar de trabajo: Instituto de Geocronología y Geología Isotópica - UBA-CONICET

Buenos Aires - 2025

PETROLOGÍA, GEOCRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LOS GRANITOIDES PRE-JURÁSICOS DE LA SIERRA DE MAMIL CHOIQUE, SUDOESTE DE LA PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Esta tesis doctoral presenta un estudio geológico detallado de los Granitoides Mamil Choique, en su localidad tipo, la Sierra de Mamil Choique, provincia de Río Negro, los cuales registran una actividad magmática entre 290 y 250 Ma y forman parte de la faja magmática permotriásica del borde occidental del Macizo Norpatagónico desarrollada durante el Ciclo Gondwanico. Los Granitoides Mamil Choique conforman un batolito compuesto por tonalitas a granitos calcoalcalinos, y mayormente de alto K, con porcentajes de SiO_2 entre 59% y 77%. Estos granitoides intruyen la Formación Cushamen, que aparece en su interior como septos metamórficos. Se reconocen dos pulsos magmáticos principales: el primero entre 290 y 285 Ma, sin-deformacional, representado por las unidades tonalíticas a monzograníticas del Monzogranito Amaya y del Monzogranito Cerro Mojón, cuyo emplazamiento y enfriamiento estuvieron controlados por un campo de esfuerzos compresivo en dirección NE-SO que corresponde a un evento deformativo regional D3 reconocido en su encajante metamórfico. Dicha deformación se evidencia en una foliación penetrativa asociada a texturas deformacionales en estado sólido de alta temperatura sobrepuestas a las del estado magmático a submagmático. El segundo pulso entre 281 y 260 Ma, post-D3, se halla representado por granodioritas a leucogranitos y pegmatitas de la Granodiorita Huenchuquil, Monzogranito Nahuelfi, Monzogranito Antinao y Leucogranito La Pintada, que preservan texturas deformacionales magmáticas a submagmáticas. Los diques pegmatíticos formarían parte del segundo pulso, y sus edades se corresponderían con edades U-Pb de ~260 Ma halladas en anillos de circones de los granitos, o bien habría pulsos pegmatíticos más jóvenes que se corresponden con edades Ar-Ar en moscovita de ~250 Ma. Se propone que el magmatismo surge de una fuente única y homogénea, que podría resultar de una mezcla de fundidos parciales de rocas metasedimentarias de la Formación Cushamen y fuentes magmáticas máficas como las que originaron el magmatismo del Carbonífero tardío del Cordón del Serrucho o el Cañadón de la Mosca en el margen andino. Este magmatismo se habría diferenciado posteriormente por procesos de cristalización fraccional. La signatura isotópica de los Granitoides Mamil Choique es homogénea a nivel regional, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre ~0,7060 y ~0,7071 y ϵNdt entre -3,2 y -4,8. Esta signatura es intermedia entre la del basamento metamórfico, ϵNdt -5,1 y -7,8, y la de rocas carboníferas máficas, ϵNdt +2,4, como las del Cordón del Serrucho o Cañadon de la Mosca. El modelo geodinámico propuesto es el de una subducción continua con variaciones en el ángulo de la losa durante el Pérmico temprano y medio, lo que facilitó el aporte de fluidos necesarios para la fusión parcial de la fuente única. Los datos obtenidos en este trabajo no indican anomalías de Li de interés, ni en roca total ni en las moscovitas de los distintos pegmatoides, ni se reconoció espodumeno en las labores visitadas.

Palabras clave: Granitoides Mamil Choique, geoquímica, microestructuras, Macizo Nordpatagónico, Paleozoico tardío, Orogenia Gondwánica

PETROLOGY, GEOCHRONOLOGY, AND TECTONIC EVOLUTION OF THE PRE-JURASSIC GRANITOIDS OF THE SIERRA DE MAMIL CHOIQUE, SOUTHWEST OF THE PROVINCE OF RÍO NEGRO, ARGENTINA

This doctoral thesis presents a detailed geological study of the Mamil Choique Granitoids at their type locality, the Sierra de Mamil Choique, Río Negro province. These rocks record magmatic activity between 290 and 250 Ma and form part of the Permo-Triassic magmatic belt on the western margin of the North Patagonian Massif, within the Gondwanan Cycle. The Mamil Choique Granitoids constitute a batholith composed of calc-alkaline tonalites to granites, mostly high-K, with SiO₂ contents ranging from 59% to 77%. These granitoids intrude the Cushamen Formation, which also occurs within them as metamorphic septa. Two main magmatic pulses are recognized: the first, between 290 and 285 Ma, is syn-deformational, represented by tonalitic to monzogranitic units of the Amaya Monzogranite and Cerro Mojón Monzogranite. Their emplacement and cooling were controlled by a stress field with a NE-SW compressive component, corresponding to the regional D3 deformational event recognized in the metamorphic host rocks. This deformation is expressed as a penetrative foliation associated with high-temperature solid-state deformation textures overprinting magmatic to submagmatic fabrics. The second pulse, between 281 and 260 Ma and post-D3, is represented by granodiorites to leucogranites and pegmatites of the Huenchuquil Granodiorite, Nahuelfi Monzogranite, Antinao Monzogranite, and La Pintada Leucogranite, which preserve magmatic to submagmatic deformation textures. Pegmatitic dikes are also related to this pulse, with ages consistent with U-Pb zircon rim dates of ~260 Ma, although younger pegmatitic dikes with Ar-Ar muscovite ages of ~250 Ma, are also recognized. This magmatism is proposed to derive from a single, homogeneous source, possibly resulting from the mixing of partial melts of metasedimentary rocks of the Cushamen Formation with mafic magmatic sources similar to those that produced Late Carboniferous magmatism in the Cordón del Serrucho and Cañadón de la Mosca of the Andean margin. The isotopic signature of the Mamil Choique Granitoids is regionally homogeneous, with ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios between ~0.7060 and ~0.7071 and εNdt values from -3.2 to -4.8. This signature is intermediate between that of the metamorphic basement of the Cushamen Formation, εNdt from -5.1 to -7.8, and that of the more mafic Carboniferous rocks, with positive values εNdt up to +2.4. The geodynamic model that best explains the characteristics of the granitoids involves continuous subduction with variations in slab dip during the Early to Middle Permian, which facilitated the fluid input required for partial melting of the single source. Data obtained in this study do not indicate significant Li anomalies, either in whole rock or in muscovite from the different pegmatitic units, neither was spodumene identified in the sampled outcrops.

Keywords: Mamil Choique Granitoids geochemistry, microstructures, North Patagonian Massif, Late Paleozoic. Gondwanan cycle

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo fue posible gracias al aporte y la colaboración de muchas personas, a las que les quiero agradecer.

En primer lugar, gracias a mis directoras, la Dra. Mónica López de Luchi y la Dra. Carmen Martínez Dopico, por haberme acompañado durante el doctorado. Gracias por su compromiso, su buena predisposición constante. Gracias por enseñarme a pensar críticamente, a hacerme buenas preguntas y a intentar resolverlas conmigo. Su apoyo fue imprescindible. Y gracias por llevarme a trabajar a la Patagonia.

Gracias a la Dra. Florencia Boedo, al Dr. Manuel Demartis y al Dr. Pedro Oyhantçabal por haber aceptado ser jurados de esta tesis, por sus lecturas críticas, comentarios, sugerencias y todos los aportes realizados que permitieron enriquecer este trabajo.

Gracias al CONICET y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, quienes me dieron la oportunidad de formarme académicamente.

Gracias al INGEIS que me abrió sus puertas. Agradezco a su director el Dr. Maximiliano Naipauer y al Dr. Pablo Leal, por haberme ayudado siempre en el instituto. Gracias a Paula y a toda la administración del Instituto por su ayuda en todos los trámites burocráticos. Gracias a Gabriel Giordanengo por acompañarnos en las campañas y manejar por toda la Sierra. Gracias a Eduardo y a Juan Guerrero por hacer cortes y moliendas. Muchas gracias Juan por explicarme con paciencia y ayudarme siempre. Gracias a mis compañeros de doctorado y de piso Nicolás Peluffo y Luciano Morel por el aguante. Y gracias al Dr. Lucas Fennell por compartirme sus experiencias y sus palabras de aliento.

Quiero agradecer a la Dra. Teresita Montenegro, quien fue mi consejera de estudios, y al Dr. Eduardo Rossello, por sus aportes de campo y en la publicación de los trabajos. Gracias también al Dr. Gilles Ruffet, al Dr. Miguel Basei, al Dr. Bernhard Schulz y al Dr. Klaus Wemmer por sus aportes en la medición e interpretación de datos. Gracias también al Dr. Enrico Ribacki por sus mediciones minerales. Particularmente quiero agradecer a la Dra. Valby Van Schijndel, quien me recibió en el GFZ, me abrió las puertas de su laboratorio y trabajó conmigo durante dos semanas.

Así mismo quisiera agradecer a las personas del laboratorio SEGECRON del SEGEMAR: a Andrés López, Massimo Matteini, Sabrina Crosta y Jazmín Schencman. Y a la comunidad de Manuel Choique y de Lof Che Ngpun Currha, por recibirnos y dejarnos trabajar en la Sierra.

Gracias a la Facultad por haberme brindado tantas posibilidades durante mi carrera y gracias especialmente a la Secretaría de Extensión, a su secretario Francisco Romero, y a todo el equipo de Popularización. Gracias a ustedes conocí esta carrera y llegué acá. Gracias también a Gabriela Hermitte por su dedicación y compromiso constante.

Muchas gracias a todos mis amigos, por su incondicionalidad y por acompañarme tantos años. A mis amigas y hermanas del alma: Carli, Flor, Flor y Belu, no podría ser sin ustedes. Gracias también a Augusto, Facu, Fran, Bigu y Pabli por ser el grupo de amigos que me hace feliz. Gracias a mis tamponas: Ro, Maca, Marlu, Ana, Maru, Iris, Mati, Meli y Vale. Gracias a los grupos campito y cosquín por tanto rock y diversión. Y gracias al fútbol y a mis amigas de fútbol por todas las alegrías adentro y afuera de la cancha.

Finalmente, agradecer quién soy y dónde estoy es agradecer a mi familia. Gracias Nachi por acompañarme estos últimos años y por tu apoyo total e incondicional en el proceso de escritura de esta tesis. Te elijo todos los días.

Gracias a toda mi familia política por abrirme las puertas de la gran familia Priegue-Tomé.

Gracias a mi abuela Hani, a quien extraño todos los días.

Gracias a mis sobrinas Jaz, Martu, Luna y a mi sobrino Augusto por tantas risas.

Gracias a mis a mis hermanos, Emi, Nico y Waki y a mi cuñadas Cande y Daf por tanto amor.

A mis padres, Beatriz y Juan José, les agradezco profundamente por estar siempre a mi lado durante estos cinco años, ofreciéndome su apoyo, a veces económico y, muchas más veces, emocional. Gracias por enseñarme a ser perseverante y valiente y por haberme transmitido que lo realmente valioso de la vida requiere esfuerzo. Son muy importantes.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1.	Objetivos.....	1
1.2.	Ubicación del área de estudio.....	2
1.3.	Consideraciones y esquema general de la tesis	5
1.4.	Metodología.....	6
1.4.1.	Viajes de campo y toma de muestras.....	6
1.4.2.	Integración con otras campañas.....	7
1.4.3.	Geocronología	8
1.4.3.1.	U-Pb en circón.....	8
1.4.3.2.	K-Ar y Ar-Ar en filosilicatos.....	9
1.4.4.	Geoquímica de roca total.....	11
1.4.5.	Geoquímica isotópica.....	11
1.4.5.1.	Sistemas Rb-Sr.....	12
1.4.5.2.	Sistema Sm-Nd	12
1.4.5.3.	Sistema Lu-Hf.....	13
1.4.6.	Química mineral.....	14
2.	ANTECEDENTES.....	16
3.	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	22
3.1.	Basamento metamórfico.....	22
3.1.1.	En el oeste del Macizo Nordpatagónico.....	22
3.1.2.	En el sector andino.....	25
3.2.	Magmatismo devónico.....	25
3.3.	Magmatismo carbonífero.....	27
3.4.	Magmatismo del Paleozoico Superior: Granitoides Mamil Choique.....	27
3.5.	Marco geocronológico.....	31
3.5.1.	Basamento - Formación Cushamen.....	32
3.5.2.	Magmatismo devónico.....	33
3.5.3.	Magmatismo carbonífero.....	34
3.5.4.	Magmatismo pérmico - Granitoides Mamil Choique.....	34

4.	GEOLOGÍA DE LOS GRANITOIDES MAMIL CHOIQUE.....	36
4.1.	Basamento: Formación Cushamen.....	37
4.2.	Granitoides sin-deformacionales.....	41
4.3.	Granitoides post-deformacionales.....	46
4.4.	Microestructuras.....	56
5.	GEOCRONOLOGÍA DE LOS GRANITOIDES MAMIL CHOIQUE.....	61
5.1.	Edades U-Pb en circones.....	61
5.1.1.	Edad de la Formación Cushamen.....	61
5.1.2.	Edad del Monzogranito Cerro Mojón.....	63
5.1.3.	Edad de los Monzogranitos Nahuelfil y Antinao.....	65
5.1.4.	Edad del Leucogranito La Pintada.....	67
5.2.	Edades Ar-Ar en moscovita.....	68
5.3.	Edades K-Ar en moscovita y biotita.....	69
6.	GEOQUÍMICA E ISOTOPIA DE LOS GRANITOIDES MAMIL CHOIQUE.....	72
6.1.	Geoquímica de roca total, elementos mayoritarios y trazas.....	72
6.2.	Caracterización isotópica de Sr, Nd y Hf de los Granitoides Mamil Choique y la Formación Cushamen.....	83
6.2.1.	Sistema Rb-Sr.....	84
6.2.2.	Sistema Sm-Nd.....	86
6.2.3.	Sistema Lu-Hf.....	86
6.3.	Química mineral.....	88
7.	CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN EN LA OROGENIA GONDWÁNICA: UN CAMBIO ESTRUCTURAL Y GEOQUÍMICO DEL MAGMATISMO SIN-DEFORMACIONAL A POST-DEFORMACIONAL EN LOS GRANITOIDES MAMIL CHOIQUE	93
7.1.	Introducción a la discusión.....	93
7.2.	Cronología de los Granitoides Mamil Choique.....	93
7.3.	Cronología del basamento de los Granitoides Mamil Choique.....	98
7.4.	Condiciones de cristalización.....	100

7.5.	Relación entre magmatismo y deformación.....	101
7.6.	Consideraciones finales del capítulo.....	103
8.	EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE LOS GRANITOIDES MAMIL CHOIQUE: UNA FUENTE COMÚN PARA EL MAGMATISMO PÉRMICO	104
8.1.	Introducción a la discusión.....	104
8.2.	Caracterización de la fuente del magmatismo.....	104
8.3.	Modelado isotópico.....	108
8.4.	Diferenciación magmática: evidencias de cristalización fraccionada.....	113
8.5.	Consideraciones finales del capítulo.....	116
9.	NATURALEZA DE LAS INTRUSIONES PEGMATÍTICAS.....	118
10.	CONTEXTO GEODINÁMICO DE LOS GRANITOIDES MAMIL CHOIQUE.....	122
11.	CONCLUSIONES.....	127
12.	REFERENCIAS.....	130
13.	ANEXOS.....	145
13.1.	Metodología utilizada en las dataciones U-Pb en circón y resultados.....	145
13.1.a.	Laboratorio Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo).....	145
13.1.b.	Laboratorio LA.TE.ANDES S.A.....	145
13.1.c.	Laboratorio Ele-Map GFZ Potsdam.....	147
13.2.	Resultados y parámetros del método Ar-Ar en filosilicatos.....	148
13.3.	Resultado del método K-Ar en filosilicatos.....	148
13.4.	Resultados de geoquímica de roca total.....	148
13.5.	Resultado de análisis isotópicos de los sistemas Rb-Sr, Sm-Nd y Lu-Hf.....	149
13.6.	Resultados química mineral.....	149
13.7.	Resultados de contenidos modales de los GMC.....	149
13.8.	Resultados del modelado isotópico.....	150
13.9.	Resultado de la cristalización fraccionada.....	150

1. Introducción

1.1 Objetivos

El objetivo general de esta tesis es contribuir al conocimiento del Ciclo Gondwánico en el Macizo Nordpatagónico, mediante el estudio geológico, petrológico, geoquímico, isotópico y geocronológico de los Granitoides Mamil Choique expuestos en la sierra homónima, los cuales forman parte del cinturón magmático permo-triásico del sector sudoccidental del Macizo. Para el abordaje de este objetivo se obtuvieron una gran cantidad de datos nuevos, tanto de campo como petrográficos, micro y meso estructurales, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos, que fueron analizados en conjunto con datos previamente publicados e inéditos. Toda esta información fue analizada e integrada con el objetivo de reconstruir la historia tectonotermal y petrológica de los granitoides de la Sierra de Mamil Choique.

El primer objetivo específico de la presente tesis es caracterizar el magmatismo de la Sierra de Mamil Choique, que es la localidad tipo de la unidad estudiada: Granitoides Mamil Choique. Se buscó definir la diversidad petrológica, identificar los aspectos deformacionales y obtener una cronología absoluta de los cuerpos ígneos. En tal sentido, se describieron las unidades magmáticas haciendo énfasis en la petrografía y los aspectos microestructurales y se realizaron dataciones isotópicas U-Pb en circón y Ar-Ar y K-Ar en filosilicatos. De esta forma se definieron dos pulsos magmáticos durante el Paleozoico tardío: uno tonalítico a monzogranítico, más antiguo, de carácter sin-deformacional entre los 290 y 281 Ma y otro, más joven, granodiorítico-monzogranítico a leucogranítico entre los 281 y 260 Ma, de carácter post-deformacional.

Un segundo objetivo de este trabajo es discutir la vinculación petrológica y tectónica de estos granitoides tanto con las secuencias metaclásticas y metaígneas del basamento metamórfico al cual intruyen como con otros cuerpos ígneos del Paleozoico tardío del Macizo. Para ello, se analizaron datos petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos del basamento del Macizo Nordpatagónico aflorante en las localidades de Río Chico (Río Negro), en la Sierra del Medio, en el Cordón del Serrucho, y en las regiones de Menucos, Comallo, Sañicó y Rahue, entre otros los que corresponden a la Formación Cushamen y la Formación Colohuincul, y los cuerpos ígneos del Paleozoico tardío tanto los considerados parte del magmatismo Mamil Choique como los que cubren el intervalo 330-300 Ma.

Finalmente, el tercer objetivo está vinculado con el estudio del tipo y composiciones de las pegmatitas de la Sierra de Mamil Choique consideradas como litíferas, y su relación con los Granitoides Mamil Choique.

1.2 Ubicación del área de estudio

El área de estudio de esta tesis se encuentra en el suroeste de la provincia de Río Negro, entre los 41°41' y los 42°00' LS y los 69°58' y los 70°30' LO (Fig. 1a-c). La zona es atravesada en sentido este-oeste por la ruta provincial 6 y las vías del ferrocarril del Viejo Expreso Patagónico, La Trochita, y por el oeste por el río Chico, cuyo cauce continúa hacia Chubut. Enmarcada por la ruta 6 al norte, el río Chico al oeste, y las bajadas aluviales hacia el este y el sur, se eleva la Sierra de Mamil Choique con una extensión aproximada de 320 km². La Sierra está rodeada y entrecruzada por numerosos caminos privados y vecinales que arriban a los puestos de ganaderos ovinos que dominan en la región (Fig. 2). Hacia el sur de la Sierra se encuentran dos pequeños conos volcánicos: Cerro Volcán y Cerro Loma Guacha, y sus coladas basálticas cuaternarias que se reconocen en la extensa bajada aluvial de pendiente sur que limita con la provincia de Chubut. El levantamiento de la Sierra, producto de la estructuración en bloques con fallamiento normal reactivado y/o invertido durante la tectónica andina, hace que en la zona se presenten excelentes afloramientos de las distintas unidades graníticas que integran la Sierra.

Mientras que la altitud promedio de la Sierra es entre 1000 y 1100 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.), dentro de ella se reconocen como los puntos de mayor altura el Cerro Crufil y el Cerro Mojón, de 1200 y 1360 m.s.n.m., respectivamente (Fig. 3). Sobre la ruta 6 y en el margen norte de la Sierra, se encuentra la localidad de Mamuel Choique, 41°46'5" S y 70°7'24" O, que fue una antigua estación de La Trochita. Esta localidad forma parte del Departamento de Ñorquinco, y se encuentra 180 km al sureste de la ciudad más importante de la región: San Carlos de Bariloche. El acceso desde el este es por la localidad de Ingeniero Jacobacci, que se ubica 82 km hacia el noreste, en el empalme de la ruta nacional 23 (Fig. 2). Desde el oeste se puede acceder por la antigua ruta nacional 40 y la localidad de El Maitén, que queda a 113 km hacia el oeste-suroeste. La población registrada en Mamuel Choique según el censo de 2022 es de 140 habitantes, y cuenta con una sociedad de fomento y una escuela albergue primaria y secundaria.

La localidad más cercana a Mamuel Choique es Río Chico, unos 35 km al noroeste de Mamuel Choique, tomando la ruta provincial 6 hacia el nor-noroeste. La localidad Río Chico representa el límite norte de la zona de estudio, mientras que la latitud de la colada basáltica al sur de la Sierra corresponde al límite sur de la zona de estudio (Fig. 2). La localidad de Río Chico, es la siguiente estación ferroviaria de La Trochita y el poblado más importante dentro del área de estudio. La misma se encuentra en la planicie aluvial del río Chico, también forma parte del Departamento de Ñorquinco y tiene una población estimada

en el 2022 de 367 habitantes estables. Al noroeste de esta localidad se encuentra el puente de hierro y el túnel ferroviario, utilizados hasta el cierre del Viejo Expreso Patagónico en 1996.



Figura 1: Ubicación del área de estudio. a) Mapa de Sudamérica. El cuadro naranja muestra la ubicación de la zona de estudio, en el sector sur del continente sudamericano. b) Macizo Nordpatagónico, con los cinturones magmáticos norte y occidental (Pankhurst et al., 2006; Ramos 2008). c) Área de estudio enmarcada en recuadro amarillo, con la Sierra de Mamil Choique en naranja al sur de la localidad Manuel Choique y el basamento de la Formación Cushamen en azul, aflorando en la localidad de Río Chico. Se señala la ubicación del sector pacífico y andino hacia el oeste, el sector extra-andino en el centro, y el sector este de Macizo Nordpatagónico hacia el este. Imagen tomada de Google Earth.

Finalmente, hacia el oeste de Río Chico, y continuando por la ruta provincial 6 camino a Ñorquinco, se encuentra el Cañadón La Angostura (Fig. 2). En este cañadón, existen los mejores afloramientos del basamento de la región. Unos 6 km al norte se encuentra el Cañadón Chacay-Huarruca, de orientación paralela nor-noreste a sur-suroeste, por donde transitaba el Antiguo Expreso Patagónico y en donde aún se conservan las vías de trocha angosta. En este cañadón también existen buenos afloramientos del basamento, generados por las aberturas y obras del tren.

Fuera del entorno del área de estudio, unos 50 km al sureste de Mamuel Choique, se encuentra la Sierra del Medio, al sureste del área de estudio marcada en la figura 1c. Este alto topográfico comparte la orientación NO-SE de la Sierra de Mamil Choique y del cinturón magmático occidental; y en ella se han reconocido distintas unidades graníticas correlacionables con el magmatismo permo-triásico del Macizo Nordpatagónico. Hacia el sur de la Sierra del Medio, se encuentra la Laguna del Toro (Fig. 1c), localidad donde se han estudiado algunos afloramientos graníticos. Hacia el sureste de la Sierra del Medio, se encuentra la localidad de Gastre (Fig. 1c), perteneciente al Departamento de Gastre en Chubut. Y finalmente hacia el este-noreste de la Sierra del Medio, se encuentra la Sierra de Calcatapul, también enmarcada dentro del cinturón magmático occidental de Patagonia.

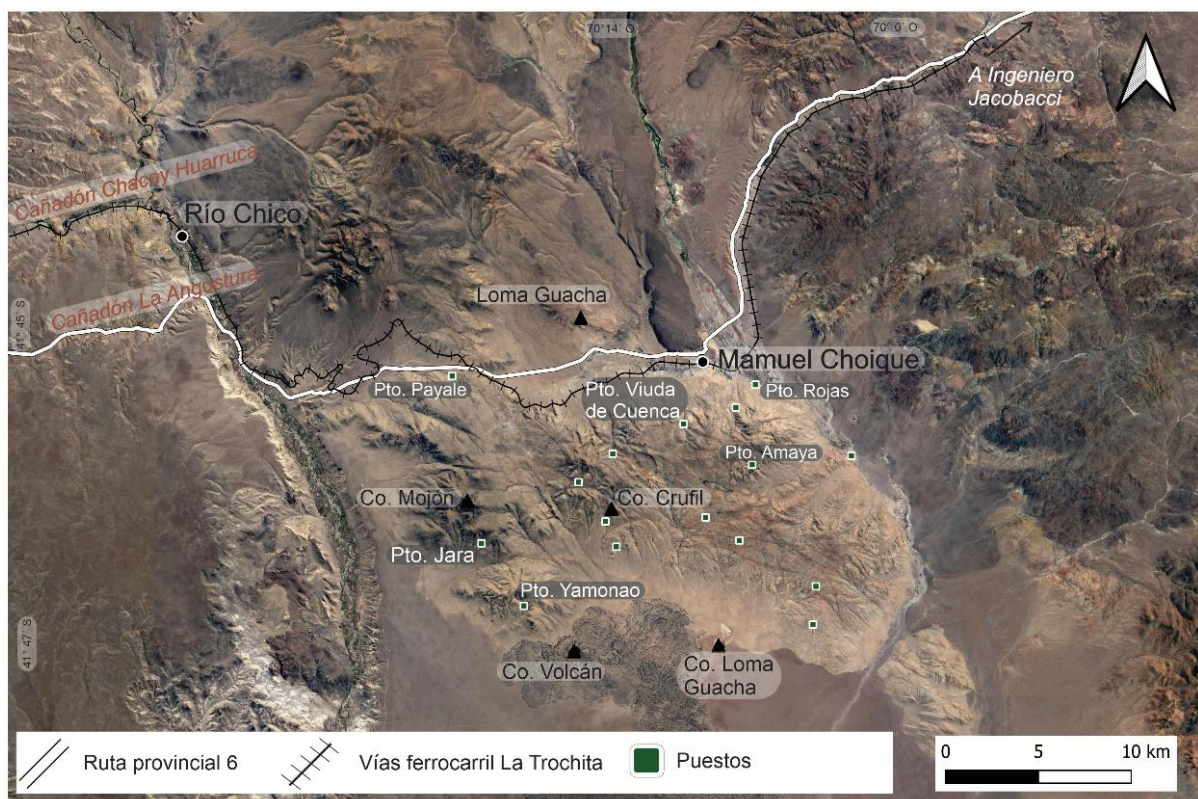


Figura 2: Mapa de ubicación del área de estudio con sus principales accesos, localidades, cerros (Co.) y puestos (Pto.) de interés. Imagen tomada de Google Earth.

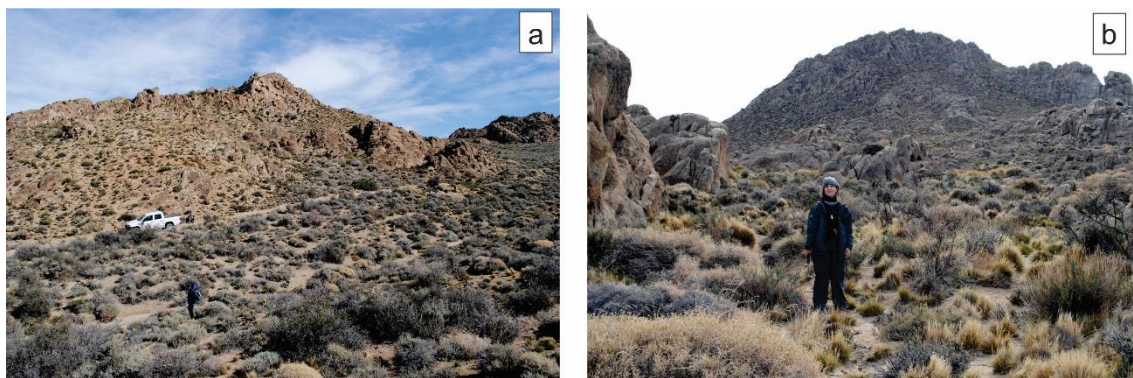


Figura 3: Imágenes de la Sierra de Mamil Choique. a) Morfología general de los afloramientos graníticos en el sector noreste de la Sierra. b) Cerro Crufil, uno de los puntos topográficos más altos de la Sierra, en el sector central de la Sierra.

Para la presente tesis, se estableció a nivel regional del Macizo Nordpatagónico una división geográfica entre distintos sectores longitudinales para diferenciar sus afloramientos, como se ven en la Figura 1. El sector andino comprende los afloramientos de Rahue, San Martín de los Andes, Bariloche, Lago Guillermo, Cordón del Serrucho, Cañadón de la Mosca o Morro de Sheffield. En el sector extra-andino se encuentran los afloramientos de Piedra Santa, Piedra del Águila, Sañicó, Comallo, Río Chico, Mamuel Choique, Colonia Cushamen, Gastre, Paso del Sapo y Colan Conhué. Finalmente, hacia el este en el sector oriental del Macizo se encuentra el sector central del Macizo donde se localizan los afloramientos de la zona de La Esperanza, Los Menucos y Yaminué.

1.3 Consideraciones y esquema general de la tesis

Es relevante aclarar que el contenido de casi todos los capítulos de este trabajo ha sido publicado en revistas especializadas o está en proceso de publicación. La tesis incluye una introducción y un marco geológico general y consta de una primera parte general sobre la geología, geocronología, geoquímica y geología isotópica de los Granitoides Mamil Choique. La segunda parte de la tesis corresponde a dos capítulos de discusiones, que son el cuerpo de dos trabajos; uno publicado en la revista *Lithos* (<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107717>) y otro en proceso de publicación.

En el primer capítulo se realiza una introducción general a la tesis, mientras que en el segundo capítulo se enumeran los antecedentes del área de estudio. En el tercer capítulo se describe el marco geológico regional del trabajo haciendo énfasis en el marco geotectónico y el marco geocronológico.

El cuarto capítulo se centra en la geología de los Granitoides Mamil Choique, desde

su basamento, las unidades graníticas, los diques pegmatíticos. Así mismo en este capítulo se aborda el estudio microestructural y mesoestructural de las unidades.

El quinto capítulo versa sobre la cronología de las unidades pérmicas de los Granitoides Mamil Choique, haciendo énfasis en sus edades de cristalización y de enfriamiento.

El sexto capítulo se centra el análisis en la geoquímica y la geología isotópica de los Granitoides Mamil Choique, haciendo hincapié en la geoquímica de roca total en elementos mayoritarios y trazas y en la caracterización isotópica de los granitoides y del basamento.

En el séptimo capítulo se discute la cronología de los pulsos magmáticos de Mamil Choique, junto con sus condiciones de cristalización y la relación entre la deformación y el emplazamiento de estas unidades. Se discuten las condiciones termobarométricas de cristalización y las implicancias geodinámicas a partir del estudio micro y meso estructural.

En el octavo capítulo se aborda la evolución magmática de los Granitoides Mamil Choique. En este apartado se analiza la geoquímica e isotopía de las unidades de Mamil Choique y de su basamento: la Formación Cushamen. La discusión del capítulo se centra en resolver la unicidad de la fuente del magmatismo pérmico en el área de estudio, así como también su caracterización geoquímica e isotópica.

En el noveno capítulo se discuten los tipos y composiciones de las pegmatitas litíferas. En el décimo capítulo se realiza una interpretación de la evolución tectónica de los Granitoides Mamil Choique y una validación del modelo geodinámico a nivel de discusión final del trabajo. Los últimos capítulos se refieren a las conclusiones, referencias y anexos del trabajo.

1.4 Metodología

1.4.1 Viajes de campo y toma de muestras

Previo a los viajes de campo, y debido a las dificultades que se presentaron durante el año 2020 y 2021 por la pandemia de COVID-19, se realizó la recopilación y revisión de antecedentes bibliográficos del área de estudio, con especial énfasis en las unidades pérmicas del Macizo Nordpatagónico. Todos los antecedentes de mapeo fueron compilados en sistemas de información geográfica (Q-GIS) y mediante el uso conjunto con Google Earth, imágenes satelitales e incluso imágenes aéreas, se realizaron mapas preliminares con los que se planearon los trabajos de campo.

Se efectuaron dos viajes de campo a la zona de estudio. El primero tuvo lugar durante marzo del 2022 y tuvo una duración de 15 días. Los primeros días de esta campaña se realizaron recorridos de reconocimiento general de la Sierra, identificando las unidades previamente estudiadas y siguiendo como referencia los mapeos realizados en trabajos previos de gabinete en base a imágenes aéreas y satelitales. En esta primera campaña se relevaron más de 140 localidades de muestreo y control por toda la Sierra, y se recolectaron muestras de mano y muestreos más voluminosos para realizar análisis químicos y dataciones. Además del muestreo litológico, se tomaron medidas estructurales, de macro y mesoescala, como foliaciones y lineaciones minerales. Se reconocieron contactos entre las unidades y se visitaron localidades estudiadas de la bibliografía para entender las descripciones y análisis de antecedentes.

El segundo viaje de campo tuvo fines más específicos a resolver dentro de la Sierra y se realizó en abril del 2023. Los días previos a la campaña se fijaron metas concretas y localidades a visitar, con el objetivo de resolver inquietudes planteadas luego del análisis de datos de la primera campaña. Así mismo los últimos días de la campaña se dedicaron a recorrer y muestrear afloramientos de unidades de interés regional como la unidad metamórfica encajante, la Formación Cushamen o las Tonalitas del Túnel. En esta segunda campaña se relevaron más de 50 localidades de control y muestreo por la Sierra y por Río Chico, el Cañadón La Angostura y el Cañadón Chacay Huarruca. Se recolectaron muestras de mano y muestreos más voluminosos para realizar análisis químicos y dataciones y se realizaron medidas estructurales de las foliaciones en la Formación Cushamen.

1.4.2. Integración con otras campañas

El presente trabajo se apoyó en la base de numerosos estudios y campañas realizadas entre 1984 y 2018. Durante los años previos al primer viaje de campo, el esfuerzo se centró en recolectar toda la información de estas campañas desde las libretas de campo, mapas, trabajos publicados e inéditos, muestras de mano y cortes petrográficos. Se realizó un inventario de muestras y una clasificación de estas según litologías. Se contó con una gran colección de cortes petrográficos del Dr. Luis Dalla Salda, quién los legó en la Dra. Mónica López de Luchi. Se realizó la descripción de la colección de cortes petrográficos de la Sierra de Mamil Choique y de áreas cercanas a Río Chico. Dichos cortes fueron producto de campañas realizadas en 1984, 1986, 1988, 1995 y 2018, con el fin de clasificar los grupos graníticos de la Sierra. Dichas campañas fueron realizadas por la Dra. Mónica López de Luchi

junto con la Lic. María Elena Cerrredo, el Dr. Augusto Rapalini, la Dra. Teresita Montenegro y el Dr. Eduardo Rossello.

A partir de esta integración se realizaron los primeros mapeos de la Sierra, modificados de trabajos como Dalla Salda et al. (1994) o López de Luchi y Cerrredo (2008), que fueron la base para la confección del mapeo geológico final presentado. Así mismo se integraron los cortes petrográficos agrupándolos en las distintas unidades e interpretando las descripciones de trabajos previos con la información recopilada en las campañas.

1.4.3. Geocronología

1.4.3.1. U-Pb en circón

Se obtuvieron edades U-Pb en circón de distintas muestras de la Sierra, pertenecientes a los Granitoides Mamil Choique: del Monzogranito Cerro Mojón (RC3, RC4 y G89), del Monzogranito Nahuelfil (RC142), del Monzogranito Antinao (RC130), del Leucogranito La Pintada (M118) y de una leucotonalita de un septo de la Formación Cushamen (RC78b). Asimismo se obtuvo una edad detrítica de un septo de la Formación Cushamen dentro de la sierra (RC74a). Estas muestras fueron elegidas como representativas de cada unidad ya que se reconocen en un amplia área de la Sierra.

El procesamiento de las muestras de roca para dataciones U-Pb se realizó en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-UBA-CONICET) que cuenta con un laboratorio de molienda y tamizado y un laboratorio de concentración de minerales pesados. La selección final de los cristales de circón se realizó manualmente mediante la utilización de lupa binocular (Leica S8APO) y se separaron entre 100 y 200 circones por muestra para las rocas ígneas, y más de 200 circones para la muestra metamórfica.

Los circones de las muestras RC3, RC4, RC142, RC130 y RC78b fueron analizados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências de la Universidad de São Paulo, Brasil, por el Dr. Miguel Basei. Para estas muestras se realizaron imágenes de catodoluminiscencia para analizar las zonaciones composicionales de cada cristal. Tras la extracción de muestras mediante un sistema de ablación por láser excimer de 193 nm, se analizaron los isótopos U-Pb utilizando un Neptune MC-ICP-MS (*Multicollector - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*). Se midieron uno o dos puntos (núcleo-borde) de 20 µm de diámetro por cada circón analizado, y se utilizaron en los cálculos aquellos

cristales con alta concordancia (90–110%) y bajo contenido de Pb común. Las condiciones operativas y los datos se incluyen en el anexo 13.1.a.

Los circones de las muestras G89 y RC74a fueron analizados en el laboratorio La.Te. Andes en Salta, Argentina, utilizando un ICP-MS Agilent 8900 de triple cuadrupolo con un diámetro de láser de entre 20 y 30 μm . Los datos y las condiciones operativas del LA-ICP-MS se incluyen en el anexo 13.1.b. Las edades U-Pb se calcularon utilizando IsoplotR (Vermeesch, 2018).

La muestra M118 perteneciente al Leucogranito La Pintada, fue analizada en el Laboratorio EleMap del Centro Helmholtz de Investigaciones en Geociencias (GFZ), en la ciudad de Potsdam, Alemania, con la Dra. Valby Van Schijndel. Para analizar la misma se realizaron imágenes de cátodo-luminiscencia y por retrodispersión de electrones (backscatter) en el laboratorio SEGECRON del Servicio Geológico Minero Argentino. A partir de estas imágenes, se planificaron los puntos a medir, incluyendo bordes y núcleos. En el marco del Proyecto de Cooperación Internacional *Strategy*, entre el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA y el Centro de Investigaciones en Geociencias Alemán (GFZ), se realizó una estancia corta de investigación en Potsdam para realizar estas mediciones. En el laboratorio, se utilizó un equipo cuadrupolo ICP-MS Teledyne con un sistema de ablación por láser excimer de 193 nm, con diámetros de láser de 25 μm . Las especificaciones del método de medición y los datos obtenidos se encuentran en el apéndice 13.1.c. El procesamiento de los datos fue realizado por la autora de la tesis utilizando el programa *lolyte4*, y las edades se calcularon utilizando IsoplotR.

1.4.3.2. K-Ar y Ar-Ar en filosilicatos

Se realizaron análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en granos individuales de moscovitas de pegmatitas y análisis K-Ar en cristales de mica (pureza >99%) provenientes también de pegmatitas o de biotitas de granodioritas. Todos estos análisis fueron realizados gracias a la colaboración del Dr. Klaus Wemmer, del Centro de Geociencias de Goettingen, Alemania, y del Dr. Gilles Ruffet, de la Universidad de Rennes, Francia.

Las muestras analizadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron obtenidas de diques pegmatíticos aflorantes en las localidades RC286 y la RC130, que intruyen al Monzogranito Cerro Mojón y al Monzogranito Nahuelfil respectivamente. Los granos individuales de moscovita se analizaron mediante el método de datación por pasos de calentamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, utilizando una sonda láser de CO_2 acoplada a un espectrómetro de masas MAP125. Las muestras fueron irradiadas en el reactor nuclear McMaster (Hamilton, Ontario, Canadá), dentro del lote IR38, en la instalación de flujo de neutrones 8C. El proceso de irradiación tuvo

una duración de 175.633 horas, con una eficiencia global (J/h) de $6.46 \times 10^{-5} \text{ h}^{-1}$. El procedimiento analítico se describió según Ruffet et al. (1995), y el estándar de irradiación utilizado fue el anfíbol Hb3gr (Jourdan y Renne, 2007; $1081,0 \pm 1,2 \text{ Ma}$ según Renne et al., 2011). Se realizaron corridas en blanco de manera rutinaria antes de cada primer análisis o tras cada tercer/cuarto análisis, y los valores obtenidos se restaron de las fracciones de gas posteriores. Los errores en las edades aparentes se presentan con un nivel de incertidumbre de 1σ y no incluyen errores en la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$, en la edad del monitor ni en la constante de desintegración. Las edades tipo "plateau" se calcularon cuando se liberó al menos el 70% del $^{39}\text{Ar}_K$ en tres o más pasos contiguos, definiendo edades aparentes que concuerdan, dentro de un margen de 2σ , con la edad integrada del segmento del *plateau*. Este umbral del 70%, es más restrictivo que el 50% establecido por Fleck et al. (1977), aún utilizado por la mayoría de los usuarios del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Por otro lado, dado que la cantidad de $^{39}\text{Ar}_K$ liberado no es un criterio descalificante, se ha asociado el concepto restrictivo de *plateau* ($\geq 70\%$ de $^{39}\text{Ar}_K$) para fases minerales "simples" con el concepto de *pseudo-plateau* (Cheilletz et al., 1999), que cumple con los mismos criterios estadísticos excepto por el umbral ($<70\%$ de $^{39}\text{Ar}_K$), siendo mucho más eficiente para analizar fases minerales complejas como las micas recrystalizadas. También se utilizó una terminología descriptiva similar a *plateau*, que se refiere a una edad promedio ponderada calculada en segmentos de edades aparentes, no necesariamente contiguos (e.g., bordes de un segmento en forma de silla de montar), pero que se consideran geológicamente significativos.

Los errores en la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$, la edad del monitor y la constante de desintegración están incluidos en el cálculo final de los márgenes de error en las edades de *pseudo-plateau* y *plateau*. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se informan con incertidumbres de 1σ . Los datos analíticos y los parámetros utilizados en los cálculos (e.g., proporciones isotópicas medidas en sales puras de K y Ca; discriminación de masas; razones de argón atmosférico; parámetro J; constantes de desintegración) están documentados en el anexo 13.2.

Para el método K-Ar, el contenido de K_2O de la mica se determinó por duplicado utilizando un fotómetro de llama BWB-XP™. La composición isotópica del argón se analizó con un espectrómetro de masas de gases nobles Thermo Scientific Argus VI, operado en modo estático en la Universidad de Göttingen (Alemania). El contenido de argón atmosférico (^{40}Ar) fue inferior al 5%. Los procedimientos detallados se encuentran en Wemmer et al. (2011). Bajo este método, se midieron las muestras de moscovitas de pegmatitas en las localidades LG8 (en la Loma Guacha), MC1 (en la Sierra de Mamil Choique) y 640 (en la Sierra del Medio). También se realizó una medición en biotitas de una granodiorita

perteneciente a la unidad Granodiorita Huenchuquil (muestra 88-44). Los resultados obtenidos se encuentran en el anexo 13.3.

1.4.4. Geoquímica de roca total

Los análisis químicos de roca total se realizaron en tres oportunidades, luego de la recolección de las muestras durante las campañas, para un total de 74 muestras. Se seleccionaron muestras representativas de las unidades aquí estudiadas. En la obtención de muestras se priorizó adquirir muestras frescas de los afloramientos de la unidad a estudiar. Las muestras recolectadas, de hasta 5 kg, fueron examinadas previamente a su molienda en búsqueda de alteraciones en especímenes de mano y secciones delgadas. Fueron reducidas a polvo usando un martillo de hierro y luego utilizando un triturador de mandíbula revestido de hierro y molinos de ágata. Los análisis se llevaron a cabo en el laboratorio ALS Chemex. Se realizaron análisis por ICP-MS para elementos trazas y espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF, por sus siglas en inglés) para elementos mayores. Los datos fueron compilados usando el software GCDKit 6.1 y se encuentran en el anexo 13.4. Nuevos datos de elementos mayores y menores de 37 muestras de roca fueron integrados con datos de los Granitoides Mamil Choique publicados por López de Luchi y Cerredo (2008), Varela et al. (2015), Pankhurst et al. (2006) y Dalla Salda et al. (1994); generando así una robusta base de datos geoquímicos.

1.4.5. Geología isotópica

Todos los datos isotópicos fueron interpretados en conjunto con datos previamente disponibles, y se encuentran en el anexo 13.5. Los datos de Rb-Sr fueron recopilados del repositorio del INGEIS y de los trabajos de Varela et al. (1991, 2005 y 2015), Rapela et al. (1992), Dalla Salda et al. (1994) y Pankhurst et al. (2006). Los datos de Sm-Nd se recopilaron de Rapela et al. (1992), Varela et al. (2005), Pankhurst et al. (2006) y Martínez Dopico et al. (2011). Los datos de Lu-Hf se recopilaron de Pankhurst et al. (2006), Fanning et al. (2011), Chernicoff et al. (2013), Deckart et al. (2014), Castillo et al. (2016), Hervé et al. (2016), Oriolo et al. (2023), Marcos et al. (2023), y Rapela et al. (2021, 2024).

1.4.5.1. Sistemas Rb-Sr

Los datos isotópicos analizados en el presente trabajo forman parte de una recopilación de datos de la bibliografía, datos inéditos y datos nuevos. Se tomaron

composiciones isotópicas Rb-Sr del repositorio del laboratorio de isótopos de Sr del INGEIS (UBA-CONICET). Estas últimas se obtuvieron con un espectrómetro de masas térmico VG54R de doble colector, utilizando un cambio automático de campo magnético, de acuerdo con los procedimientos analíticos de Ostera et al. (2001). Las mediciones isotópicas se corrigieron por fraccionamiento normalizando las proporciones $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ observadas a 0,1194. El estándar NBS 987 arrojó un valor de $0,71023 \pm 0,00004$ (2σ). Todas las incertidumbres se citan como valores de 1σ . Las edades Rb-Sr se calcularon utilizando IsoplotR (Vermeesch, 2018).

Los nuevos datos isotópicos de Rb-Sr fueron adquiridos a partir de muestras de roca total de los Granitoides Mamil Choique. Los análisis se llevaron a cabo mediante la técnica MC-ICP-MS utilizando un espectrómetro de masas Nu Instruments NuPlasma HR, y fueron realizados por el Dr. Petrus Le Roux, en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Ciudad del Cabo. El análisis de isótopos de Sr se realizó a partir de soluciones de 200 ppb en HNO_3 al 0.2%, empleando el estándar de referencia NIST SRM987 con un valor normalizado de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,710255. Se reportaron los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidos para estándares internacionales procesados y analizados junto con las muestras, comparándolos con datos de la literatura. Todas las mediciones de isótopos de Sr fueron corregidas por interferencias de Rb, utilizando la señal medida de ^{85}Rb y la relación natural de $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$. Además, el fraccionamiento instrumental de masa se corrigió aplicando la ley exponencial con un valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ de 0,1194.

1.4.5.2. Sistema Sm-Nd

Los datos isotópicos de Sm-Nd fueron adquiridos a partir de muestras de roca total de los Granitoides Mamil Choique. Los análisis se realizaron mediante MC-ICP-MS en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Ciudad del Cabo, Sudáfrica y en el Departamento de Geología Isotópica del *GeoForschungs Zentrum* (GFZ), en Alemania.

En Alemania se realizaron los análisis isotópicos de Sm y Nd en las muestras 88-44 y C7. Las muestras se pesaron en viales de teflón y se les añadió una cantidad adecuada de solución de referencia ^{150}Nd – ^{149}Sm antes de su disolución en una mezcla de 2 ml de HF y 1 ml de HNO_3 utilizando un sistema de digestión PicoTrace™. Las soluciones se procesaron mediante técnicas estándar de intercambio catiónico para la purificación de las fracciones de Sm y Nd.

Para la determinación de las composiciones isotópicas, el Sm y el Nd se cargaron con HCl 2,5 N en filamentos dobles de Re previamente acondicionados. Las mediciones de las

relaciones isotópicas se realizaron en un espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS) Finnigan Tritón en modo estático. La medición repetida del estándar interno de Nd arrojó una relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,511798 \pm 0,000077$ ($n = 71$, 2σ) a lo largo del estudio. Las relaciones isotópicas de Nd obtenidas en las muestras se normalizaron a una relación $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Los blancos totales del procedimiento fueron consistentemente inferiores a 150 pg para Sm y Nd. Todas las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se informan con su precisión interna de 2σ , además de las incertidumbres derivadas de la corrección por referencia. Los datos químicos fueron procesados con el paquete GCDKit (Janoušek et al., 2000).

En Sudáfrica se analizaron las muestras RC142, RC130 y RC78b, mediante la técnica MC-ICP-MS utilizando un espectrómetro de masas Nu Instruments NuPlasma HR. Las muestras de roca fueron digeridas en una mezcla concentrada de $\text{HF}:\text{HNO}_3$ durante 48 horas a 140°C en vasos de Teflón cerrados. La separación específica de Sm y Nd en muestras silicatadas se llevó a cabo de acuerdo con el procedimiento de Pin et al. (1994). Se utilizaron soluciones de Nd a 50 ppb en HNO_3 al 2% con un nebulizador desolvatador Nu Instruments DSN-100. Se empleó el estándar de referencia JNdi-1 con un valor normalizado de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512115 (Tanaka et al., 2000). Se reportaron los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenidos para estándares internacionales procesados y analizados junto con las muestras, comparándolos con datos de la literatura. Para garantizar la precisión del análisis, se corrigieron las interferencias de Sm y Ce mediante la medición de las señales de ^{147}Sm y ^{140}Ce , considerando sus abundancias isotópicas naturales, y la fraccionación instrumental de masa se corrigió utilizando la ley exponencial y un valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219.

Los cálculos del ϵ_{Nd} fueron realizados a una edad general de 280 Ma (anexo 13.5).

1.4.5.3. Sistema Lu-Hf

El análisis isotópico de Lu-Hf en circones se llevó a cabo en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociencias de la Universidad de São Paulo, Brasil. Los análisis isotópicos se realizaron *in-situ* mediante la metodología LA-MC-ICP-MS, utilizando un Laser Analyte Excite - Photon Machines (Teledyne) de 193 nm acoplado a un Thermo-Finnigan Neptune MC-ICP-MS. Los análisis isotópicos de Lu-Hf se realizaron en los mismos dominios de circón que fueron previamente datados para la muestra estudiada (RC142). Se utilizó un punto de ablación con un diámetro de 40 μm , un tiempo de ablación de 60 s y una frecuencia de repetición de 7 Hz con una densidad de energía del 100% (10,89 J/cm^2), empleando He como gas portador (Sato et al., 2008, 2010). Las razones isotópicas $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ fueron normalizadas a $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,7325$. Los isótopos ^{172}Yb , ^{173}Yb , ^{175}Lu , ^{177}Hf ,

^{178}Hf , ^{179}Hf , ^{180}Hf y $^{176}(\text{Hf}+\text{Yb}+\text{Lu})$ fueron recolectados simultáneamente. Se utilizó una razón $A^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ de 0,02656 para calcular $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$. La corrección de sesgo de masa en las razones isotópicas de Lu-Hf se realizó de acuerdo con la variación en los estándares GJ-82C y 91500. Las condiciones típicas de operación del láser y los datos completos, se detallan en el anexo 13.5.c.

1.4.6. Química mineral

Los análisis de química mineral se realizaron en una muestra de granodiorita de la unidad Granodiorita Huenchuquil (muestra 88–44) y en un conjunto de muestras de moscovitas pertenecientes a diques pegmatíticos que intruyen diferentes unidades de la Sierra.

Los datos de química mineral de la muestra granodiorítica fueron obtenidos con una microsonda electrónica JEOL JXA-8230 en el Instituto de Ciencia de los Materiales de la Universidad Técnica Bergakademie Freiberg, Alemania. Se aplicaron condiciones del haz de 15 kV, 20 nA y 2 μm , junto con los procedimientos de corrección ZAF proporcionados por JEOL. Se buscaron analizar las composiciones de elementos mayoritarios en distintos minerales de la muestra. Los resultados se encuentran en el anexo 13.6.

En el caso de los análisis en moscovitas, se analizaron los elementos traza y minoritarios de las siguientes muestras: RC93, RC73, RC41, LG8 y MC1. Estas mediciones se realizaron gracias al aporte del Dr. Enrico Ribacki, de la Universidad de Potsdam, Alemania. Los análisis se realizaron mediante LA-ICP-MS con colector único, utilizando un espectrómetro de masas Thermo Finnigan Element2 acoplado a un sistema de ablación láser de excímero NWR193 de Elemental Scientific Lasers. Los resultados y la información detallada sobre el ICP-MS y los parámetros de adquisición se proporciona en el Anexo 13.6.b.

Se empleó una frecuencia de repetición de 10 Hz, densidades de energía sobre la muestra en el rango de 4–4,5 J/cm² y tamaños de punto de 30–60 μm , dependiendo del tamaño de las micas. El aerosol de muestra fue transportado al ICP-MS usando gas portador de helio a un caudal de aproximadamente 0,8 L/min, al cual se añadió gas de compensación de argón a aproximadamente 1,0 L/min antes de la introducción en el plasma. Cada análisis consistió en un fondo de gas de 20 segundos, seguido de la ablación de los minerales o vidrios estándar durante 35 segundos y un lavado de 5 segundos. Durante las múltiples sesiones de LA-ICP-MS se analizaron los siguientes isótopos: ^6Li , ^7Li , ^9Be , ^{27}Al , ^{45}Sc , ^{51}V , ^{85}Rb , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{93}Nb , ^{133}Cs , ^{137}Ba , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb ,

^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{182}W . El espectrómetro de masas Thermo se operó en modo rápido y se configuró un tiempo de residencia de 10 ms para cada isótopo. Para cada muestra se analizaron 15 puntos y, al igual que con los datos de microsonda electrónica, se tomaron valores promedio para combinar los conjuntos de datos y aproximar la composición total de cada muestra. Las fórmulas minerales para la mica se calcularon en base a 22 átomos de oxígeno. El contenido de H_2O se estimó asumiendo que el sitio F–Cl–OH está completamente ocupado (4 a.p.f.u.), y el contenido total de hierro se trató como Fe^{2+} .

2. Antecedentes

En Patagonia, entre los 39° y 44° LS, las rocas ígneas y metamórficas del basamento andino afloran desde la Región de los Lagos (en Chile) hasta el centro de la Patagonia Argentina. En este trabajo, estos afloramientos se agrupan en tres sectores para su descripción: Pacífico y andino que abarca desde la Región de los Lagos hasta el piedemonte de la Cordillera Septentrional Patagónica, el sector extra-andino desde la Cuenca Neuquina hasta Río Negro y Chubut, que se corresponde aproximadamente con el borde occidental del Macizo Nordpatagónico (MNP) y el sector central de dicho Macizo (Fig. 1c). Las rocas del basamento andino aflorantes en el sector occidental del MNP conforman una unidad clave para estudiar la relación entre magmatismo, deformación y metamorfismo durante el Paleozoico tardío y el Mesozoico temprano en el noroeste de Patagonia. Aunque sus afloramientos están parcialmente cubiertos por un extenso vulcanismo post-Triásico, constituyen un conjunto crítico para desarrollar hipótesis y modelos geodinámicos sobre la evolución tectonomagmática del margen proto-pacífico de Gondwana en tiempos pre-jurásicos (Cerrodo y López de Luchi, 1998; López de Luchi y Cerredo, 1997, 1998 y 2008; Lucassen et al., 2004; Varela et al., 1999, 2005; Pankhurst et al., 2006; Martínez et al., 2012; Oriolo et al., 2019; Marcos et al., 2020; Ramos et al., 2020; entre otros).

Las hipótesis existentes respecto a la relación entre el MNP y el resto de Gondwana, que se basan mayormente en el estudio de las unidades pre-jurásicas, proponen modelos de aloctonía, autoctonía o parautoctonía. Las hipótesis de aloctonía basadas en estudios de la faja magmática del sector norte del MNP consideran una colisión frontal en el Paleozoico tardío a la latitud del Río Colorado (Ramos, 1984, 2008; Von Gosen 2002, 2004; González et al., 2011; Ramos et al., 2020 y referencias allí citadas). Por otro lado, los modelos de autoctonía proponen que la supuesta zona de colisión es una megacizalla relacionada a una tectónica de escape (Gregori et al., 2008) y que el terreno de Patagonia Norte habría sido autóctono en el Pérmico con un magmatismo por *slab break-off* como resultado del desprendimiento de la losa tras la acreción del terreno de Patagonia Sur en el Carbonífero Tardío (Gianni y Navarrete, 2022). Rapalini et al. (2013) proponen un modelo que combina la autoctonía de Patagonia con respecto a Gondwana, una separación limitada en el siluro-devónico y una deformación compresiva tardío paleozoica asociada a importantes horizontes de corrimientos que cerraría el océano siluro-devónico. Este modelo de para-autoctonía fue reformulado por otros autores como Martínez Dopico et al. (2019), Gianni y Navarrete (2022) o Tomezzoli et al. (2023).

El borde occidental del MNP, sector en el cual se llevó a cabo esta investigación, forma parte de la faja magmática occidental de dirección N-NO (Hervé et al., 2018; Ramos et al., 2020 y referencias) que llegaría hasta Tierra del Fuego (Hervé et al., 2010) y cuya evolución tectonomagmática se ha explicado mediante distintas hipótesis. Pankhurst et al. (2006) proponen una colisión tardío-paleozoica (ca. 300 Ma) de un terreno alóctono (¿Macizo del Deseado? o ¿Chaitenia? Según Hervé et al. (2018)) al sur de los 44° LS (en coordenadas actuales). Martínez et al. (2012) basados en estudios termobarométricos y determinaciones CHIME en monacita para unidades metamórficas aflorantes cerca de Bariloche, determinan una secuencia prógrada metamórfica de alta presión y temperatura moderada que asocian a la colisión devónica del terreno Chilenia pese a que se discute la continuidad de dicho terreno al sur de la Dorsal de Huincul (Mosquera y Ramos 2006; Ramos et al., 2020). Oriolo et al. (2019), estudiando un sector próximo al del trabajo anterior, proponen que el metamorfismo de alta presión acaecido alrededor de los 300 Ma, no está relacionado a una colisión, sino que es coetáneo con la deformación en el prisma de acreción desarrollado hacia el borde pacífico. Este episodio de engrosamiento cortical estimado en unos 70 km seguido por un episodio de exhumación del orden de 20 km está relacionado a una transpresión a lo largo del borde proto-pacífico de Gondwana. En uno de los estudios más recientes, Gianni y Navarrete (2022) proponen que el magmatismo en la faja N-NO del Macizo Nordpatagónico durante el Pérmico-Triásico estuvo impulsado por la ruptura de la losa subducida, un proceso probablemente desencadenado por los eventos de acreción de los terrenos Patagonia Sur y, potencialmente Patagonia Norte, al margen de Gondwana. Esta propuesta se basa en la coincidencia entre un *slab gap* en el manto y la ubicación del Macizo, así como en la firma geoquímica de ruptura de losa (*slab break-off*) observada en las rocas magmáticas de la región.

Si bien cada una de estas hipótesis se sustenta en líneas de evidencia, como la geoquímica de rocas ígneas y metasedimentarias, proveniencia de metasedimentos, modelados P-T de las condiciones metamórficas, dataciones en circón, titanita, monacita, datos isotópicos, estructuras, información geofísica, evidencias paleontológicas, etc. (Von Gosen, 2004; Rapalini, 2005; López de Luchi y Cerrredo, 2008; Rapalini et al., 2013; Martínez et al., 2012; Urraza et al., 2015, 2019; González et al., 2020; Navarrete et al., 2019; Oriolo et al., 2019; Marcos et al., 2020; Ramos et al., 2020; Gianni y Navarrete, 2022); el cúmulo de información sigue siendo escaso para algunos sectores y no está claramente establecida la relación entre el basamento de la Cordillera Patagónica Septentrional y el del Macizo Nordpatagónico.

La determinación de la existencia de diversos eventos deformacionales, de las características de la deformación experimentada como así también de las características del magmatismo, resultan relevantes a la hora de plantear cualquier hipótesis evolutiva sobre el Macizo Nordpatagónico. Si bien existen para la zona Río Chico-Gastre, un cúmulo de datos petrográficos y geoquímicos (López de Luchi y Cerrredo 2008), de edades Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr y U-Pb (SHRIMP y convencional) (Varela et al., 1999 y 2005; López de Luchi et al., 2005; Pankhurst et al., 2006 y 2014; Zaffarana et al., 2014 y referencias allí incluidas), algunos datos sobre la proveniencia de las unidades metaclásticas (Hervé et al., 2005 y 2018; Pankhurst et al., 2006) y sobre la evolución metamórfico-estructural del basamento (Cerrredo 1997; López de Luchi y Cerrredo 1997, 1998 y 2008; Cerrredo y López de Luchi 1998); las unidades no han sido sometidas en su mayor parte a estudios sistemáticos que integren la información de las distintas disciplinas. Incluso mucha de esta información se halla en trabajos de congresos a veces de difícil acceso y sin los datos crudos. De este modo se dificulta la inserción de la información en un marco estructural y petrológico adecuado que permita efectuar correlaciones regionales. Es por este motivo que en esta tesis se propone estudiar, en un sector del borde sudoccidental del MNP, la relación magmatismo-deformación en el Paleozoico superior que es un período para el que se han propuesto tanto colisiones y/o acreciones como arcos activos con variación en la velocidad y ángulo de la placa subductada en condiciones mayormente compresivas y con eventos extensionales en las unidades más jóvenes.

En el norte de Patagonia, entre los 40° y 43° LS, el basamento aflorante en la Cordillera Patagónica Septentrional y en el Macizo Norpatagónico se agrupa en dos grandes unidades: el Complejo Colohuincul, hacia el oeste, y la Formación Cushamen, hacia el este. El Complejo Colohuincul está compuesto principalmente por esquistos, filitas cuarzosas y filitas micáceas mientras que la Formación Cushamen incluye metapelitas, metareniscas, metagrauvas, metadiamictitas, metavulcanitas, esquistos, gneises y migmatitas. Para ambas unidades se ha propuesto un pico metamórfico de edad devónica o bien carbonífera. (Hervé et al., 2005; López de Luchi y Cerrredo 2008; Cerrredo y López de Luchi 2011; Martínez et al., 2012; Urraza et al., 2011, 2019; Oriolo et al., 2019; Marcos et al., 2020). Los registros más antiguos del Paleozoico en el MNP corresponderían a la sedimentación pre-carbonífera de la Formación Cushamen desarrollada en el borde occidental del Macizo Nordpatagónico (Volkheimer, 1964; Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1979; Dalla Salda et al., 1994; Cerrredo, 1997; Cerrredo y López de Luchi, 1995, 1998 y 2011; Duhart et al., 2002; entre otros). Estos registros son contemporáneos con algunas secuencias sedimentarias y metasedimentarias del Chubut extra-andino (Grupo Tepuel), la Cordillera Patagónica Septentrional (complejos Colohuincul y Piedra Santa) y la Región de los Lagos en Chile.

El metamorfismo del basamento de la Región de los Lagos (Chile) y el Complejo Colohuincul en la Cordillera Patagónica Septentrional registró trayectorias metamórficas prógradas de alta presión y temperatura moderadas (Serra Varela et al., 2020). Martínez et al. (2012) asignan estas trayectorias a un evento de edad ca. 360 Ma y las vinculan con la colisión de Chilenia mientras que Oriolo et al. (2019) proponen que dicho evento se desarrolló en el Carbonífero tardío (330-300 Ma) en un contexto compresivo asociado a un margen activo.

El metamorfismo de la Formación Cushamen registra una trayectoria compleja con al menos dos eventos principales. El primer evento (M1-D1) se asocia a condiciones de baja presión y temperaturas intermedias, alcanzando facies de esquistos verdes a anfibolita en el sector de Río Chico. Estimaciones termobarométricas indican presiones inferiores a 4,5 kbar y temperaturas del orden de 500 °C, lo que corresponde a una trayectoria prógrada de sentido horario desarrollada durante el Devónico, alrededor de 370 Ma (Dalla Salda et al., 1994; Lucassen et al., 2004; Cerredo, 1998; López de Luchi y Cerredo, 2008, 2010; Cerredo y López de Luchi, 2011). El segundo evento (M2-D2) alcanzó condiciones de mayor presión y temperatura, estimadas en ~6,5 kbar y 690 °C, correspondientes a facies de anfibolita media a alta (Marcos et al., 2020). Este pico metamórfico ha sido datado en torno a los 320 Ma, vinculado al Carbonífero superior, y se relaciona con un período de engrosamiento cortical asociado a la migración del arco carbonífero-pérmico hacia el este del Macizo Norpatagónico. Hacia ca. 300 Ma, en la Región de los Lagos y la Cordillera Patagónica Septentrional, se produjo un episodio de retrogradación contemporáneo con la fusión parcial y el magmatismo pérmico en el sector occidental del Macizo (Hervé et al., 2005; Pankhurst et al., 2006; Martínez et al., 2012; Oriolo et al., 2019; Marcos et al., 2020). Finalmente, se ha propuesto un último episodio retrógrado (M3-D3) vinculado a la intrusión de los granitoides de la Sierra de Mamil Choique en el límite Carbonífero-Pérmico (Cerredo y López de Luchi, 1998).

Las unidades ígneas más antiguas del borde occidental del MNP que se emplazan en las rocas metasedimentarias del Complejo Colohuincul y la Formación Cushamen tienen edades silúricas a devónicas (438 ± 2 a 361 ± 7 Ma), carboníferas (330 ± 4 a 300 ± 2 Ma) y pérmicas (295 ± 2 Ma a 252 ± 2 Ma) (Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006; Deckart et al., 2014; Gregori et al., 2020; Grillo Vidal et al., 2024, entre otros). El magmatismo paleozoico superior presenta una etapa de magmatismo de arco, magmatismo sincolisional carboníferos y un período pérmico asociado con *slab-break off* (Pankhurst et al., 2006; Gianni y Navarrete 2022) que sería el de mayor extensión areal y es sincinemático respecto un evento deformativo de importancia regional (López de Luchi y Cerredo, 2008) en el intervalo 295-275

Ma. Este magmatismo pérmico comprende de tonalitas a leucogranitos y se extiende en el norte desde Sañicó hasta la Sierra de Pichiñanes en el sur.

Particularmente en la zona de estudio, en el sector Río Chico-Sierra de Mamil Choique-Sierra del Medio, los granitoides pérmicos corresponden a los Granitoides Mamil Choique que se emplazaron en la Formación Cushamen (Dalla Salda et al., 1994; Cerredo y López de Luchi 1998; López de Luchi y Cerredo 2008; Von Gosen 2009; Gregori et al., 2020). En la zona de estudio el batolito granítico ubicado en la Sierra de Mamil Choique, localidad tipo de la unidad, fue descrito en la hoja geológica de “Río Chico” (Ravazzoli y Sesana, 1977), donde se presentaron excelentes descripciones petrográficas y de campo. El batolito fue inicialmente subdividido en tres miembros de edades decrecientes: granodioritas, tonalitas y granitos; y posteriormente, esta clasificación fue revisada para incluir facies como tonalita-granodiorita, migmatita y granito (Ravazzoli y Sesana, 1977; Sesana, 1968). Estas primeras observaciones de la hoja geológica aportaron un registro detallado de las relaciones litológicas y texturales en la región.

Dalla Salda et al. (1994) publicaron el primer mapa de detalle de la Sierra con un muestreo de las diferentes facies graníticas y del basamento de la Formación Cushamen aflorante en Río Chico. Los autores propusieron una relación sincrónica entre los procesos ígneos de la Formación Mamil Choique y el metamorfismo de la Formación Cushamen, vinculando estos eventos al contexto tectónico colisional del Ordovícico (~470 Ma). Sin embargo, esta hipótesis fue rechazada en estudios posteriores. En la década de 1990, López de Luchi (1994), Cerredo y López de Luchi (1995, 1998), López de Luchi y Cerredo (1996, 1997 a,b,c), López de Luchi et al. (1998, 1999, 2000) y Cerredo et al. (2000) avanzaron en la caracterización petrológica y estructural de las rocas ígneas de la región, incluyendo a las Tonalitas del Túnel y los Granitoides Mamil Choique como así también del basamento metamórfico: la Formación Cushamen. Las unidades ígneas fueron descritas por los trabajos antes citados como tonalitas y granodioritas parcialmente foliadas, con facies monzograníticas intruyendo a las primeras, y se sugirieron diferentes series magmáticas basadas en características geoquímicas y mineralógicas. La primera datación U-Pb SHRIMP en circón fue publicada en Pankhurst et al. (2006), donde se indica una edad cisuraliana para la granodiorita que en esta tesis se denomina Huenchuquil.

Las publicaciones posteriores de López de Luchi y Cerredo (2008) y López de Luchi et al. (2004, 2006, 2008) permitieron subdividir los granitoides de la Sierra de Mamil Choique en tres unidades calco-alcalinas peraluminosas: las tonalitas y granodioritas Huenchuquil, los monzogranitos Cerro Mojón, y los monzogranitos Nahuelfil. Estas unidades forman parte del magmatismo pérmico del MNP, con edades comprendidas entre los 281 y los 260 Ma,

alineándose con estudios como los de Pankhurst et al. (2006), que sugieren un magmatismo extenso en el macizo durante este intervalo temporal.

Dentro de los antecedentes relevantes, cabe mencionar que, en un informe publicado en 1968 por la Subsecretaría de Estado de Energía y Minería, elaborado por Luis Sesana, se identificaron anomalías en los contenidos de óxido de litio (Li_2O) en la Sierra de Mamil Choique. Este hallazgo inicial suscitó el interrogante sobre el potencial litífero en la zona, especialmente en relación con las facies pegmatíticas presentes. Desde entonces, la posibilidad de que estas unidades alberguen concentraciones económicamente viables de litio ha generado cierto interés, y se han reconocido labores mineras menores. En años recientes, se han difundido de manera informal algunos prospectos mineros que destacan áreas de interés para la exploración debido a la presencia de espodumeno, aunque, hasta donde se tiene conocimiento, no se ha registrado una continuidad en las actividades de exploración.

3. Marco geológico regional

Las rocas ígneas del sector occidental del MNP representan diversos eventos magmáticos que se extienden desde el Devónico hasta el Triásico temprano y pueden diferenciarse en, al menos, tres pulsos magmáticos: uno Silúrico a Devónico, otro Carbonífero y un pulso Pérmico en donde se sitúan los Granitoides Mamil Choique. En el siguiente apartado se realizará un compendio del marco geológico regional del basamento metamórfico y las unidades ígneas del Paleozoico superior que lo intruyen, en el área comprendida entre las localidades de Sañicó, provincia de Neuquén, y Paso del Sapo en Chubut (Fig. 1).

3.1. Basamento metamórfico

3.1.1. En el oeste del Macizo Nordpatagónico

La Formación Cushamen, considerada el basamento del sector occidental del Macizo Nordpatagónico, fue estudiada por numerosos autores y comprende un amplio abanico litológico, con descripciones que hacen referencia tanto a su litología dominante como a sus protolitos clásticos o magmáticos. Esta Formación se reconoce desde el área de Sañicó, provincia de Neuquén (40° LS, Fig. 1c) hasta el área de Laguna del Toro, provincia de Chubut (42° 30' LS, Fig. 1c, Cerredo, 1997; Cerredo y López de Luchi, 1998; Gregori et al., 2020; Varela et al., 2005) y podría extenderse hasta la Sierra de Taquetrén (42° 44' LS, Renda et al., 2021). Se caracteriza por sus afloramientos discontinuos y de amplia distribución, pero de extensión generalmente reducida. Su aparición se menciona en las Hojas Geológicas: 4169-I Piedra del Águila, 4172-IV San Carlos de Bariloche, 4169-III Ingeniero Jacobacci, 4372-II Esquel y 4369-I Gastre. Su localidad tipo se encuentra sobre la margen derecha del arroyo Cushamen, en la localidad Colonia Cushamen, provincia de Chubut, al suroeste de la localidad Río Chico (Fig. 1c).

Esta unidad está compuesta por metapelitas, metareniscas, metagrauvacas, metadiamictitas, metavulcanitas, esquistos, gneises y migmatitas (Volkheimer, 1964; Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1979; Dalla Salda et al., 1994; Cerredo, 1997; Cerredo y López de Luchi, 1995, 1998 y 2011; Duhart et al., 2002; Lopez de Luchi et al., 2006, 2011). Volkheimer (1964) y Volkheimer y Lago (1981) definen a la Formación Cushamen como sedimentitas de grado bajo de metamorfismo regional (ectinitas), junto con micacitas, filitas cuarzosas y metacuarcitas pelíticas y micáceas. Los autores explican a las migmatitas o ectinitas metasomáticas como consecuencia de “invasiones de magmas graníticos”. Al este y sureste de Colonia Cushamen (Fig. 1), las rocas ígneo-metamórficas de esta unidad están

compuestas principalmente por metasedimentitas de protolito clástico, estrechamente asociados con granitos foliados, ortogneises graníticos, anfibolitas y migmatitas (Giacosa et al., 2004). Ravazzoli y Sesana (1977) en la Hoja Geológica 41c “Río Chico” describen dos miembros: uno de rocas ectiníticas donde incluyeron micacitas, filitas cuarzosas y metacuarcitas filíticas y micáceas y otro miembro migmatítico.

En el área de la localidad Río Chico, la Formación Cushamen aflora principalmente a lo largo de los cañadones La Angostura y Chacay Huarruca (Fig. 2), de orientación este-oeste. Allí, una serie de esquistos micáceos, metacuarcitas y migmatitas fueron originalmente asignados a la Formación Cushamen por Ravazzoli y Sesana (1977). En ese sector, López de Luchi y Cerredo (1997), Cerredo y López de Luchi (1998), indican que la serie metamórfica de la Formación Cushamen está compuesta por rocas metasedimentarias y metaígneas. Las primeras incluyen metapelitas, metagrauvacas, en menor medida metareniscas con alto contenido de cuarzo, metaconglomerados, calcosilicatos y esquistos con turmalina intercalados esporádicamente. Las segundas incluyen metavulcanitas y metagranitos, y evidencian que, durante toda la evolución de Cushamen, desde la etapa pre-metamórfica, se produjeron adiciones magmáticas. Cerca de Río Chico (Fig. 2), el volcanismo bimodal emplazado en la cuenca sedimentaria de Cushamen está representado por delgados diques y capas de composición dacítica y basáltica, aunque son poco frecuentes (López de Luchi et al., 2002). A lo largo de toda la faja metamórfica, se han reportado rocas tonalíticas a leucograníticas con foliación variable, que presentan texturas que van desde pegmatíticas hasta aplíticas y se encuentran en forma de láminas, vetas y diques dentro de la serie metamórfica. Las rocas de la Formación Cushamen son intruídas por tonalitas y dioritas de la unidad Tonalita del Túnel (Cerredo y López de Luchi 1998). Así mismo, dentro de la Sierra de Mamil Choique las autoras nombran en diversos trabajos la presencia de septos pertenecientes a la Formación Cushamen dentro de los Granitoides Mamil Choique. Este magmatismo sin-sedimentario bimodal fue asociado con un ambiente de arco magmático (López de Luchi et al., 2002).

En la región de Comallo, aproximadamente 75 km al norte de la localidad Río Chico (Fig. 1), también aflora la Formación Cushamen junto con intrusivos de los Granitoides Mamil Choique (Marcos et al., 2020; Gregori et al., 2020). Marcos et al. (2018) estudiaron los afloramientos más septentrionales de esta Formación, cercanos al área Neneo Ruca-Comallo, Río Negro, en una secuencia metasedimentaria de 540 m de espesor. Allí establecieron los procesos y ambientes sedimentarios activos durante la depositación y lograron establecer seis litofacies sedimentarias en la secuencia, relacionadas con ambientes glaciarios. Posteriormente, Marcos et al. (2020) realizaron estudios termobarométricos en

esquistos micáceos-granatíferos y en una muestra migmatítica, que aportaron nuevos datos sobre los parámetros de presión y temperatura. Los mismos autores propusieron una evolución geodinámica para el basamento del MNP con tres estadios evolutivos: sedimentación, metamorfismo progrado y metamorfismo retrógrado para el basamento del Macizo.

Unos 90 km al sureste de Río Chico, en el área de Gastre (Fig. 1c) Zaffarana et al. (2012) describieron afloramientos de rocas metamórficas que asignaron a la Formación Cushamen. En esta localidad, las rocas más antiguas descritas habían sido secuencias metavolcánicas básicas y ácidas con intercalaciones de filitas y lentes de metaconglomerados asignados a la Formación Calcatapul (Proserpio, 1978; Von Gosen y Loske, 2004; Zaffarana et al., 2010). A partir de estudios petrográficos, microestructurales, de fábrica magnética y de zonación química en granates, Zaffarana et al. (2012) reportaron pequeños afloramientos no-mapeables de roca de caja dentro de granitoides pertenecientes al Batolito Central de la Patagonia, descritos como xenolitos y septos de esquistos biotíticos-anfibólicos y anfibolitas de la Formación Cushamen. Por otro lado, aproximadamente 50 km al oeste-suroeste de la localidad de Gastre existe un pequeño afloramiento, cercano a la Laguna del Toro y Aguada del Pajarito (Fig. 1) de rocas metamórficas e ígneas de alta temperatura y presión intermedia consideradas parte de la Formación Cushamen (Proserpio 1978). Cerrredo et al. (2002) describieron las rocas metamórficas de Aguada del Pajarito, aflorantes en las inmediaciones del puesto Viuda de Cáceres, como una serie fragmentaria compuesta por esquistos y anfibolitas, homologados con los esquistos de la Formación Cushamen del área de Río Chico. Giacosa et al. (2014) basados en argumentos estratigráficos, metamórficos y geocronológicos separaron estas rocas de la Formación Cushamen y las describieron como parte de una nueva unidad litoestratigráfica: el Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres. Las diferencias que señalaron los autores fueron en el grado del metamorfismo, en la deformación diacrónica entre ambas unidades y en la relación de intrusividad del Granito Cáceres (de edad devónica tardía por Pankhurst et al., 2006).

En el área de la Sierra de Taquetrén, unos 50 km al sureste de Gastre (Fig. 1), Renda et al. (2021) describieron rocas de litologías asimilables a la Formación Cushamen. Las mismas fueron identificadas por los autores bajo la unidad Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada como gneises, esquistos, anfibolitas y migmatitas. Luego, los mismos autores describen al Complejo Plutónico Paso del Sapo como tonalitas, granodioritas, granitos porfíricos, pegmatitas y filones capa félsicos que intruyen a las rocas de Lagunita Salada y finalmente, el Complejo Plutónico Sierra de Taquetrén con granitoides peraluminosos no foliados que intruyen a los dos complejos anteriores.

3.1.2. En el sector andino

El Complejo Colohuincul constituye una de las unidades ígneo-metamórficas más antiguas reconocidas en el sector andino del norte de la Cordillera Patagónica Septentrional (Turner, 1965; Dalla Salda et al., 1991). Su localidad tipo se encuentra entre los lagos Curruhue y Lácar, próximos a San Martín de los Andes, donde está compuesto por esquistos, hornfels, gneises y migmatitas, derivados principalmente de un protolito sedimentario con menores intercalaciones ígneas (Dalla Salda et al., 1991; Serra Varela et al., 2021; Rapela et al., 2022). En otras zonas, como las inmediaciones de Bariloche, aflora con una asociación litológica más diversa que incluye esquistos micáceos, esquistos cuarzosos, anfibolitas, paragneises migmatíticos, ortogneises e inyecciones pegmatíticas (Serra Varela et al., 2019).

En cuanto a su edad, si bien inicialmente fue interpretado como un evento precámbrico superior (Dalla Salda et al., 1991), dataciones más recientes indican que el pico metamórfico se alcanzó en el Silúrico temprano-medio, ca. 434 Ma (Serra Verla et al., 2019). Además, la intrusión de plutones ca. 400 Ma que incorporan xenolitos del complejo confirma una edad pre-devónica para estas rocas (Serra Varela et al., 2020). Respecto a su evolución metamórfica y estructural, el Complejo Colohuincul registra condiciones de facies anfibolita a migmatita, y desarrolló hasta tres foliaciones sucesivas. La principal es una esquistosidad regional S2, que alberga la paragénesis mineral de pico metamórfico. Los dos primeros eventos deformacionales se habrían desarrollado en el Ordovícico tardío–Silúrico temprano, mientras que el tercero ocurrió después de los 434 Ma y antes de los 400 Ma (Serra Varela et al., 2020).

Por todo lo antes citado, actualmente esta unidad es litológicamente más abarcativa respecto a la Formación Cushamen, y presenta interrogantes similares a los de las rocas metamórficas más antiguas del sector sur y sureste de la zona de estudio. En la presente tesis no se profundizará en el estudio de esta unidad.

3.2. Magmatismo devónico

Diversos autores han estudiado el magmatismo activo en el margen occidental del Macizo Norpatagónico en tiempos devónicos. Para la zona San Martín de los Andes, en el sector andino, Turner (1973) estableció que gran parte de la superficie es cubierta por afloramientos de granitos y migmatitas, de composición dominante granodiorítica, para los que definió la Formación Huechulafquen. Dalla Salda et al. (1991) estudiaron este basamento en los alrededores del Lago Lácar y diferenciaron una unidad metamórfica integrada con gneises y migmatitas (Complejo Colohuincul), intrusivos foliados (Tonalita San Martín de los

Andes) e intrusivos macizos (Granodiorita Lago Lácar). Varela et al. (2005) describieron un conjunto de tonalitas cercanas a San Martín de los Andes y unos leucogranitos deformados que intruyen esquistos a unos 50 km más al suroeste. En dicho trabajo se dataron para el Devónico las migmatitas del Complejo Colohuincul, los granitoides de la Tonalita San Martín de los Andes y rocas graníticas foliadas del Río Collón Curá. Las edades U-Pb obtenidas en circones de tonalitas, granodioritas y granitos son próximas a 400 Ma y el pico metamórfico de las cajas metamórficas se ubica próximo a 360 Ma, de acuerdo con la edad U-Pb en titanita de una metadiorita de Sañicó y edades K-Ar en biotita de 370 a 310 Ma. Resultados similares para el pico de metamorfismo han sido obtenidas por Lucassen et al. (2004) en U-Pb en titanitas de metasedimentos calcosilicáticos próximos al río Collon Curá (380 ± 2 Ma). Así mismo, Pankhurst et al. (2006) estudiaron y dataron un granito no deformado en el Lago Lolog, 10 km al norte de San Martín de los Andes, en 395 ± 4 Ma.

En un trabajo reciente, Rapela et al. (2021), estudiaron diversas unidades devónicas las cuales dividieron dentro de dos dominios principales en el noroeste de Patagonia: el Dominio Devónico de Antepaís y el Dominio Devónico Pacífico. Para este trabajo, las rocas de interés son las descritas dentro del primer dominio, en donde se reconocieron granodioritas, tonalitas y monzogranitos alrededor de San Martín de los Andes, Lago Lolog y Lago Curruhué, con edades U-Pb en circón cercanas a los 400 Ma (Varela et al., 2005, 2015; Pankhurst et al., 2006; Godoy et al., 2008; Hervé et al., 2013, 2016 y referencias incluidas). Estas rocas fueron asociadas al arco de San Martín, emplazado entre ca. 405 y 395 Ma. En este dominio de antepaís los autores incluyeron a los granitos porfiríticos de Cáceres y Colán Conhué, más al sureste en Patagonia extra-andina, y al cuerpo más joven el granito de Curruhué.

Por otro lado, al noroeste de la Sierra de Mamuel Choique, Dalla Salda et al. (1994) describió el Granito Viuda de Gallo como un leucomonzogranito de grano medio con biotita-moscovita y moscovita. Su edad fue inicialmente asignada al Devónico con base en una isócrona Rb-Sr en roca total, aunque esta datación es imprecisa y no ha sido recalculada con metodologías más recientes.

Dentro de este magmatismo devónico también se han incluido hacia el sur del MNP, el Granito Cáceres (Pankhurst et al., 2006) en el área de Gastre y el Granito de Colán Conhué, al sur oeste de Paso del Sapo en la Sierra de Pichiñanes (Fig. 1c). Como sugieren Varela et al. (2005), estos granitos podrían representar una extensión adicional de este cinturón magmático.

3.3. Magmatismo carbonífero

Los intrusivos ígneos del Paleozoico Superior se encuentran en distintos sectores longitudinales y presentan edades que van desde el Mississippiano hasta el Lopingiano. En el sector andino, las rocas plutónicas carboníferas del Cordón del Serrucho y el sur del Cañadón de la Mosca (Fig. 1) intruyen el Complejo Colohuincul (Varela et al., 2005, 2015; Pankhurst et al., 2006; Oriolo et al., 2023; Yoya et al., 2023). Pankhurst et al. (2006) identificaron en esta zona un cinturón de 120 km de longitud compuesto por granodioritas de tipo I del Carbonífero Temprano, extendiéndose entre San Carlos de Bariloche y El Maitén (41° a 42°15' LS). Yoya et al. (2023) describieron en el Cordón del Serrucho dioritas foliadas con biotita y hornblenda, así como granodioritas, similares a las reportadas y datadas en Morro de Sheffield y Cañadón de la Mosca (Pankhurst et al., 2006; Varela et al., 2015; Oriolo et al., 2023). Más al norte, en el área del Lago Guillermo, se han estudiado y datado anfibolitas (Dalla Salda et al., 1994; García-Sansegundo et al., 2009) y dioritas (Oriolo et al., 2023).

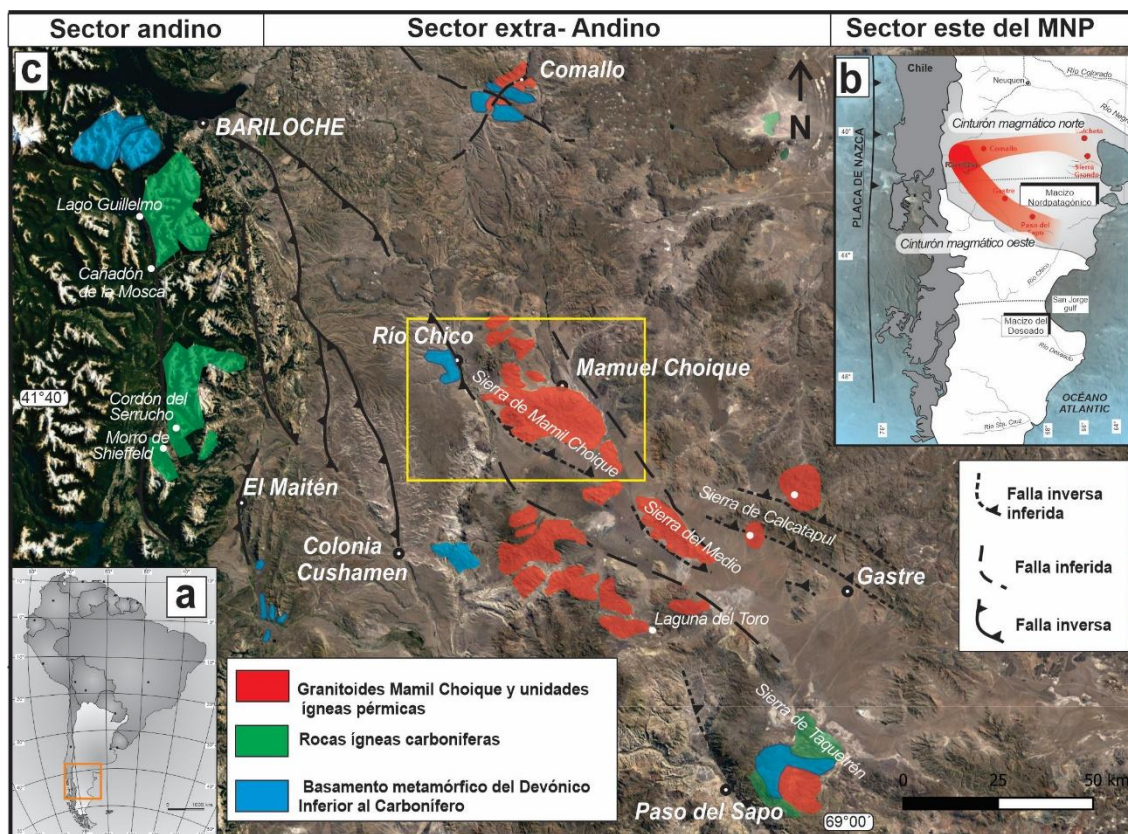
En el sector extra-andino, al sureste de Colonia Cushamen, la Formación Cushamen, compuesta por esquistos micáceos, es intruida de manera concordante por una tonalita foliada, atribuida a la Tonalita El Platero (Pankhurst et al., 2006). Más al sureste, en Paso del Sapo y la Sierra de los Pichiñanes (Fig. 1), dioritas y granitos de edad carbonífera intruyen un basamento metamórfico que podría correlacionarse con la Formación Cushamen (Pankhurst et al., 2006; Renda et al., 2021).

3.4. Magmatismo del Paleozoico Superior: Granitoides Mamil Choique

Los Granitoides Mamil Choique (GMC) y otros intrusivos ígneos en el Macizo Nordpatagónico han sido objeto de múltiples investigaciones desde su primera descripción en la Hoja Geológica 41c "Río Chico" por Sesana en 1968. Esta unidad presenta una amplia distribución areal, con afloramientos entre los 40° LS y los casi 43° LS. Se mapeó y reconoció a los GMC en la Sierra de Mamil Choique, en la Sierra del Medio, en la Sierra de Calcatapul, en Comallo, en Piedra del Águila, en las inmediaciones de Laguna del Toro y en la Sierra de Taquetrén (Fig. 4).

El batolito granítico ubicado en la Sierra de Mamil Choique, localidad tipo de la unidad, fue descrito en la hoja geológica de "Río Chico", donde se presentaron excelentes descripciones petrográficas y de campo (Ravazzoli y Sesana, 1977). La unidad fue inicialmente subdividida en tres miembros de edades decrecientes: granodioritas, tonalitas y granitos. Posteriormente, esta clasificación fue revisada para incluir facies como tonalita-granodiorita, migmatita y granito (Sesana, 1968; Ravazzoli y Sesana, 1977). Estas primeras

observaciones aportaron un registro detallado de las relaciones litológicas y texturales en la región.



Luego de la publicación del primer mapa de detalle de la Sierra por Dalla Salda et al. (1994), donde se muestrearon las diferentes facies graníticas, se realizaron numerosos estudios petrológicos, estructurales y microestructurales de las rocas ígneas de la región, incluyendo a las Tonalitas del Túnel (TT) y los Granitoides Mamil Choique como así también del basamento metamórfico, la Formación Cushamen (López de Luchi, 1994; Cerrado y López de Luchi, 1995, 1998; López de Luchi y Cerrado, 1996, 1997 a,b,c; López de Luchi et al., 1998, 1999, 2000; Cerrado et al., 2000). Las unidades ígneas se describieron como tonalitas y granodioritas parcialmente foliadas, con facies monzograníticas intruyendo a las primeras, y se sugirieron diferentes series magmáticas basadas en características geoquímicas y mineralógicas. Las publicaciones posteriores de López de Luchi et al. (2004, 2006, 2008) y López de Luchi y Cerrado (2008) permitieron subdividir los granitoides de la Sierra de Mamil Choique en tres unidades calcoalcalinas peraluminosas: las tonalitas y granodioritas Huenchuquil, los monzogranitos Cerro Mojón, y los monzogranitos Nahuelfil.

Hacia el sureste, en la Sierra del Medio, Proserpio (1978) y Llambías et al. (1984a) asignaron los granitoides aflorantes a la Formación Mamil Choique. Lagorio et al. (2014, 2022) realizaron un estudio petrológico, geoquímico y geocronológico en la Sierra del Medio. En estos trabajos a partir de dataciones mediante U-Pb en circón, se incluyeron en el Complejo Mamil Choique a los granitoides de Laguna del Toro, el Granito Yancamil y el Granito Gudiño-Urbe, estos últimos dos ubicados en la Sierra de Calcatapul, al este de la Sierra del Medio (Fig. 4c).

Aproximadamente a 60 km hacia el sur-suroeste de la Sierra de Mamil Choique, en la región de la localidad Cushamen, se encuentran las rocas intrusivas de la Formación El Platero (Volkheimer, 1964). Esta unidad fue descrita en la Hoja Geológica 42c “Cerro Mirador” como cuerpos plutónicos tonalíticos, tonalítico-hornblendíferos y granodioritas (Volkheimer y Lago, 1981). Fueron homologadas por Volkheimer y Lago (1981), Nullo (1978) y Proserpio (1978) con los miembros Granodioritas y Tonalitas de la Formación Mamil Choique, que habían sido definidos en la Hoja 41C “Río Chico” (Ravazzoli y Sesana, 1977). Las rocas de El Platero intruyen a la Formación Cushamen, siendo su afloramiento tipo el de Bajada del Platero y son, a su vez, intruídas por la Formación Lipetrén (Nullo 1978). Esta última Formación agrupa cuerpos intrusivos y diques de composición granítica con afinidades aplíticas y pegmatíticas reconocidos por Volkheimer (1964). Fue Nullo (1978) quien describió en su afloramiento tipo, la Sierra de Lipetrén al sureste de la Sierra de Mamil Choique, las rocas graníticas aflorantes y las dividió en dos facies: granitos y pórfidos graníticos. Fueron consideradas una unidad distinta a Mamil Choique por su composición petrográfica, su carácter hipabisal y por ser intrusivas a los Granitoides Mamil Choique (Proserpio, 1978).

Por último, hacia el norte del área de estudio, en las localidades de Comallo y Piedra del Águila otras rocas fueron descritas e incluidas dentro de los Granitoides Mamil Choique (Formación Mamil Choique en Varela et al., 2005) según criterios litológicos y geocronológicos (Fig. 1c). En la zona de Comallo se describió una unidad granodiorítica portadora de biotita no deformada, mientras que en Loma Miranda (90 km al norte de Mamuel Choique) se describió una unidad tonalítica foliada y un gneis tonalítico (Varela et al., 2005) y en Loma Carhué, unos km al oeste de Loma Miranda, se describió una tonalita biotítica (Varela et al. 1991). En la región hacia el noreste de Comallo se encuentra la localidad de Mencué, en donde Gregori et al. (2020) estudiaron y describieron el Batolito de Mencué (Fig. 1). Este batolito fue separado por los autores en varias unidades graníticas: la Migmatita de la Granodiorita Mencué, la Granodiorita de dos micas de Mencué, el Granito Cura Lauquén y el Sienogranito La Blancura, con edades de cristalización entre pérmicas y triásicas tempranas, evidenciando múltiples eventos magmáticos. Estas unidades fueron tomadas

como integrantes de los Granitoides Mamil Choique.

Como se describe en el marco geológico regional, el sector sudoccidental del Macizo Nordpatagónico (MNP) ha sido escenario de una compleja interacción de eventos magmáticos y deformacionales durante el Paleozoico tardío y el Mesozoico temprano, en el contexto de la Orogenia Gondwánica y la amalgamación final de Gondwana. Es en el MNP que se reconoce un extenso basamento metamórfico (Cámbrico-Devónico tardío) sobre el cual se emplazaron granitoides de diversas afinidades tectónicas, distribuidos en dos cinturones magmáticos principales: el cinturón magmático del norte y el cinturón magmático occidental (Fig. 4b, Ramos 2008). El cinturón magmático del norte, con dirección oeste-este, se desarrolló entre el Pérmico y el Triásico e incluye rocas de composición intermedia a ácida, con evidencia de mezcla magmática (Martínez Dopico et al., 2011). Este magmatismo estuvo controlado inicialmente por un régimen compresivo NE-SO, asociado a la colisión del MNP con Gondwana o a un evento post-colisional (Pankhurst et al., 2006). A partir de los 260 Ma, la evolución magmática tomó un carácter bimodal bajo un régimen extensional (Martínez Dopico et al., 2019), coincidiendo con la provincia magmática Choiyoi (Kleiman y Japas, 2009; Rocha Campos et al., 2011). Se han propuesto distintos escenarios tectónicos para el magmatismo del Grupo Choiyoi en el norte de Chile y Argentina, vinculados a una convergencia reducida o a un evento de *slab break-off* (Gianni y Navarrete, 2022), o bien a una subducción continua con cambios en la inclinación de la losa (Varela et al., 2015; Del Rey et al., 2016; Bastías-Mercado et al., 2020). El cinturón magmático occidental, orientado NO-SE, registra una actividad magmática mesosilícica a ácida desde aproximadamente 315 Ma, con un clímax entre 295 y 260 Ma (Fig. 4b; Renda et al., 2021). En este cinturón se emplazaron granitoides variadamente deformados dentro del basamento metamórfico devónico-carbonífero. Su evolución refleja una transición desde un ambiente compresivo a uno extensional en el contexto de la evolución de Gondwana (Cerrodo y López de Luchi, 1998; Renda et al., 2021).

El entorno geotectónico del MNP para el Paleozoico sigue siendo un tema de debate. Para los Granitoides de Mamil Choique, se han propuesto modelos de arco activo o postcolisional con subducción continua y variaciones en la inclinación de la losa (Del Rey et al., 2016, 2019; Fig. 5). Las rocas ígneas y metamórficas devónicas han sido interpretadas como parte de un margen continental activo (López de Luchi et al., 2002; Varela et al., 2005, 2015; Pankhurst et al., 2006; Oriolo et al., 2019; Marcos et al., 2020; Renda et al., 2021) o como producto de la colisión del terreno Chilenia con Gondwana (Martínez et al., 2012, Fig. 5) o de Chilenia y Patagonia (CHIPA) con Gondwana (Tomezzoli et al., 2023). Recientemente, Rapela et al. (2021) describieron dos dominios magmáticos contrastantes y propusieron un

modelo tectónico que involucra un orógeno de acreción devónico con arcos continentales y oceánicos, rifting y la apertura y cierre de una cuenca marginal entre el Devónico inferior y el Missisipiano.

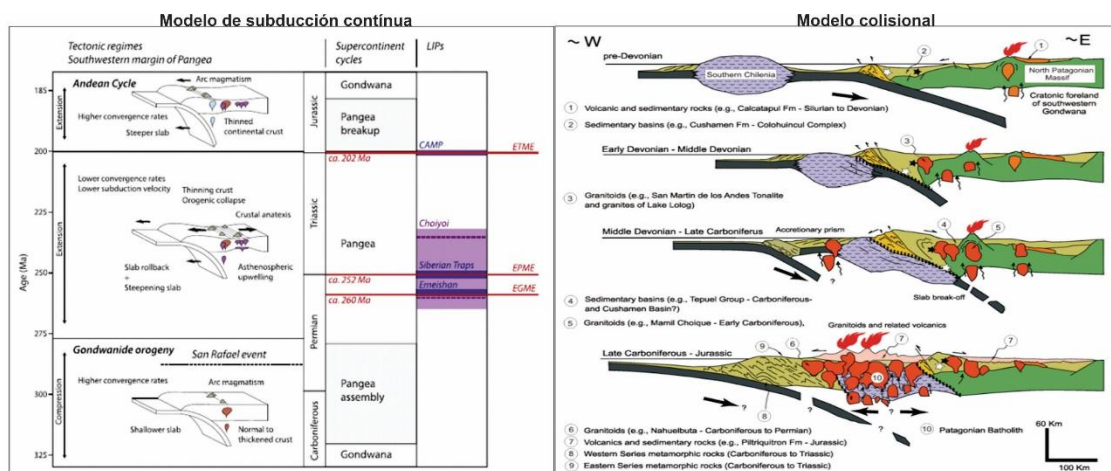


Figura 5: Ambientes geotectónicos propuestos para el sector sudoccidental de Gondwana entre el Carbonífero y el Jurásico temprano (izquierda, Del Rey et al., 2016) o entre el pre-Devónico y el Jurásico (derecha, Martínez et al., 2012).

Dado este contexto, el estudio del batolito granítico de Mamil Choique es relevante, ya que representa el complejo granítico pérmico más extenso del sudoeste del MNP. Las facies plutónicas identificadas en esta región presentan características químicas y deformacionales distintivas, lo que permite analizar la evolución de los regímenes de esfuerzos regionales y su influencia en la generación y emplazamiento del magmatismo permotriásico.

3.5. Marco geocronológico

Para abordar la complejidad que existe en las cronologías absolutas del MNP, se puede resumir que, para todo el sector noroeste de Patagonia, distintos autores han reconocido tres principales pulsos magmáticos y dos picos metamórficos desde el Silúrico hasta el Triásico (Cerrodo y López de Luchi 1998; Ostera et al., 2001; Pankhurst et al., 2006; López de Luchi y Cerredo 2008; Oriolo et al., 2019; Marcos et al., 2020; Serra-Varela et al., 2022). La complejidad también se da en la interpretación de los resultados publicados, donde a lo largo del tiempo diversos autores han analizado y comparado resultados geocronológicos, realizados con distintas metodologías, como por ejemplo edades de cristalización con edades de enfriamiento. Por ejemplo, las dataciones de tipo químico, como la EPMA en monacita, han perdido peso en los últimos 15 años debido a la creciente evidencia de inexactitudes en algunos casos. Esta técnica ha sido objeto de críticas por su sensibilidad a la zonificación química, la presencia de inclusiones y los efectos de alteración post

formacional. Esto ha llevado a una disminución en el peso relativo de la EPMA en la interpretación de los datos geocronológicos.

3.5.1. Basamento - Formación Cushamen

La edad de la Formación Cushamen continúa siendo motivo de debate, con propuestas que abarcan desde el Silúrico hasta el Carbonífero. Los circones detríticos más jóvenes hallados en el área de Río Chico corresponden a 386 y 440 Ma (Hervé et al., 2018), lo que indica una edad máxima de depositación silúrica. Otros estudios sugieren edades máximas de sedimentación en el Devónico medio a superior (369 ± 8 Ma en Marcos et al., 2020; 385 Ma y 440 Ma en Hervé et al., 2018) y en el Carbonífero inferior-Pensilvaniano (335-300 Ma; Hervé et al., 2005, 2018; Marcos et al., 2018, 2020). En cuanto al metamorfismo, dataciones en migmatitas y rocas calcosilicáticas en el noroeste del Macizo Norpatagónico definieron un pico metamórfico (M1) entre 360 y 380 Ma, con edades Rb-Sr de 368 ± 9 Ma y U-Pb en titanita de ~ 380 Ma (Ostera et al., 2001; Lucassen et al., 2004). Renda et al. (2021) identificaron condiciones de metamorfismo entre el Devónico tardío y el Carbonífero. En general, la Formación Cushamen ha experimentado múltiples episodios de deformación y metamorfismo, sin que su cronología esté completamente definida.

En el Cañadón La Angostura, en Río Chico (Fig. 2), López de Luchi et al. (2010) describieron tonalitas y granitos foliados con biotita que experimentaron dos fases deformacionales (D1-D2). Estos granitoides deformados arrojaron edades en isocronas de roca total Rb-Sr de 360-370 Ma, similares a las edades asignadas al pico metamórfico (D1) (Ostera et al., 2001; Lucassen et al., 2004). Mientras que Marcos et al. (2020) propusieron una sedimentación carbonífera y un primer pico metamórfico prógrado vinculado al evento magmático regional del Carbonífero (M2, en 330-300 Ma) con un posterior pulso sobreimpuesto de alta temperatura alrededor de 290 Ma.

Al este y sureste de Colonia Cushamen (Fig. 4c), la edad de máxima depositación reportada para esquistos micáceos es de aproximadamente 480 Ma (Hervé et al., 2018). Por otro lado, al sur de El Maitén (Fig. 4c), Pankhurst et al. (2006) identificaron en una muestra de paragneis en facies anfibolita circones cuyos núcleos registran una procedencia principal de ~ 440 Ma, edad comparable a la reconocida en la Formación Cushamen en Cañadón La Angostura. Estos circones presentan además sobrecrecimientos metamórficos que evidencian eventos en torno a los 365, 340 y 330 Ma.

Al sureste en Paso del Sapo, al pie de la Sierra de Taquetrén (Fig. 4), el Complejo Ígneo-Metamórfico Lagunita Salada (Renda et al., 2021), que es equivalente a la Formación

Cushamen, arrojó dos poblaciones de edades Th-U-Pb en monacita obtenidas por EPMA de 379 ± 5 Ma y 323 ± 5 Ma, lo que sugiere condiciones de alta temperatura durante un extenso intervalo entre el Devónico tardío y el Carbonífero.

A modo de recopilación, en la Figura 6 se puede observar la línea temporal de eventos que afectaron al basamento ígneo-metamórfico de la Formación Cushamen.

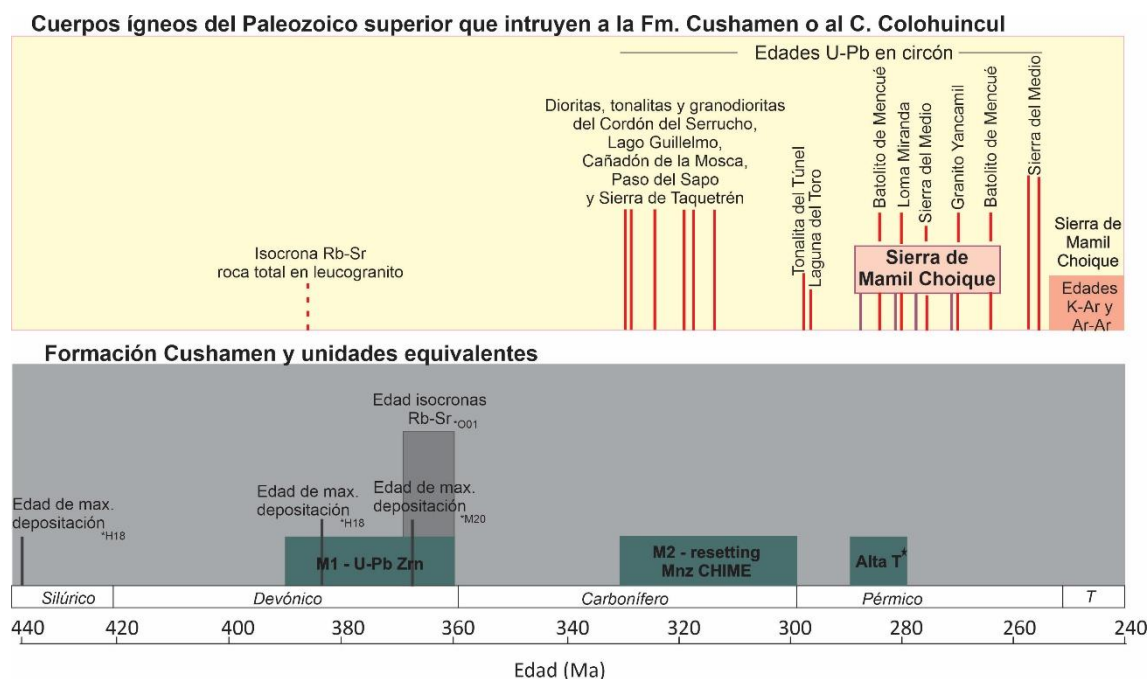


Figura 6: Línea temporal de eventos que afectaron al basamento ígneo-metamórfico de la Formación Cushamen y de las edades de intrusivos ígneos del Paleozoico superior del Macizo Nordpatagónicos para el área andina y extra-andina. Ver explicación en el texto.

3.5.2. Magmatismo devónico

En el sector noroeste del MNP, Varela et al. (2005) informaron edades de circones obtenidas mediante el método convencional U-Pb de 419 ± 27 Ma y $390,0 \pm 4,8$ Ma para tonalitas cercanas a San Martín de los Andes, así como de 348 ± 11 Ma y $386,6 \pm 5,4$ Ma para leucogranitos deformados que cortan esquistos a unos 50 km más al suroeste de dicha localidad. En el reciente trabajo de Rapela et al. (2021) se dató con la metodología U-Pb SHRIMP en circón, una nueva muestra tonalítica de San Martín de los Andes en 401 ± 3 Ma y una granodiorita porfirítica y una diorita de la zona de Colán Conhué en 390 ± 2 Ma.

Pankhurst et al. (2006) estudiaron la edad de este magmatismo en el noroeste de Patagonia mediante dataciones U-Pb en circones por el método SHRIMP, obteniendo edades de 401 ± 3 Ma para la tonalita de San Martín y 395 ± 4 Ma para un granito no deformado en Lago Lolog, unos 10 km más al norte. En la zona de Bariloche, Varela et al. (2005) obtuvieron

una edad de $320,7 \pm 2,1$ Ma para una muestra de anfibolita del Cañadón de la Mosca. Asimismo, en el sector suroeste del MNP Pankhurst et al. (2006) dataron un granito en 371 ± 4 Ma cerca de Gastre, y en 394 ± 4 Ma (recalculada a partir de Pankhurst et al., 1992) para el granito de Colán Conhué.

3.5.3. Magmatismo carbonífero

En el sector andino, en el área del Cordón del Serrucho (Fig. 4c), dioritas foliadas portadoras de biotita y hornblenda y granodioritas, descritas por Yoya et al. (2023), se dataron en 330 ± 4 Ma, con edades U-Pb SHRIMP en circón (Pankhurst et al., 2006). Además, intrusivos similares arrojaron edades U-Pb en circón de 323 ± 3 Ma y 324 ± 2 Ma (Pankhurst et al., 2006; Oriolo et al., 2023) en las áreas de Morro de Sheffield y Cañadón de la Mosca (Fig. 4c). Más al norte, en el área del Lago Guillermo, las anfibolitas fechadas con edades K-Ar en hornblenda dieron edades de 344 ± 30 Ma y 329 ± 24 Ma (Dalla Salda et al., 1994; García-Sansegundo et al., 2009), y análisis U-Pb LA-ICP-MS en circones de las dioritas de la misma zona dieron una edad de 325 ± 4 Ma (Oriolo et al., 2023).

En el sector extra-andino, al sureste de Colonia Cushamen, esquistos micáceos de la Formación Cushamen son intruidos de manera concordante por una tonalita foliada considerada perteneciente a la Tonalita El Platero, con una edad de 329 ± 4 Ma (Pankhurst et al., 2006). Más al sureste, en Paso del Sapo y Sierra de Taquetrén (Fig. 4c), dioritas a granitos con edades de 314 ± 2 Ma y 318 ± 2 Ma, respectivamente (Pankhurst et al., 2006; Renda et al., 2021), intruyen un basamento metamórfico que podría considerarse equivalente a la Formación Cushamen.

3.5.4. Magmatismo pérmico - Granitoides Mamil Choique

Dentro del área de estudio, el registro más antiguo del magmatismo pérmico corresponde a la Tonalita Túnel (295 ± 2 Ma; Pankhurst et al., 2006, Fig. 6).

Fuera del área de estudio, este registro está representado por la Granodiorita Laguna del Toro, ubicada al suroeste de Gastre (294 ± 3 Ma; Pankhurst et al., 2006, Fig. 6), y por la Tonalita El Platero en la localidad tipo Bajada del Platero. En este último caso, la asignación es discutida porque no se dispone de una edad U-Pb directa: la evidencia proviene de una edad de enfriamiento de biotita obtenida por el método K-Ar (264 ± 8 Ma; Varela et al., 2005), considerablemente más joven que las edades magmáticas reportadas por Pankhurst et al. (2006).

Las primeras edades obtenidas en la Sierra de Mamil Choique fueron reportadas en

la Hoja Geológica 41d "Lipetrén" (Nullo, 1978) mediante el método K-Ar en roca total, con resultados entre 238 y 226 Ma para rocas graníticas. En estudios posteriores, Dalla Salda et al. (1994) y López de Luchi et al. (1999 y 2005) proporcionaron edades Rb-Sr y K-Ar en biotitas y moscovitas, con rangos entre 299-326 Ma y edades de enfriamiento entre 229-249 Ma. Varela et al. (2005) utilizaron métodos U-Pb en circones para tonalitas y granodioritas, obteniendo edades entre 272 ± 2 y 286 ± 13 Ma. La primera datación U-Pb SHRIMP en circones de la Sierra de Mamil Choique es de 281 ± 2 Ma (Pankhurst et al., 2006, Fig. 6) realizada en una granodiorita biotítica anfibólica bandeada y foliada que aflora en el sector noroeste de la Sierra. Una granodiorita foliada biotítica que aflora al oeste de Puesto Payale arrojó una edad U-Pb en circones de 272 ± 2 Ma y una edad de enfriamiento K-Ar en biotita de 254 ± 9 Ma (recalculadas usando IsoplotR, tras Varela et al., 2005). Del trabajo publicado durante este doctorado en el 2024, se dieron a conocer cuatro edades U-Pb en circón, dos edades Ar-Ar y cuatro edades K-Ar en filosilicatos (Grillo Vidal et al., 2024, Fig. 6), que serán tratadas en la presente tesis.

Al sureste de la Sierra de Mamuel Choique, en la Sierra del Medio (Fig. 4c), Lagorio et al. (2022) dataron las facies monzogranítica y monzogranítica-granodiorítica. Ambas facies fueron datadas por U-Pb LA-ICP-MS en circones en 276 ± 6 Ma y 256 ± 8 Ma, y por U-Pb SHRIMP en 253 ± 2 Ma, respectivamente. Lagorio et al. (2022) también incluyeron en el Complejo Mamuel Choique los granitoides de Laguna del Toro (294 ± 2 Ma, U-Pb en circones SHRIMP, Pankhurst et al., 2006, Fig. 4c), el Granito Yancamil (272 ± 14 Ma, edad recalculada por González et al., 2021 con los datos analíticos U-Pb ID-TIMS en circones del trabajo de Von Gosen y Loske, 2004, Fig. 4c) y el Granito Gudiño-Urbe (235 ± 6 Ma, K-Ar en biotita, Lagorio et al., 2022, Fig. 4c).

Por último, hacia el norte del área de estudio, en las localidades de Comallo y Piedra del Águila otras rocas fueron descritas e incluidas dentro de los Granitoides Mamil Choique (Formación Mamil Choique en Varela et al., 2005, Fig. 1c). En Comallo, una granodiorita biotítica no deformada arrojó una edad U-Pb en circón de 281 ± 17 Ma, mientras que una tonalita foliada en Loma Miranda (90 km al norte de Mamuel Choique) fue datada con el mismo método en 279 ± 18 Ma, y al sur del río Limay se obtuvo una edad de 273 ± 9 Ma, también U-Pb en circón, para un gneis tonalítico (Varela et al., 2005). En el Batolito de Mengué, descrito por Gregori et al. (2020), se dataron por U-Pb en circón: la Migmatita de Mengué en 284 ± 1 Ma, la Granodiorita Mengué en 272 ± 2 Ma, el Granito Cura Lauquén en 264 ± 1 Ma y el Sienogranito La Blancura en 253 ± 1 Ma. En la figura 6 se puede observar la línea temporal con las edades de intrusivos ígneos del Paleozoico superior del Macizo Nordpatagónico para el área andina y extra-andina, mencionados en los párrafos previos.

4. Geología de los Granitoides Mamil Choique

Los Granitoides Mamil Choique (GMC) comprenden seis unidades que afloran en los más de 320 km² de la Sierra de Mamil Choique, al sur de la localidad de Mamuel Choique (Fig. 7). En este trabajo y en función de sus litologías, sus características deformacionales y sus edades de cristalización, los GMC se dividen en dos grandes grupos: los granitoides sin-deformacionales con desarrollo de foliación penetrativa y/o bandeamiento composicional y los granitoides post-deformacionales sin foliación penetrativa y con texturas esencialmente magmáticas asociadas a texturas de deformación subsolidus de desarrollo limitado. Los primeros son los más antiguos y corresponden al Monzogranito Amaya (MA) y al Monzogranito Cerro Mojón (MCM). Los granitoides post-deformacionales, más jóvenes, son la Granodiorita Huenchuquil (GH), el Monzogranito Nahuefil (MN), el Monzogranito Antinao (MAnt) y Leucogranito La Pintada (LLP). En el presente apartado se describen sus principales características meso y microestructurales en base a la información de campo y de gabinete generada durante todo el trabajo doctoral.

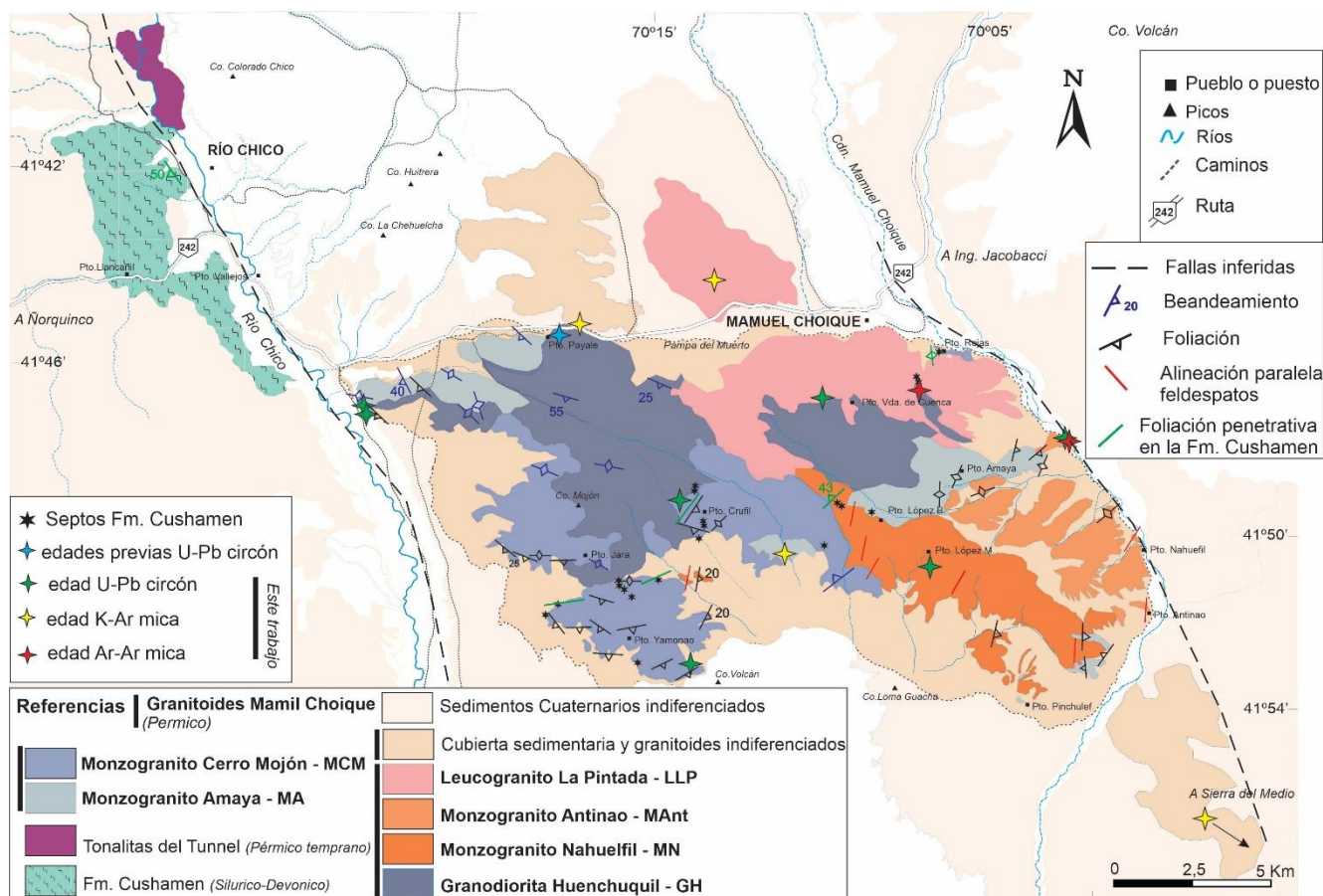


Figura 7: Mapa geológico del área de Río Chico y de la Sierra de Mamil Choique, con las unidades estudiadas. Las localidades datadas en este trabajo se indican en estrellas verdes, amarillas y rojas. Las dataciones de trabajos previos se indican con una estrella celeste. Los asteriscos negros representan septos de la Formación Cushamen dentro de la Sierra.

Todas estas unidades graníticas intruyen a la Formación Cushamen, por lo que este apartado comienza con una descripción de dicha unidad, considerada el basamento ígneo-metamórfico del área de estudio y de todo el sector suroccidental del Macizo Nordpatagónico. Las descripciones aquí dadas son tanto de septos (xenolitos) encontrados en la Sierra de Mamil Choique en los GMC como del sector de Río Chico, Cañadón La Angostura o Cañadón Chacay Huarruca (Fig. 2).

4.1. Basamento: Formación Cushamen

En el área de estudio el basamento conformado por la Formación Cushamen aflora dentro de la Sierra como septos aislados en contacto con los GMC y fuera de la Sierra a lo largo de dos cañadones con orientación este-oeste: La Angostura y Chacay Huarruca (Fig. 7).

En la parte central de la sierra, se observa una faja discontinua de dirección general NE-SO de septos o xenolitos de la Formación Cushamen, con inclinación variable hacia el S-SE y dimensiones de entre 2 y 20 metros de largo (Fig. 8a). Estos septos son mayormente esquistos biotíticos con megablastos de moscovita y en algunos se reconocen facies graníticas que intruyen la roca metamórfica en contactos netos. Estas facies graníticas están deformadas y en muchos casos plegados con planos axiales paralelos a la fábrica metamórfica, o bien aparecen budinados (Fig. 8b). Estas formas budinadas reconocidas dan la pauta de que la deformación se generó durante el emplazamiento de las facies graníticas. De las observaciones de campo, se obtiene que las fábricas planares de los septos son mayormente de dirección ENE con inclinaciones subverticales o de alto ángulo hacia el O-NO.

Tres muestras de estos septos fueron analizadas petrográficamente y dos de ellas fueron datadas mediante U-Pb en circón (apartado 5.1.1). La muestra RC74a es de un esquisto biotítico tomado de un septo de la Formación Cushamen en el centro-oeste de la Sierra, al noroeste del cerro Crufil. La muestra RC78b corresponde a una leucotonalita-granodiorita de grano medio con biotita y megablastos de moscovita, tomada en un septo de localidad RC78a, unos 1,5 km hacia el sur de la localidad RC74a. Observaciones de campo, como la ausencia de biotita o moscovita primaria, indican que esta roca granítica no es equivalente a ninguna de las facies principales reconocidas hasta ahora en la Sierra. Secciones delgadas muestran la presencia de leves alineaciones de biotita junto a contactos nítidos con la caja, representadas por foliaciones espaciadas de biotita $\pm$ cuarzo de grano fino.

En su descripción petrográfica la muestra RC74a es un esquistó biotítico lepidoblástico con foliación espaciada disyuntiva de grano fino e intercalaciones de capas cuarzosas de hasta 1 cm de espesor, con una paragénesis mineral formada por $Qz+Pl+Bt\pm Ap\pm Zrn$. Las biotitas de color pardo rojizo describen la foliación continua, con intercalaciones de cuarzo y plagioclasas (Fig. 8c, d). Se reconocen niveles más finos que se intercalan con niveles más gruesos, en donde se encuentra en mayor abundancia la plagioclasa. Se reconocen cristales de rutilo euhedrales a subhedrales, de color castaño oscuro, alto relieve y marcado clivaje. Podría inferirse a partir de la composición mineral, un protolito arenoso a pelítico, y un grado metamórfico medio. Por otro lado, la muestra RC78a se describe como un esquistó cuarzo-biotítico de textura lepidoblástica, cuyas biotitas definen una foliación espaciada disyuntiva de grano fino. También está presente la plagioclasa en cristales subhedrales, mayormente en sectores de grano grueso que intercalan con zonas de grano fino. Las biotitas pardo-rojizas presentan inclusiones de circones con halos pleocroicos. Se reconoce la misma paragénesis mineral, protolito y grado metamórfico que en la muestra RC74a.

La muestra RC78b es una leucotonalita de grano medio con moscovita $\pm$ biotita y blastesis de moscovita. Bajo el microscopio se describe esta muestra como una roca de textura granosa, conformada por cuarzo (45-35%), plagioclasa (30-20%), moscovita (35-15%), feldespato potásico (10-5%), biotita ($<1\%$) y accesorios ($<1\%$). El cuarzo, con cristales de hasta 0,3 mm, es subhedral a anhedral y presenta extinción ondulosa. El feldespato potásico es escaso y se encuentra de forma anhedral a subhedral con maclado en tartán. Los cristales de plagioclasa, de entre 0,5 y 2 mm, presentan maclas polisintéticas y en algunos individuos cierta zonación composicional. Los megablastos de moscovita tienen dimensiones de hasta 5 mm. La biotita es escasa y se encuentra en cristales de menor tamaño, entre 0,5 y 1 mm, de pleocroísmo marrón rojizo y con inclusiones de circones con halos pleocroicos. Así mismo se reconocen circones dispersos de hasta 0,4 mm euhedrales y de formas prismáticas bipiramidales. Las observaciones de campo indican que esta roca no corresponde a ninguna de las facies principales reconocidas en los granitoides de la Sierra. Esta muestra se encontró en contacto neto con el esquistó biotítico RC78a, pero no se observan evidencias de fusión in situ.

En el área de Río Chico, en los cañadones La Angostura y Chacay Huarruca (Fig. 8e), la serie metamórfica está compuesta principalmente por metapelitas, metagrauvas y una menor proporción de areniscas ricas en cuarzo, junto con algunas delgadas capas de metavolcanitas ácidas y básicas. También se reconocieron anfíbolitas de forma muy escasa. El metamorfismo regional varía desde la facies de esquistos verdes bajos hasta la facies de

anfibolita superior (Dalla Salda et al., 1994; Cerredo, 1998; López de Luchi y Cerredo, 2008, 2010).

En los afloramientos del Cañadón La Angostura, la foliación medida tiene un rumbo NNO a N-S e inclina entre 45° y 50° hacia el SO. En este sector, se describe a la Formación Cushamen como una alternancia de niveles de esquistos biotíticos, de color pardo oscuro con sillimanita, granate y megablastos de moscovita, y niveles de menor esquistosidad donde las paragénesis carecen de sillimanita y granate. A partir de la composición mineral, se inferirían protolitos arenosos y pelíticos, con un grado metamórfico medio a alto. Se reconocen pliegues intrafoliares inyectados de granitos o cuarzo. También se reconocen granitos que intruyen la caja metamórfica y se encuentran deformados y budinados. Al igual que en trabajos previos ya citados (Dalla Salda et al., 1994; Cerredo, 1998; Duhart et al., 2002; López de Luchi y Cerredo, 2008, 2010), se han reconocido dentro de la secuencia metamórfica rocas tonalíticas a leucograníticas con foliación variable (desde pegmatitas hasta texturas aplíticas) que se presentan como láminas, vetas y diques (Fig. 8e). Los leucomonzogranitos forman diques compuestos principalmente por cuarzo, ortoclasa y oligoclasa, junto con biotita, escaso granate y sillimanita. Se han reconocido cuerpos de leucomonzogranitos emplazados de forma tanto concordante como discordante respecto de la foliación de la roca de caja. El estudio sistemático respecto de los mismos excede a los objetivos de esta tesis. En algunos sectores se observaron milonitas desarrolladas en estos leucomonzogranitos.

En los afloramientos del Cañadón Chacay-Huarruca, la foliación presenta un rumbo NO y una inclinación de 15° a 20° hacia el SO. En este sector se observan más abundantes niveles de menor esquistosidad que en La Angostura, probablemente derivados de protolitos pelíticos. También aparecen esquistos biotíticos con estaurolita, interpretados como derivados de protolitos arenosos. Asimismo, se identifican metavulcanitas y granitos que intruyen la foliación metamórfica y están deformados y budinados (Fig. 8f). En esta localidad se reconocieron diamictitas formadas por clastos redondeados de distintas composiciones, de mala selección y con apariencia de haberse formado a partir de corrientes de turbidez.

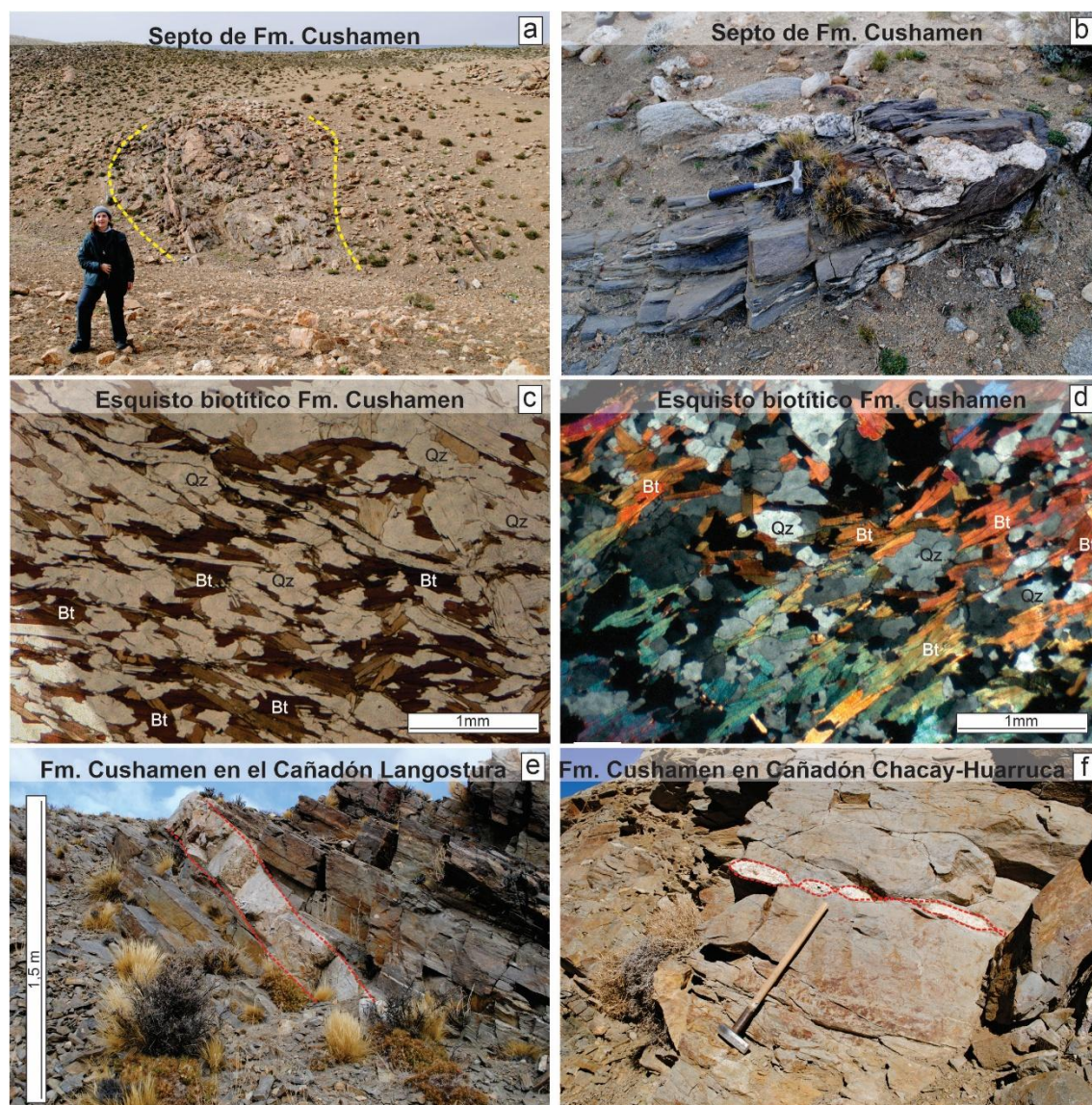


Figura 8: Imágenes de campo y microfotografías de la Fm. Cushamen. a) Septo de la Fm. Cushamen en la Sierra de Mamil Choique. b) Septo de la Fm. Cushamen en la Sierra donde se observan diques graníticos discordantes y una lámina de un leucogranito paralelo a la foliación con incipiente boudinado. c) Microfotografía de un esquist biotítico de la Fm. Cushamen de un septo de la Sierra, d) Microfotografía con analizador interpuesto de un esquist biotítico de la Fm. Cushamen de un septo de la Sierra. e) Afloramiento de la Fm. Cushamen en el Cañadón La Angostura con intrusión un dique granítico concordante, en línea roja punteada. f) Imagen de la Fm. Cushamen en el Cañadón Chacay-Huarruca con una banda de cuarzo deformada y boudinada, en línea roja punteada. Abreviaciones minerales de Whitney y Evans, 2010.

Las paragénesis minerales en las rocas metapelíticas ha sido reportada en otros estudios (Cerrodo y López de Luchi, 1995; Cerredo, 1997) y no se ha estudiado en el presente trabajo. Está vinculada a un metamorfismo regional temprano y a un metamorfismo dinámico posterior restringido a las zonas de cizalla asociadas con D3 (Cerrodo y López de Luchi, 1998). Se han identificado cinco zonas metamórficas regionales: zona de clorita, zona de clorita $\pm$ granate, zona de moscovita $\pm$ granate, zona de biotita $\pm$ granate y zona de feldespato potásico en rocas migmatíticas. El metamorfismo regional progradante de la Formación

Cushamen se ha clasificado como de presión media, debido a la presencia de granate en rocas de bajo grado y de sillimanita como la primera fase de aluminosilicatos formada. Esto pudo confirmarse en el campo, ya que en distintos sectores de los afloramientos se encontraron esquistos granatíferos o filitas con sillimanita. Se ha propuesto una trayectoria P-T en sentido horario para la evolución metamórfica de la Formación Cushamen (Cerrodo, 1997).

4.2. Granitoides sin-deformacionales

Dentro de este primer grupo se encuentran las unidades graníticas más antiguas de la Sierra, diferenciándose no sólo en su edad sino en sus rasgos deformacionales ya que presentan una marcada foliación y un bandeamiento textural y composicional. Las unidades graníticas de este grupo son: el Monzogranito Amaya (MA) y el Monzogranito Cerro Mojón (MCM). Como puede observarse en el mapa de la figura 9, los afloramientos de mayor extensión se localizan en el sector oeste de la Sierra en las cercanías de los puestos Crufil, Jara y Yamonao, así como también en las zonas de los cerros Mojón y Crufil. Se reconocieron también estas unidades en el sector central de la Sierra, en los puestos López B., Viuda de Cuenca y Amaya, y en pequeños afloramientos en el borde nororiental de la Sierra, cercanos al puesto Rojas.

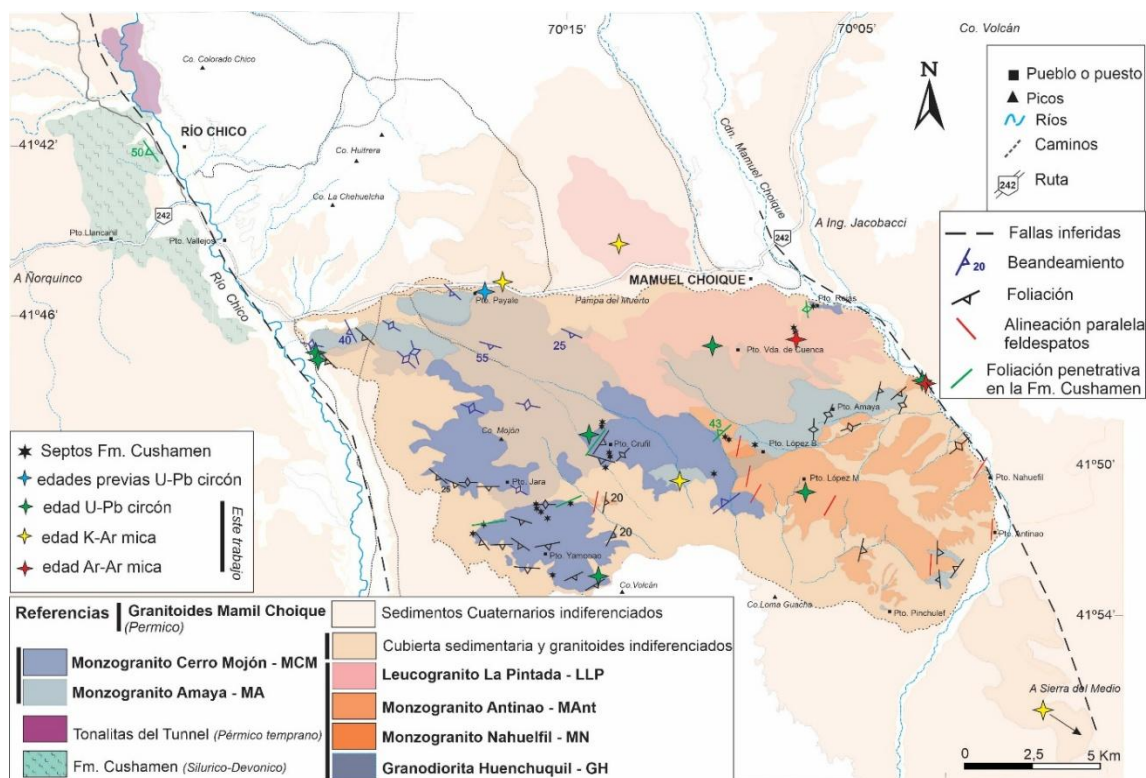


Figura 9: Mapa geológico del área de Río Chico y de la Sierra de Mamil Choique, las unidades sin-deformacionales estudiadas.

El Monzogranito Amaya es un monzogranito biotítico-moscovítico de textura granosa y grano medio a grueso, de color gris amarillento, ligeramente inequigranular, foliado y bandeado. Aflora en los sectores noroeste, central y nororiental de la Sierra, siendo el afloramiento más grande el del puesto Amaya (Fig. 9 y 10a). El MA es intruido por la Granodiorita Huenchuquil, que forma bloques homogéneos y redondeados que contrastan con los relictos amarillentos del MA, por diques pegmatíticos y por vetas de cuarzo. Los contactos con el Monzogranito Nahuelfil también son intrusivos, como se observa en el sureste de la Sierra, donde el MN destaca por sus afloramientos relativamente elevados y extensos (Fig. 10b). El Monzogranito Amaya exhiben una foliación magmática y en estado sólido de alta temperatura penetrativa definida por biotita y plagioclasa, con una orientación NNO-SSE en el noroeste y suroeste de la Sierra. En los afloramientos más extensos, se observa un bandeo centimétrico, definido principalmente por diferencias en el tamaño de grano y contenido de mica, que es paralelo a la foliación. En el área noreste de la Sierra, cerca del puesto Amaya, se han identificado enclaves surmicáceos o enclaves de la Formación Cushamen asociados a estructuras de *schlieren*.

El Monzogranito Cerro Mojón es una unidad compuesta por monzogranitos, granodioritas y en menor medida por tonalitas. Las rocas son grises, de textura granosa de grano fino a medio, ligeramente inequigranulares, foliadas y bandeadas, todas portadoras de biotita y moscovita. Afloran de manera discontinua, principalmente en el suroeste y centro-oeste de la Sierra (Fig. 9 y 11a). Hacia el noroeste, las rocas son de grano fino y desarrollan texturas protomiloníticas. El bandeamiento, cuyo espesor varía de milimétrico a centimétrico, está definido por la diferencia en el contenido modal de mica o el tamaño de grano (Fig. 11b) y es paralelo a la foliación magmática, la cual se manifiesta por la alineación paralela de micas y de ejes mayores de cristales de plagioclasa. Esta estructura tiene una orientación NO-SE en el oeste de la Sierra y gira hacia ENE-SSO en el sector central, cerca del puesto Crufil. La mayoría de los afloramientos con foliación ENE-SSO están próximos a septos del basamento, ya sea en contactos netos o transicionales que son paralelos a la foliación tanto de los granitoides como de las rocas metamórficas. Estas rocas han experimentado una intensa deformación submagmática en estado sólido de alta temperatura, la cual sobreimprime una fábrica magmática.

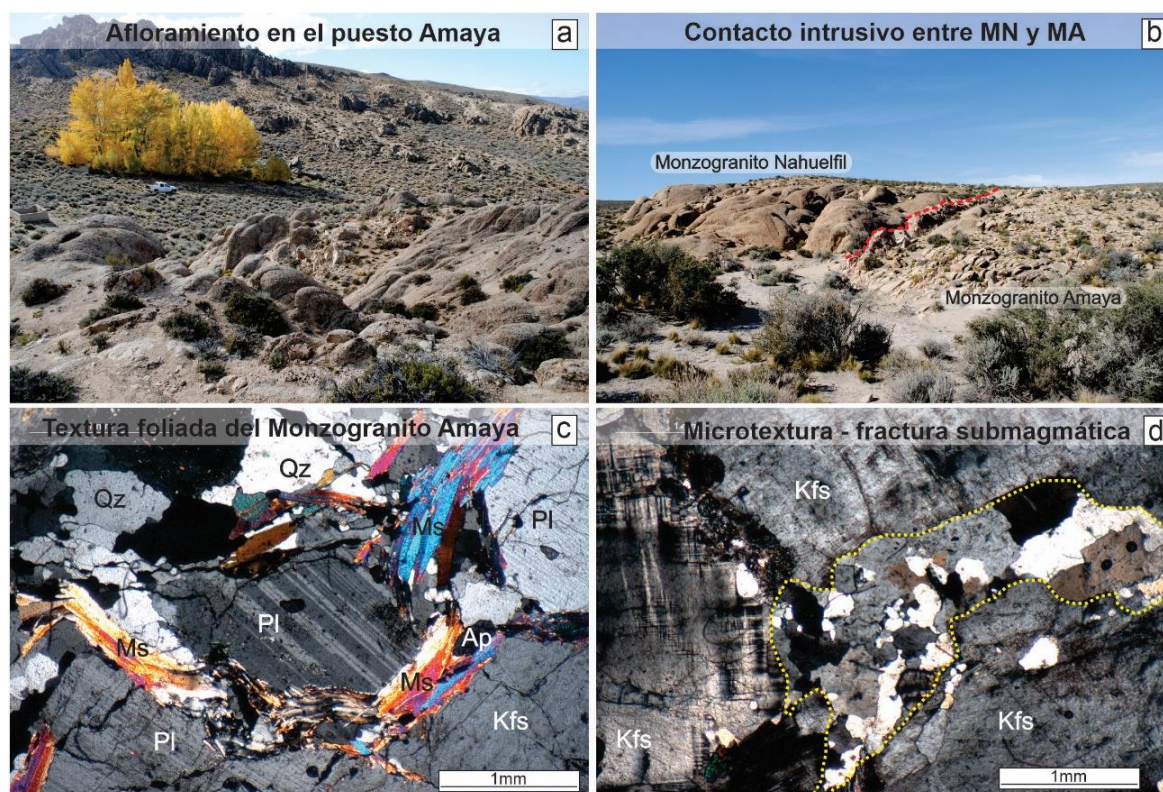


Figura 10: Imágenes de campo y microfotografías de la unidad Monzogranito Amaya. a) Imagen de campo del mayor afloramiento de esta unidad, en el Puesto Amaya, el noreste de la Sierra de Mamil Choique. b) Imagen de campo del contacto neto intrusivo entre el Monzogranito Nahuelfil y el Monzogranito Amaya. c) Microfotografía, con analizador interpuesto, de la textura foliada del Monzogranito Amaya, donde se observa un cristal de plagioclasa rodeado de moscovitas. d) Microfotografía de una fractura submagmática rellena de agregados cuarzo-feldespáticos, en línea punteada amarilla. Rasgo microtextural encontrado en esta unidad.

Los monzogranitos del MCM es la facies más abundante de esta unidad, y afloran mayormente en las inmediaciones del cerro Crufil y en el sector suroccidental de la Sierra. Son de grano fino a medio y están compuestos por cuarzo (35-30%), plagioclasa An_{30-35} (30-25%), feldespato potásico (25-15%), biotita rojiza (15-5%), moscovita (5-2%) y minerales accesorios como apatita, epidoto, allanita y minerales opacos (ver anexo 13.7). La fábrica magmática está definida por la lineación paralela y subparalela de las micas y los ejes mayores de los feldespatos. La deformación submagmática y sólida de alta temperatura se evidencia en los rasgos deformacionales que presenta el cuarzo, los feldespatos y las micas. El cuarzo exhibe extinción en tablero de ajedrez, generación de subgranos, recristalización por rotación de subgranos y, en algunos casos, agregados cuarzo-feldespato (tipo *melt pockets*, Fig. 11c, según Rosenberg y Handy, 2001), fracturas submagmáticas y mirmequitas. Los agregados cuarzo-feldespáticos se localizan generalmente en las colas de los cristales porfiríticos de plagioclasa. La plagioclasa es subhedral, presenta zonación composicional y desarrolla cristales de mayor tamaño de 1 a 4 mm. Por sectores se presenta deformada en forma de ojos, alrededor de los cuales la foliación se desvía (Fig. 11d). El microclino se

reconoce como cristales subhedrales con pertitas, pero en su mayoría es intersticial, con maclas de tipo tartán y con lóbulos de mirmequitas. Las láminas de biotita rojiza, de entre 0,2 y 1 mm, presentan abundantes inclusiones de circón con halos pleocroicos, están isorientadas y en contacto con apatita y moscovita. Algunas muestras presentan láminas biotíticas de color verde a castaño, de entre 0,3 y 1,5 mm, también inclusiones de circón con halos pleocroicos, están isorientadas y en contacto con apatita y moscovita. Epidoto, allanita y minerales opacos aparecen en baja proporción, mientras que la apatita es abundante, subhedral y con relieve anómalamente alto.

Las granodioritas del MCM afloran en el sector occidental y suroccidental de la Sierra. Son de grano medio e inequigranular, compuestas por plagioclasa An_{35-45} (40-35%), cuarzo (35-30%), feldespato potásico (15-10%), biotita rojiza (15-10%), moscovita (<5%) y minerales accesorios como apatita, epidoto, allanita, titanita y minerales opacos (ver anexo 13.7). También presentan una deformación submagmática y sub-sólida de alta temperatura. El cuarzo es intersticial y anhedral, con extinción en tablero de ajedrez y hay recristalización por rotación de subgranos. La plagioclasa, de entre 1 y 2,5 mm, es euhedral a subhedral, zonada y con maclas deformadas. El microclino es escaso e intersticial, con lóbulos de mirmequitas. Las láminas de biotita rojiza o pardo-verdosas, de entre 0,5 y 1,5 mm, contienen abundantes inclusiones de circón con halos pleocroicos y están en contacto con apatita y moscovita, aunque algunas se encuentran cloritizadas. El epidoto, allanita, titanita y minerales opacos también aparecen en baja proporción, mientras que la apatita es abundante, subhedral y con relieve anómalamente alto.

Las tonalitas del MCM son minoritarias y se reconocieron en el borde nororiental de la Sierra, cerca del Puesto Rojas (Fig. 9). Son de grano medio a grueso e inequigranulares, compuestas por plagioclasa An_{25-35} (45-35%), cuarzo (40-30%), biotita rojiza (15-8%), moscovita (10-5%), feldespato potásico (<5%) y minerales accesorios como apatita, epidoto, allanita y minerales opacos (ver anexo 13.7). La plagioclasa presenta cristales euhedrales de mayor tamaño, de 4 a 5 mm, con maclas polisintéticas y, en algunos casos, zonación composicional, rodeados por cuarzo intersticial y anhedral, con extinción en tablero de ajedrez y recristalización por rotación de subgranos. La biotita rojiza presenta numerosas inclusiones de circón con halos pleocroicos y está en contacto con apatita. La moscovita es menos abundante y se encuentra en contacto con la biotita. El feldespato potásico es escaso o no reconocible bajo el microscopio, y aparece formando agregados cuarzo-feldespáticos o se infiere por la presencia de lóbulos mirmequíticos.

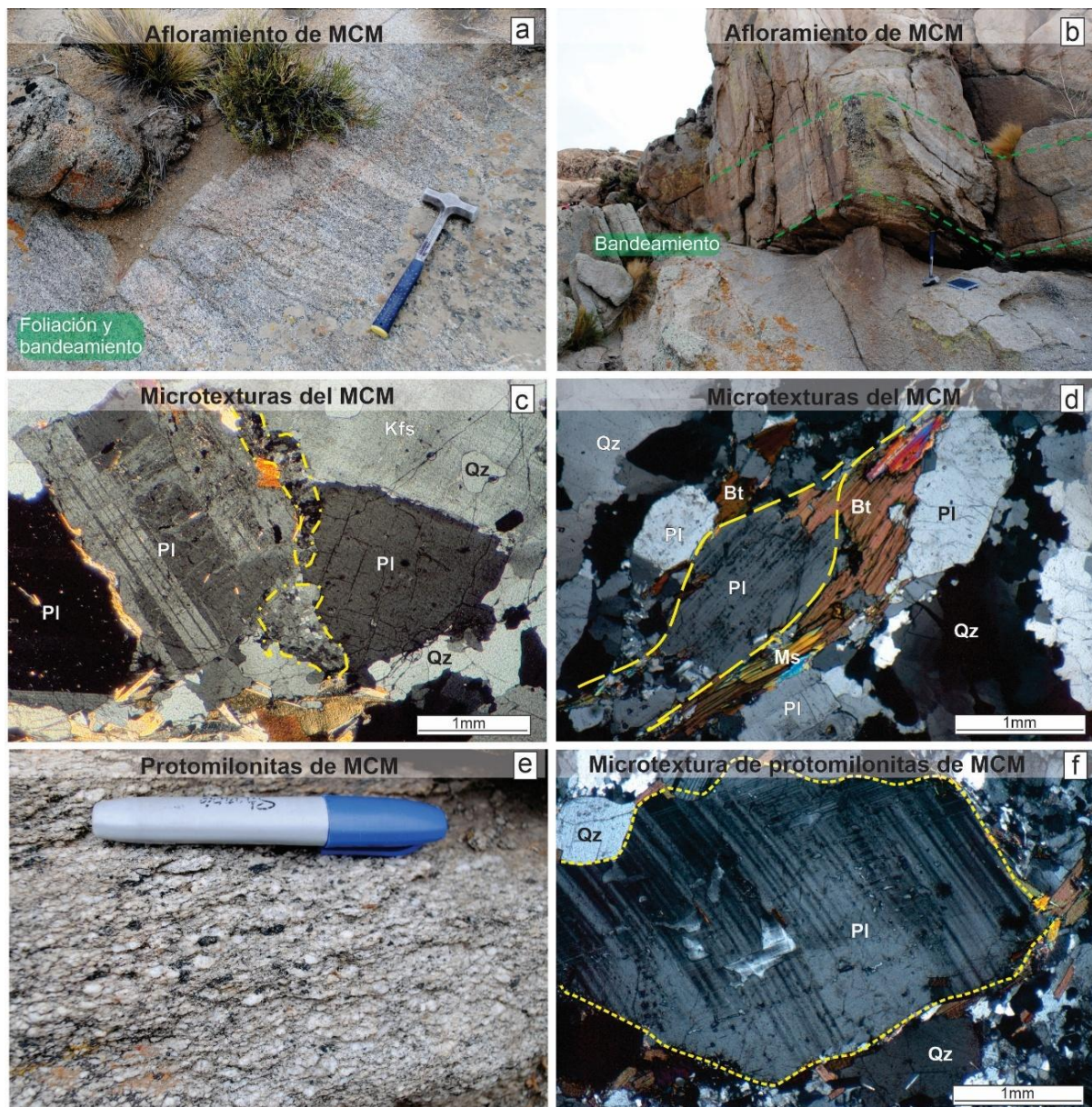


Figura 11: Imágenes de campo y microfotografías de la unidad Monzogranito Cerro Mojón. a) Imagen de campo del MCM en sus afloramientos típicos del sector suroccidental de la Sierra, con una foliación y un bandeamiento centimétrico. b) Imagen de campo del MCM en el sector suroccidental de la Sierra, donde se observa un bandeamiento de escala métrica, delimitado en línea punteada verde. c) Microfotografía del MCM, con analizador interpuesto, donde se ven cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico. En amarillo marcado el rasgo microtextural de agregados cuarzo-feldespáticos intercrystalinos (melt pockets). d) Microfotografía, con analizador interpuesto, donde se observa el alineamiento paralelo de ejes de plagioclasa, foliación magmática, y una deformación en estado sólido sobreimpuesta que afecta a un cristal de plagioclasa que adquiere forma de ojo con las folias micáceas de biotitas rodeándolo. e) Imagen de campo de las protomilonitas reconocidas en el sector noroccidental de la Sierra. f) Microfotografía, con analizador interpuesto, de la microtextura de las protomilonitas con un porfiroclasto de plagioclasa con forma de ojo y maclas ahusadas rodeado de pequeñas folias biotíticas.

Particularmente dentro de la unidad MCM se reconoció el desarrollo de protomilonitas. Las protomilonitas desarrolladas en los sectores oeste y noroeste de la sierra presentan una orientación ONO-ESE a NO-SE, siguiendo la fábrica general del MCM (Fig. 11e). Las muestras RC3 y RC4 son ejemplos de granodioritas protomiloníticas. En ellas, los cristales

porfiríticos de plagioclasa, parcialmente rodeados por biotita, moscovita y epidoto (Fig. 11f), con cuarzo parcialmente recrystalizado, presentan un grado de deformación moderado a alto, con maclas curvadas o en peine, y generación de subgranos. El microclino muestra una extinción ondulosa y el cuarzo presenta límites interlobados y suturados. Se observan cristales de cuarzo en forma de cintas con extinción ondulosa, con elongación paralela a la dirección preferencial de estiramiento, indicada también por el paralelismo del eje mayor de las plagioclasas. La moscovita ígnea primaria exhibe formas de tipo fish parcialmente rodeadas por cristales sincinemáticos más pequeños de moscovita y biotita recrystalizada. Los cristales de biotita, están flexurados y estirados en sus extremos a lo largo de la foliación discontinua; en algunos casos, las láminas de biotita han sufrido recrystalización parcial a lo largo de la foliación, generando un agregado de nueva biotita + moscovita + titanita. A medida que el microclino se vuelve modalmente más representativo, se desarrollan profusos agregados de cuarzo-feldespatos de grano fino y mirmequitas. Los primeros constituyen las colas de presión que exhiben los profiroclastos de feldespato potásico, mientras que las mirmequitas rodean los cristales de feldespato potásico, emergiendo desde los *melt pockets*. En los monzogranitos protomiloníticos del MCM, las folias de moscovita y biotita recrystalizada envuelven los cristales mayores de plagioclasa y microclino, y las micas tipo fish son escasas. El microclino peritítico, rodeado de mirmequitas, está parcialmente envuelto por un agregado de feldespato ± cuarzo, pero permanece casi sin deformar.

4.3. Granitoides post-deformacionales

En este segundo grupo se encuentran las unidades graníticas más jóvenes de la Sierra, que presentan foliaciones magmáticas débilmente desarrolladas, bandeamiento y solo en algunos casos texturas que indican deformación submagmática en estado sólido, mayormente en cuarzo. Las unidades graníticas de este grupo son: la Granodiorita Huenchuquil (GH), el Monzogranito Nahuelfil (MN), el Monzogranito Antinao (MAnt) y el Leucogranito La Pintada (LLP).

La Granodiorita Huenchuquil aflora mayormente en el sector central-norte y noroccidental de la Sierra, en las inmediaciones del puesto Payale y al este del cerro Mojón, en todo el sector noroccidental de la Sierra, y al sur del puesto Viuda de Cuenca en el sector oriental de la Sierra (Fig. 12). Los Monzogranitos Nahuelfil y Antinao afloran en el sector suroriental de la Sierra, en los alrededores de los puestos López B., López M., Nahuelfil, Antinao y Pinchulef. El Leucogranito La Pintada aflora en la mitad nororiental de la Sierra, así como también en la Loma Guacha, que se encuentra al norte de la ruta provincial 6 (Fig. 12).

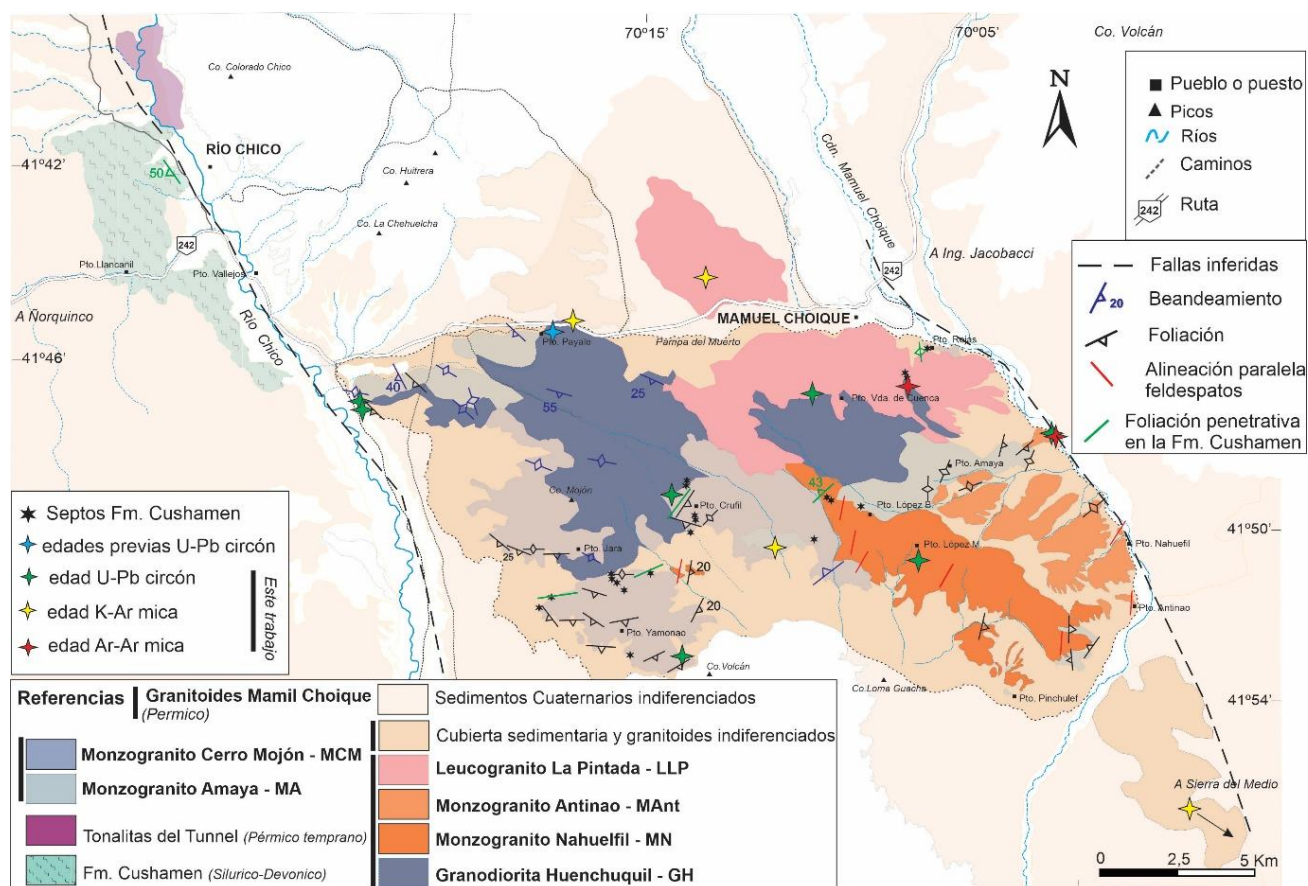


Figura 12: Mapa geológico del área de Río Chico y de la Sierra de Mamil Choique, con las unidades post-deformacionales estudiadas. Las localidades datadas en este trabajo se indican en estrellas verdes, amarillas y rojas. Las dataciones de trabajos previos se indican con una estrella celeste. Las estrellas negras representan septos de la Fm. Cushamen dentro de la Sierra.

La GH está compuesta por granodioritas y monzogranitos bandeados de textura granosa, equigranulares, de color gris oscuro a claro y de grano medio a grueso, que aparecen principalmente como bloques redondeados en la mitad norte de la Sierra, como afloramientos continuos hacia el noroeste y de forma más dispersa en los sectores central y oriental (Fig. 13a). Su característica textural más distintiva es un bandeamiento magmático definido por cambios en la proporción mineral y/o en las texturas, que da lugar a capas alternantes bien definidas de granodiorita y monzogranito mesocráticos (Fig. 13b). Las primeras son de grano más fino y más ricas en biotita y anfíbol, mientras que las segundas son normalmente de grano más grueso, inequidimensionales y más ricas en feldespatos. A diferencia del MCM, las capas bandeadas granodioríticas y monzograníticas muestran un espesor variable, desde varios centímetros hasta metros. La morfología de las bandas suele ser planar, aunque también se observan bandas curvadas y plegadas, que parecen formar láminas con inclinación variable. Estas bandas varían tanto en espesor, desde varios centímetros hasta metros, como en su continuidad lateral y en la nitidez de los contactos. Los afloramientos pueden corresponder a una única banda o a bloques bandeados, que en

algunos casos alcanzan varios metros de altura. La orientación promedio del bandeamiento es NO-SE en las partes norte y occidental de la Sierra. La foliación magmática de Huenchuquil está definida por la alineación paralela de plagioclasas zonadas subhedrales (Fig. 13d) y biotita o por la presencia de *schlieren*.



Figura 13: Imágenes de campo y microfotografías de la unidad Granodiorita Huenchuquil. a) Imagen de campo de la Granodiorita Huenchuquil, con su morfología de afloramiento y bandeamiento característico. b) Imagen de campo con detalle del bandeamiento composicional, granodiorítico en la parte superior y monzogranítico en la inferior. c) Imagen de campo del contacto intrusivo neto entre la Granodiorita Huenchuquil y el Monzogranito Amaya foliado. d) Microfotografía de la textura magmática de la GH, donde se ve la alineación paralela de las plagioclasas. e) Microfotografía, con analizador interpuesto, de una muestra granodiorítica de la GH con grandes cristales zonados de allanita junto con titanita, biotita y minerales opacos. f) Microfotografía de las microtexturas simplectíticas de cuarzo y biotita que reemplazan una primera generación de anfíbol.

La GH intruye al monzogranito foliado de Amaya en la parte noroeste de la Sierra (Fig. 13c). En el noreste de la Sierra, diques graníticos de moscovita con granate, de tipo pegmatítico a aplopegmatítico pertenecientes al LLP, intruyen a la Granodiorita Huenchuquil.

Las granodioritas de la GH son rocas hipidiomórficas, equigranulares y de grano medio, compuestas por plagioclasa An_{35-40} (45-35%), cuarzo (35-20%), feldespato potásico (20-5%), minerales máficos (biotita, anfíbol, epidoto, titanita, allanita) (15-10%) y minerales opacos (<7%) (ver anexo 13.7). La plagioclasa tiene entre 1 y 2,5 mm, es subhedral y está zonada, en algunos casos presenta alteración sericítica o maclas deformadas. El cuarzo es subhedral a anhedral y muestra subgranos en tablero de ajedrez, y recristalizaciones por migración de bordes. El microclino es anhedral a ligeramente subhedral, con cristales intersticiales o cristales individuales peritéticos con inclusiones de plagioclasa, y en algunos casos forma parte de agregados cuarzo-feldespáticos. La biotita, de color castaño a castaño verdoso, contiene inclusiones de circón con halos pleocroicos y está en contacto con epidoto, allanita, minerales opacos y apatita. El epidoto es magmático y aparece como masas irregulares con núcleos zonados y ricos en allanita, rodeados por biotita. Asimismo, se reconocieron cristales euhedrales zonados de allanita con bordes de epidoto (Fig. 13e). El anfíbol aparece en dos generaciones: la primera consiste en cristales equidimensionales reemplazados por microtexturas simplectíticas de cuarzo y biotita verde, que suelen estar en contacto con láminas de biotita y epidoto (Fig. 13f). La segunda generación se reconoce como hornblenda azul-verdosa, que aparece ya sea como pequeños cristales <0,5 mm, aislados o en agregados junto con biotita y opacos. Un rasgo muy característico de esta unidad es la presencia de titanitas euhedrales en forma de diamante, con inclusiones redondeadas de minerales opacos. Además, la apatita es abundante, aparece como prismas euhedrales asociados a los minerales máficos o como inclusiones en los feldespatos. La moscovita sólo se reconoce como un mineral secundario, en escasas láminas de pequeños tamaños menores a 0,3 mm.

El bandeamiento de las granodioritas de GH indicaría algún control estructural durante su desarrollo, pero ese campo de esfuerzos no estaría activo durante su enfriamiento, ya que se preservan todas las formas cristalinas, por lo que la sobreimposición de la deformación en estado sólido es muy limitada y no se equipara a la deformación en estado sólido que se observa en el Monzogranito Cerro Mojón.

Los monzogranitos de la GH son más ricos en feldespato potásico, respecto de las facies granodioríticas, y presentan la siguiente composición modal: feldespato potásico (35-25%), plagioclasa An_{30-40} (35-25%), cuarzo (25-20%), minerales máficos (biotita, epidoto, titanita, allanita) (15-10%) y minerales opacos (<7%) (ver anexo 13.7). En estas rocas no se

reconoce anfíbol, pero tanto la asociación mineralógica epidoto-allanita-titanita-biotita-apatita, así como los rasgos microtexturales son los mismos que en las granodioritas.

El Monzogranito Nahuelfil comprende monzogranitos y en menor medida granodioritas porfíricas de color gris rosado, portadores de biotita-moscovita. Se han identificado varios contactos entre la GH y el MN, en su mayoría intrusivos, así como diques aplo-pegmáticos de contactos netos del LLP (Fig. 14a). Una característica distintiva de esta unidad, a escala de afloramiento, es la presencia de grandes cristales euhedrales de feldespato potásico de color rosa a rosa blanquecino, de hasta 5 cm de longitud, isorientados, separados por una matriz no foliada que indicaría deformación magmática (Fig. 14b).

Los monzogranitos porfíricos de grano medio a grueso del MN están compuestos principalmente por cuarzo (35-25%), feldespato potásico (35-25%), plagioclasa An_{25-30} (30-15%), biotita castaño-verdosa (13-5%), moscovita (7-3%) y fases accesorias (<5%) como apatita, epidoto, allanita y minerales opacos. El cuarzo es mayormente intersticial, con evidencias de deformación subsólida de alta temperatura como recrystalización por generación de subgranos o migración de bordes. El feldespato alcalino se presenta como megacristales, de más de 2 cm, irregularmente distribuidos que incluyen cristales de cuarzo redondeado, plagioclasa y micas, o bien intersticialmente como microclino. Se han reconocido mirmequitas y agregados de cuarzo-feldespato distribuidos de manera homogénea. Los cristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, en su mayoría de tamaño medio alrededor de 3 mm, aunque algunos superan 1 cm, presentando maclas deformadas y zonación. Algunas muestras de monzogranitos contienen escaso epidoto magmático con núcleos de allanita, así como inclusiones esqueléticas de epidoto dentro de la plagioclasa. La moscovita se presenta en cristales menores a 0,4 mm en su eje mayor, en contacto con cristales de biotita de hasta 0,6mm. La apatita es abundante, euhedral y de alto relieve, en contacto con minerales opacos, epidoto y biotita.

Las granodioritas de grano medio a grueso del MN son inequigranulares a porfíricas, compuestas por plagioclasa An_{25-30} (45-40%), cuarzo (30-25%), minerales máficos (biotita castaño-verdosa, epidoto y allanita) (15-10%), feldespato potásico (10-5%), moscovita (5%) y minerales opacos (<5%). La mineralogía de las granodioritas es la misma que la de los monzogranitos, diferenciándose únicamente en la proporción modal de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Por su parte, el Monzogranito Antinao está compuesto por sienogranitos a monzogranitos porfíricos moscovítico-biotíticos, de color gris claro rosado, que afloran a lo largo del borde oriental de la Sierra, desde el sector central hasta el sur (Fig. 12). Estos

intruyen a los monzogranitos foliados de Cerro Mojón, a los monzogranitos de Nahuelfil y, a su vez, son intruídos por diques graníticos y pegmatíticos. El MAnt se distingue en campo del MN por el color naranja a rosado de la roca expuesta, su mayor contenido de feldespato potásico rosado (Fig. 14c, d) y su menor contenido de biotita. Los cristales euhedrales de feldespato potásico son de color rosa a rosa blanquecino y alcanzan hasta 3 o 4 cm de longitud. A diferencia del MN, no se reconoce una isorientación marcada en sus ejes mayores, por lo que no se reconocen estructuras magmáticas de flujo.

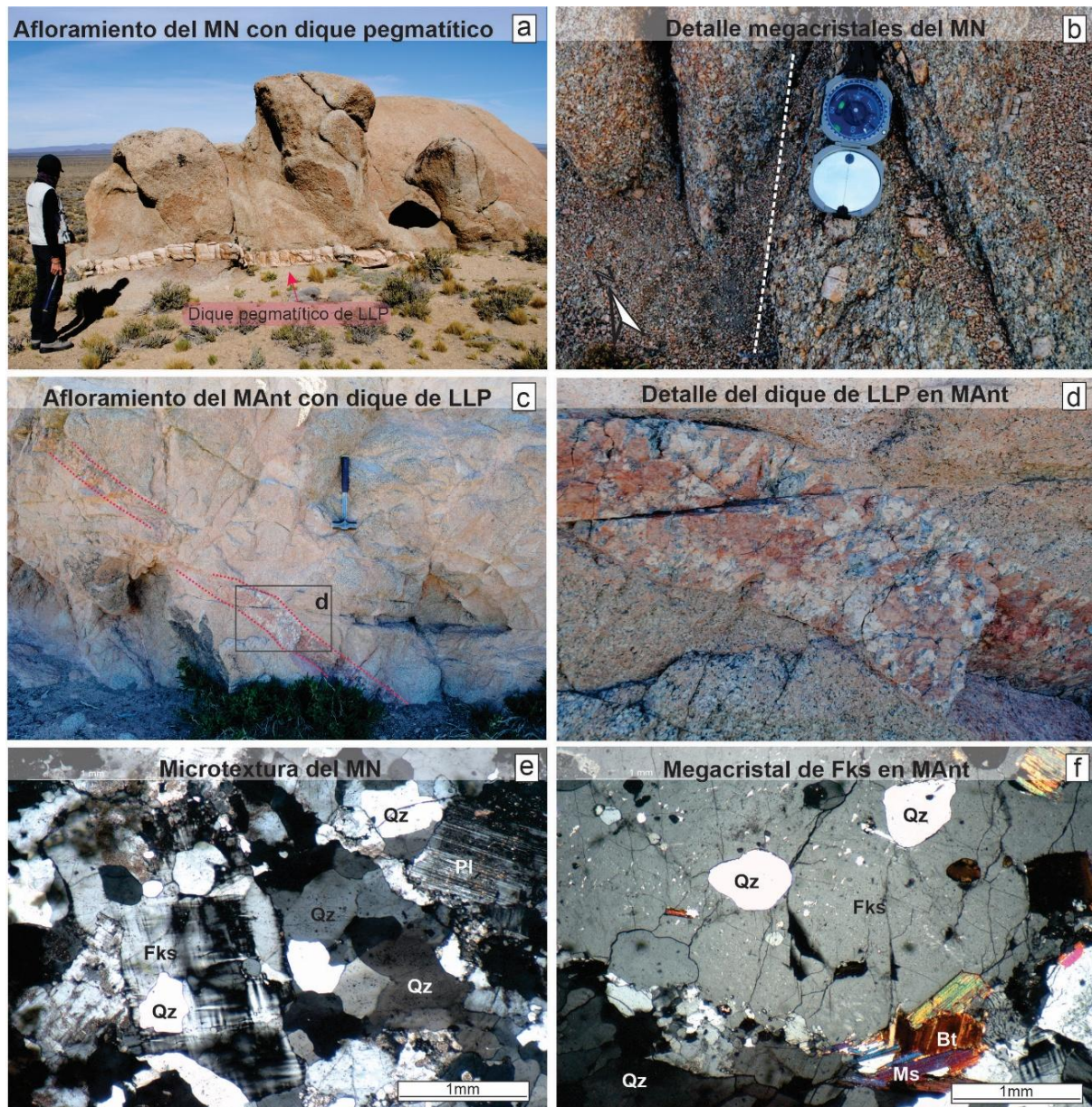


Figura 14: Imágenes de campo y microfotografías de las unidades Monzogranito Nahuelfil y Monzogranito Antinao. a) Imagen de campo de un afloramiento típico del MN en el sector suroriental de la Sierra, intruido de manera neta por un dique pegmatítico de la unidad Leucogranito La Pintada. b) Imagen de campo con detalle del alineamiento paralelo de los megacristales de feldespato potásico. c) Imagen de campo de afloramiento del Monzogranito Antinao intruido por un dique pegmatítico. d) Imagen de campo de detalle del afloramiento en c). e) Microfotografía, con analizador interpuesto, de un monzogranito del MN donde se observa la matriz compuesta por cuarzo, feldespato potásico, con inclusiones redondeadas de cuarzo, y plagioclasa con alteraciones de arcillas y sericita. f) Microfotografía de un monzogranito del MAnt, con un sector de un megacrystal de feldespato potásico con inclusiones subhedrales de cuarzo y de menor tamaño de biotitas.

Los sienogranitos inequigranulares a porfíricos están compuestos por cuarzo (35-30%), feldespato potásico (30-25%), plagioclasa (25-20%), moscovita (7-5%), biotita cloritizada (5-3%) y fases accesorias como apatita, minerales opacos, epidoto y titanita (ver anexo 13.7). Los monzogranitos porfíricos tienen una composición modal de cuarzo (40-30%), feldespato potásico (35-20%), plagioclasa An_{25-35} (25-20%), moscovita (7-5%), biotita cloritizada (<5%) y las mismas fases accesorias que las de los sienogranitos. El cuarzo es

anhedral y ocupa grandes espacios entre los agregados de feldespato potásico y plagioclasa, presenta extinción en tablero de ajedrez y algunas evidencias de deformación subsólida de alta temperatura, como migración de bordes y generación de subgranos. Los megacristales euhedrales de feldespato potásico alcanzan hasta 1 cm de longitud, muestran una marcada zonación y contienen inclusiones redondeadas de cuarzo y, en menor medida, de plagioclasa (Fig. 14f). También se observan microtexturas mirmequíticas. La plagioclasa tiene entre 0,3 y 0,7 mm, es subhedral, con zonación composicional, deformación interna en sus maclas y alteración a sericita. Las moscovitas se encuentran alrededor de las biotitas alteradas a clorita, y en las biotitas se han reconocido inclusiones de rutilo. Están presentes de manera subordinada y escasa minerales opacos primarios, apartita, epidoto y titanita, así como una segunda generación de moscovita tardío-magmática.

La unidad más joven la componen los leuco-sienogranitos del Leucogranito La Pintada, de color gris claro rosado, de grano medio a grueso e inequigranular junto con diques aplopegmatíticos. Esta unidad se presenta en afloramientos discontinuos dispersos pero ampliamente distribuidos en la parte noreste de la sierra, al sur de la localidad de Mamuel Choique (Fig. 12), con un bandeamiento textural subhorizontal, con una intercalación de facies de grano fino y grano grueso a pegmatoideo (Fig. 15 a,b). De acuerdo con las relaciones de campo, el LLP intruye a la Granodiorita Huenchuquil y al Monzogranito Nahuelfil. Cerca del puesto Rojas, aflora en proximidad al Monzogranito Cerro Mojón y a septos de la Formación Cushamen, aunque sin contactos claros. Esta relación sugiere, previo al análisis geocronológico, que el LLP es la litofacies granítica más joven reconocida en esta área.

En algunas zonas, LLP presenta un bandeamiento magmático rítmico, desde milimétrico hasta de unos pocos centímetros, definido por la variación modal de granate, cuarzo y feldespato (Fig. 15b, c, d). Por otro lado, las pegmatitas se presentan como diques o lentes subhorizontales de tamaño variable, con texturas aplíticas a pegmatíticas. Es característico de estos diques la presencia de cuarzo, feldespato potásico, moscovita, granate y en muchos casos se reconoció un mineral color pardo oscuro, opaco y de brillo submetálico interpretado como posible columbita. Los diques aplopegmatíticos de La Pintada intruyen a casi todas las unidades graníticas de la Sierra, ya que se reconocieron diques de esta unidad en afloramientos de Amaya, de Huenchuquil, de Nahuelfil y de Antinao.

Los sienogranitos son inequigranulares hipidiomórficos de grano fino y medio a grueso, compuestos por cuarzo (35-45%), microclino (20-45%), plagioclasa An_{10-26} (10-30%), moscovita (10-5%) y escasa biotita (<3%), con granate, apatita y minerales opacos como fases accesorias. El cuarzo, de hábito subhedral a anhedral, presenta principalmente

deformación con generación de subgranos, migración de bordes y extinción en tablero de ajedrez. El microclino es euhedral, de 1,2 a 2,5 mm, y presenta maclado en tartán (Fig. 15e), inclusiones redondeadas de cuarzo y lóbulos de mirmequitas. La plagioclasa tiene tamaños de entre 1,2 y 2 mm, con leve zonación composicional, es euhedral a subhedral, presenta maclado polisintético, inclusiones de moscovita y un alto grado de alteración a arcillas y sericita. La moscovita es pequeña, con tamaños menores a 0,5 mm y en algunas muestras parece mostrar una isorientación de sus láminas, mientras que la biotita se encuentra mayormente cloritizada. Los granates, de color rosado claro son menores a 0,1 mm, son abundantes en algunas muestras y son euhedrales.

Los sienogranitos en facies pegmatoides son mayormente diques o bien sectores de grano grueso dentro de un afloramiento continuo cuya morfología no llega a reconocerse en el campo (posibles capas subhorizontales que se van intersectando con la topografía). En muchos sectores las facies pegmatítica tiene contactos transicionales con las facies de grano medio. Están compuestos por cristales de cuarzo translúcidos a blancos, de más de 4 cm de longitud. Los megacristales de feldespato potásico son rosados a anaranjados y tienen tamaños mayores, entre 2 y 8 cm (Fig. 15f). Los cristales de moscovita plateada con un brillo rosado se presentan en libros de folias de hasta 3 o 4 cm. El granate varía en color de rojo a rojo anaranjado, con diámetros de hasta 1,5 cm y un brillo vítreo.

Si bien en toda la Sierra de Mamil Choique se reconocen diques pegmatíticos que intruyen a las diversas unidades graníticas, no todos se vinculan genéticamente a la unidad de La Pintada. Existe un conjunto de diques graníticos y sills pegmatoides portadores de cuarzo, feldespato potásico y moscovita que intruyen a las unidades monzograníticas y granodioríticas de la Sierra de manera muy neta (Fig. 15g, h). Estos diques presentan granulometría entre fina a gruesa y pegmatítica, con cristales de feldespato potásico euhedrales de color naranja rosado de hasta 5 cm y de cuarzo euhedrales de hasta 4 cm de longitud (Fig. 15h). La presencia de granate es más escasa o bien no se presenta. La mayor diferencia se presenta en las edades Ar-Ar obtenidas (ver sección 5.2.), motivo por el cual estos diques pegmatíticos se diferencian de las facies pegmatíticas del Leucogranito La Pintada.

Si bien el estudio de estos diques excede los objetivos del presente trabajo, debido a su extensión areal y abundancia, en el capítulo 9 se realiza una clasificación de estos diques pegmatíticos caracterizados como litíferos según Sesana (1968).

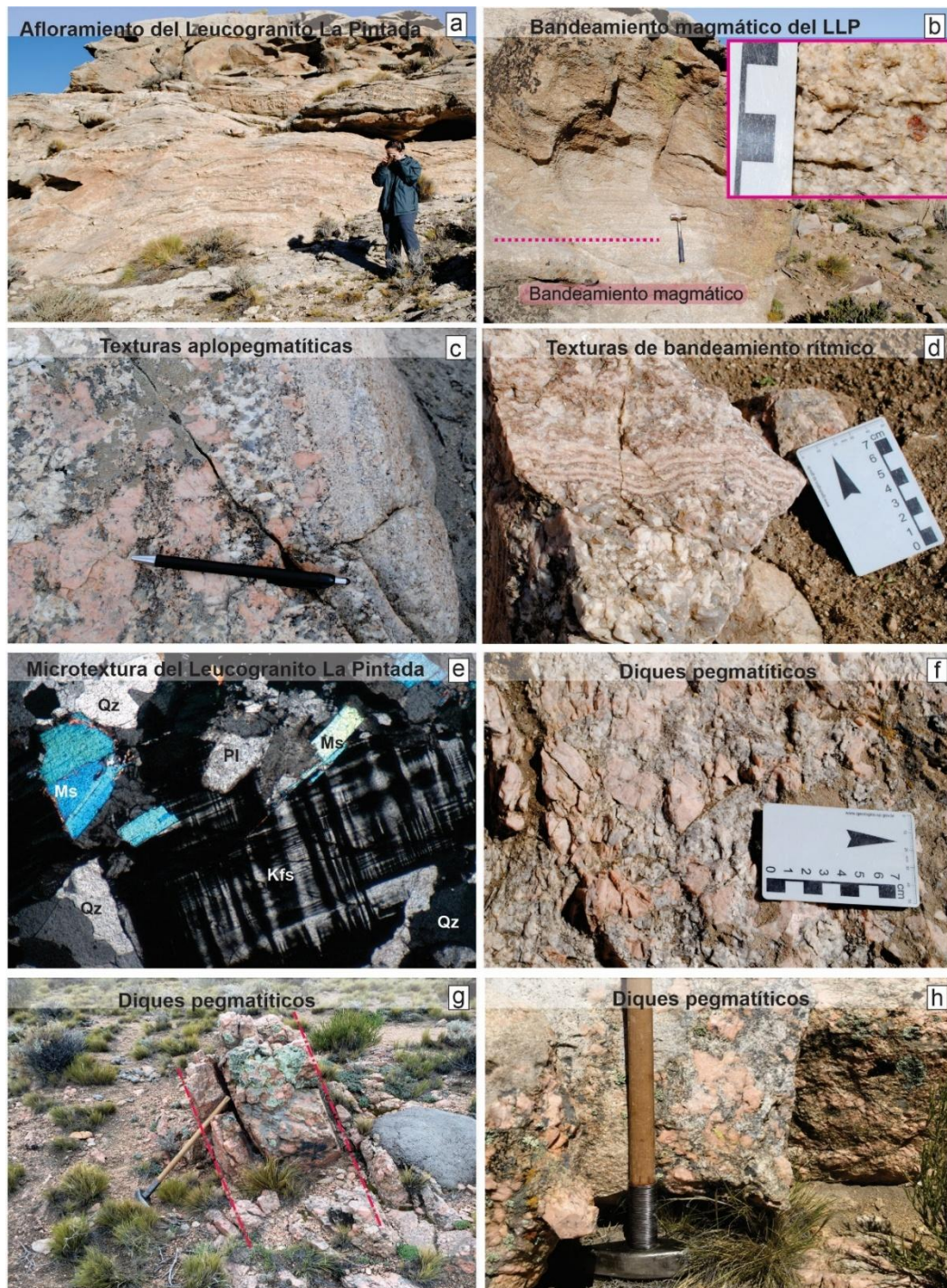


Figura 15: Imágenes de campo y microfotografías de la unidad Leucogranito La Pintada y diques pegmatíticos de la Sierra de Mamil Choique. a) Afloramiento del LLP en el norte de la Sierra, con bandeamiento textural subhorizontal de origen magmático, con una intercalación de facies de grano fino y grano grueso a pegmatoideo. b) Afloramiento del LLP en el norte de la Sierra, con bandeamiento magmático y detalle del contenido de granate. c) Imagen de campo de detalle de la facies aplopegmatítica del LLP, donde se ve una zonación textural y composicional. d) Imagen de campo con detalles de facies aplopegmatíticas del LLC, donde se ve el bandeamiento magmático rítmico con bandas de cuarzo, feldespatos y granates. e) Microfotografía de la textura de los leucogranitos del LLP. f) Imagen de campo de dique pegmatítico intruyendo al MN. g) Imagen de campo de dique pegmatítico intruyendo a la GH. h) Imágen de campo de dique pegmatítico que afloran en la Sierra de Mamil Choique, portadores de cuarzo, feldespato potásico y moscovitas.

4.4. Microestructuras

Todos los granitoides exhiben un desarrollo variable de varios tipos de microestructuras de deformación relacionadas con cizalla. La deformación afectó a todas las rocas del área de estudio, pero, en el campo, las estructuras mesoscópicas relacionadas con cizalla (por ejemplo, foliación penetrativa y orientación preferencial de minerales por cizalla) están débilmente desarrolladas, excepto en los sectores suroeste y oeste del Monzogranito Cerro Mojón.

Las rocas estudiadas presentan microestructuras de flujo magmático (Vernon 2000) que incluyen:

- a. La alineación paralela o subparalela de cristales euhedrales elongados de plagioclasa, feldespato potásico y micas no deformados internamente sin sombras de presión, que definen una foliación magmática o alineación mineral en algunas unidades.
- b. El bandeamiento composicional y textural ya sea por cambios en el porcentaje modal o en el tamaño de grano de los minerales.
- c. *Schlieren* definidos por minerales reconocibles.
- d. La deformación en estado sólido leve en los intersticios entre cristales euhedrales alineados indicando que pequeñas cantidades de material fundido intersticial podría facilitar la rotación y la alineación sin deformación plástica de los cristales rotados.

La foliación magmática se observa a escala de campo en el Monzogranito Amaya, el Monzogranito Cerro Mojón, la Granodiorita Huenchuquil y en la alineación del feldespato potásico en el Monzogranito Nahuelfil. Bajo el microscopio, las muestras de los Monzogranitos Amaya y Cerro Mojón muestran la alineación paralela de las micas, generalmente láminas de biotita, y de plagioclasa tabular subhedral (Fig.11d). En la Granodiorita Huenchuquil y el Monzogranito Nahuelfil, predomina la alineación paralela o subparalela de feldespatos euhedrales. En la Granodiorita Huenchuquil, los agregados lenticulares discontinuos de epidoto, biotita y anfíbol son paralelos a los ejes mayores de feldespatos. Capas de biotita en *schlieren*, de espesor variable entre 0,5 y 5 cm, están presentes mayormente en la Granodiorita Huenchuquil, y también en el Monzogranito Amaya y Cerro Mojón.

El bandeamiento magmático se observa también a escala de campo en el Monzogranito Cerro Mojón y en la Granodiorita Huenchuquil, con la intercalación de bandas más claras correspondientes a facies monzograníticas leucocráticas y bandas más oscuras y grises melanocráticas correspondientes a las facies granodioríticas e incluso tonalíticas. En el caso de Huenchuquil, las bandas melanocráticas son portadoras de anfíbol, biotita, epidoto y titanita, mientras que en el Monzogranito Cerro Mojón esas bandas se diferencian por el mayor contenido modal de biotita y minerales opacos. Las bandas claras de ambas unidades se caracterizan por una menor moda de biotita y un mayor contenido de cuarzo y plagioclasa.

La deformación durante el enfriamiento de estos granitoides se evidencia por el desarrollo con intensidad variable de microestructuras de deformación submagmática de alta temperatura, es decir, a temperaturas cercanas al *solidus* y con fracciones de fundidos bajas a muy bajas o bien totalmente sólidas.

Las microestructuras de flujo submagmático comprenden la generación de subgranos en patrón de tablero de ajedrez y la recrystalización en cuarzo por migración de bordes, de fracturas intracristalinas y la distribución en sitios controlados estructuralmente de agregados de grano fino de cuarzo-feldespatos (Fig. 11c, *melt pockets*, Rosenberg y Handy, 2001). Estas estructuras corresponden a fundidos residuales que migran a ubicaciones específicas controladas por el campo de esfuerzo durante la intrusión.

La generación de subgranos en patrón de tablero de ajedrez en el cuarzo (Fig. 16a), conservando una textura ígnea general, es evidencia de deformación por flujo submagmático. La recrystalización por migración de bordes de grano (Fig. 16b, c, *grain boundary migration recrystalization*) genera agregados ameboides de cristales de cuarzo, ligeramente inequigranulares, limitados por bordes lobulados y aserrados. Las fracturas submagmáticas en cristales subhedrales de plagioclasa o feldespatos potásicos en el MCM y la GH están rellenas de cuarzo o agregados de cuarzo-feldespatos (Fig. 16d). Los agregados cuarzo-feldespáticos se observaron en el MA, el MCM, la GH y el MN, su mayor desarrollo en el sector suroeste de MCM, generalmente ubicados en sombras de presión de cristales porfiríticos de plagioclasa (Fig. 11c). En los otros casos, no se reconoció un patrón de distribución por lo que podrá asumirse que se ubicaría en fracturas tardío-magmáticas o bien en espacios intersticiales. En las unidades sin-deformacionales, ambas microestructuras, las fracturas submagmáticas y los agregados cuarzo feldespáticos, se corresponden a fundidos residuales que se ubican en espacios intersticiales o bien migran a ubicaciones específicas controladas por el campo de esfuerzos durante la intrusión.

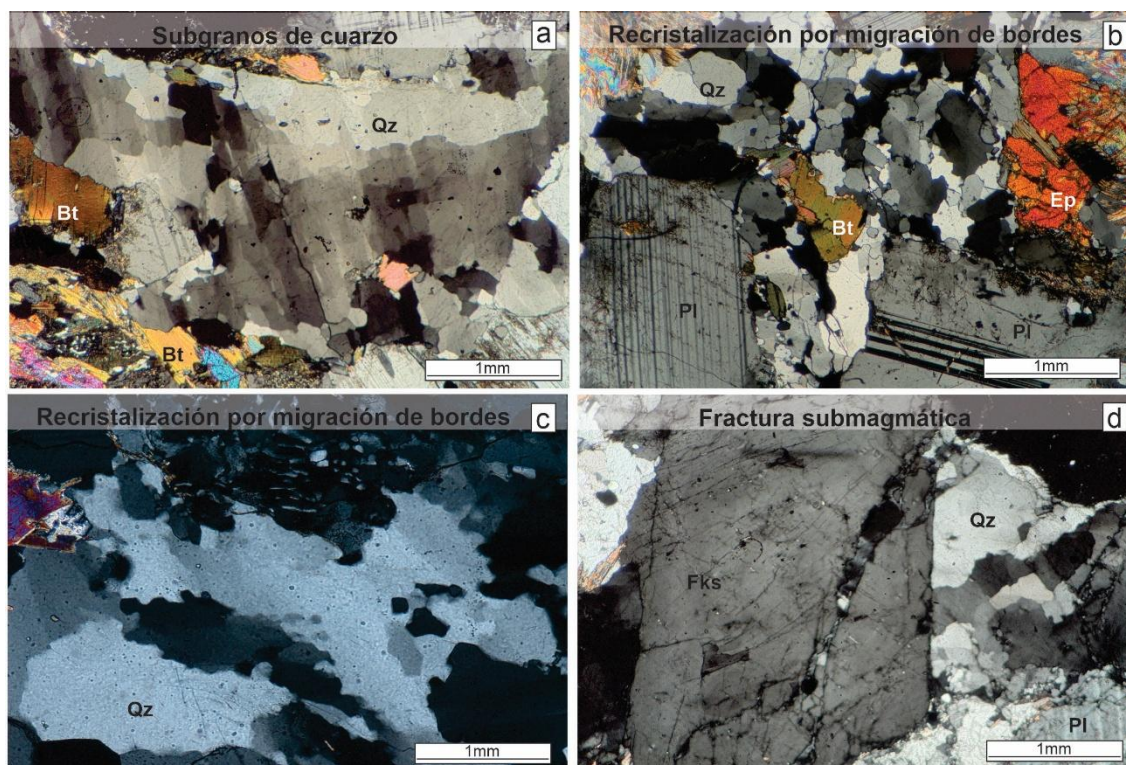


Figura 16: Microfotografías, con analizador interpuesto, de las microtexturas estudiadas en los Granitoides Mamil Choique. a) Generación de subgranos en patrón de tablero de ajedrez en cuarzo en una muestra de la Granodiorita Huenchuquil. b) Cristalización de cuarzo en agregados e incipiente generación de subgranos en una granodiorita de Huenchuquil. c) Bulging y rotación de subgranos de cuarzo en un monzogranito del Monzogranito de Cerro Mojón. d) Fractura submagmática en un cristal de feldespato potásico de un monzogranito de Cerro Mojón.

Las microestructuras de deformación en estado sólido a alta temperatura en las rocas estudiadas incluyen mosaicos de cuarzo intersticial recrystalizado (por recrystalización por migración de bordes), maclado en tartán en feldespato potásico, presencia de mirmequitas y bordes lobulados entre feldespatos o entre feldespato y cuarzo, lo que indicaría fluencia por difusión de vacantes a través de su red cristalina (*diffusion creep*, Rosenberg y Handy, 2005) y agregados de cuarzo aplanados que rodean cristales porfiríticos de plagioclase. Todas estas microestructuras están más desarrolladas en el MCM, aunque el maclado en tartán y las mirmequitas aparecen en todas las unidades.

El desarrollo de protomilonitas como en el Monzogranito Cerro Mojón se corresponde con la acumulación localizada de deformación en estado sólido característica en rocas graníticas con un contenido apreciable de agua (Vernon, 2000).

Finalmente, las microestructuras de deformación subsólida a baja temperatura ($T < 450^{\circ}\text{C}$) consisten en recrystalización por "bulging" en cuarzo, pliegues de mica y maclado ahusado y curvado en feldespato, pertitas flamiformes (*flame perthites*). Esto se reconoce en los monzogranitos de Cerro Mojón, en las granodioritas de Huenchuquil y en los monzogranitos de Nahuelfil.

Una foliación bien desarrollada con orientación NO-SE a ONO-ESE, que muestra la transición de estructuras de deformación del estado magmático, al submagmático y al estado sólido, es característica de algunas facies del MCM en el sector suroeste de los afloramientos y en algunas localidades del margen noroeste. La transición de la deformación submagmática a subsólida de alta temperatura, que indicaría un control regional por D3 durante al menos las etapas iniciales del enfriamiento (ver apartado 2, Cerredo y López de Luchi, 1998), se evidencia en el Monzogranito Cerro Mojón por el desarrollo de una textura protomilonítica distribuida de manera irregular.

El bandeamiento y cierta foliación discontinua, evidenciada por el paralelismo de ejes mayores de la plagioclasa en granodioritas y monzogranitos, así como los agregados de biotita-epidoto-titanita $\pm$ anfíbol, están asociadas con microestructuras de deformación submagmática en la Granodiorita Huenchuquil, como la generación de subgranos en patrón de tablero de ajedrez en cuarzo, fracturas submagmáticas y la distribución de agregados feldespáticos en espacios intersticiales controlados por la forma de los minerales magmáticos. En el MN, la alineación del eje mayor de los feldespatos potásicos subhedrales, que generaron una estructura por flujo magmático, se acompaña de agregados cuarzo-feldespáticos en espacios intersticiales y subgranos en patrón de tablero de ajedrez en cuarzo.

En resumen, la deformación en estado sólido de alta temperatura se concentra mayormente en los afloramientos del suroeste del Monzogranito Amaya y Cerro Mojón (tabla 1). En los afloramientos del noroeste de la Granodiorita Huenchuquil, en los del sureste del Monzogranito Nahuelfil y Monzogranito Antinao, y en los del noreste del Leucogranito La Pintada, domina la deformación magmática (tabla 1), aunque se observa deformación submagmática de variable intensidad, sobre todo en la Granodiorita Huenchuquil.

	SIN-DEFORMACIONALES (D3)		POST-DEFORMACIONALES (D3)			
	Monzogranito Amaya (MA)	Monzogranito Cerro Mojón (MCM)	Granodiorita Huenchuquil (GH)	Monzogranito Nahuefil (MN)	Monzogranito Antinao (MAnt)	Leucogranito La Pintada (LLP)
Relaciones de campo	Intruido por GH y MN en contactos netos	En contactos netos con GH, MN y MA	Contacto intrusivo con MA y es intruido por LLP	Es intruido por MAnt	Intruye al MN en contactos netos	Intruye al MA, GH, MN y MAnt en contactos netos o como diques
Litología (basada en el diagrama QAP)	Monzogranitos	Monzogranitos, granodioritas y en menor medida tonalitas	Granodioritas y monzogranitos	Monzogranitos	Monzogranitos a sienogranitos	Sienogranitos y en menor medida monzogranitos
Paragénesis mineral	Qz + Kfs/Mc + Pl + Bt + Ms ± Ep + Ap + Opq	Pl + Qz + Kfs/Mc + Bt + Ms + Ap ± Ep ± Aln ± Ttn + Opq	Pl + Qz + Kfs/Mc + Bt ± Amp ± Ttn ± Ep ± Aln + Ap + Opq	Qz + Kfs + Pl + Bt + Ms ± Ep ± Aln + Ap + Opq	Kfs/ Mc + Qz + Pl + Ms + Bt + Ap + Opq	Qz + Fks/Mc + Pl + Ms ± Grt ± Bt ± Col?
Tamaño de grano	Medio a grueso	Fino a medio	Medio a grueso	Medio a grueso	Medio a grueso	Fino a grueso
Características texturales y mesoestructurales	Foliado e inequigranular	Foliado, bandeado (escala cm), inequigranular a porfirítico. Con protomilonitas	Bandeado (escala m) equigranular	Porfirítico (megacrístales de Kfs 7-5cm) a inequigranular. Alineación magmática de Kfs	Porfirítico (megacrístales de Kfs 4-3cm) a inequigranular. No foliado	Equigranular con gran variación de tamaños de grano de apolíticos a pegmatíticos. No
Deformación	Fuerte deformación submagmática y en estado sólido de alta T	Fuerte deformación submagmática y en estado sólido de alta T	Moderada deformación magmática y en estado sólido de alta T	Deformación magmática	Sin evidencias de deformación magmática	Sin evidencias de deformación magmática
Microestructuras	Subgranos tipo chessboard en Qz, recristalización por migración de bordes, fracturas submagmáticas y agregados Qz-Fks.	Subgranos tipo chessboard en Qz, recristalización por migración de bordes, fracturas submagmáticas y agregados Qz-Fks. Mica tipo fish y plagioclasas en forma de ojos.	Agregados Qz-Fks, recristalización por migración de bordes, y subgranos tipo chessboard en Qz.	Recristalización por migración de bordes en Qz y agregados Qz-Fks de distribución homogénea	Recristalización estática y migración de bordes en Qz. Agregados Qz-Fks de distribución homogénea.	Subgranos tipo chessboard en Qz.

Tabla 1: Características petrográficas y de campo de los Granitoides Mamil Choique. * Abreviaciones minerales de Whitney y Evans (2010).

5. Geocronología de los Granitoides Mamil Choique

5.1. Edades U-Pb en circones

Se presentan y analizan ocho edades U-Pb en circón medidas por la metodología LA-ICP-MS en distintos laboratorios (ver apartado 1.4.3 y anexo 13.1).

5.1.1 Edad de la Formación Cushamen

Para obtener la edad del basamento metamórfico de la Sierra se analizaron dos muestras obtenidas de los septos de la Formación Cushamen en los Granitoides Mamil Choique: RC74b, un esquisto, y RC78b, una leucotonalita emplazado paralelamente a la foliación y plegado.

La muestra RC74a ($41^{\circ}50' \text{ S } 70^{\circ}13' \text{ O}$) es un esquisto biotítico y fue tomada de uno de los septos más septentrionales de la Formación Cushamen dentro de la Sierra. Bajo el microscopio esta muestra se describe como un esquisto biotítico lepidoblástico con intercalaciones de capas cuarzosas de hasta 1 cm de espesor (ver descripción petrográfica en apartado 4.1). Los circones seleccionados son prismas cortos euhedrales a subhedrales con bordes redondeados y con tamaños entre 0,05 y 0,15 mm, presentan una zonación composicional marcada. Se analizaron 78 puntos, incluyendo núcleos y bordes, obteniéndose abundancias variables de U (1121–21 ppm) y razones Th/U que varían entre 0,01 y 1,63. Como se reportó en López de Luchi et al. (2022), de las 78 mediciones realizadas se utilizaron 74 para calcular las edades U-Pb detríticas en base a circones concordantes (90-110%). Como resultado, se presentan picos de 229, 285, 429-520, 606, 667, 1089, 1285 y 1785 Ma, como se observa en el diagrama de densidad de probabilidad (Fig. 17a). El pico más joven está definido por tres circones con relaciones Th/U muy bajas (0,4 promedio) y carece de significado geológico. El siguiente pico a 285 Ma ($n=4$) arroja una edad que, dentro del margen de error, es casi coincidente con la edad de la Granodiorita Huenchuquil de los Granitoides Mamil Choique (Pankhurst et al., 2006) y con las edades calculadas en el presente trabajo para el Monzogranito Cerro Mojón, Nahuelfil y Antinao. Los circones que contribuyen a este pico exhiben relaciones Th/U muy bajas, de 0 a 0,03, lo que sugeriría un origen metamórfico. Los picos restantes son similares a los encontrados en otras muestras de la Formación Cushamen en las localidades de Collon Cura (Hervé et al., 2018), Comallo (Marcos et al., 2020), Cañadón la Angostura (Hervé et al., 2018), Colonia Cushamen (Hervé et al., 2005, 2018), el Maitén (Pankhurst et al., 2006) o Arroyo Pescado (Uriz et al., 2019), incluso también en distintas localidades del Complejo Colohuincul en San Martín de los Andes (Serra Varela et al., 2016), Brazo Tronador o Lago Gutiérrez (Hervé et al., 2016, 2018). Por

lo anterior, se considera que la edad máxima de depositación obtenida para la Formación Cushamen es de 429 Ma.

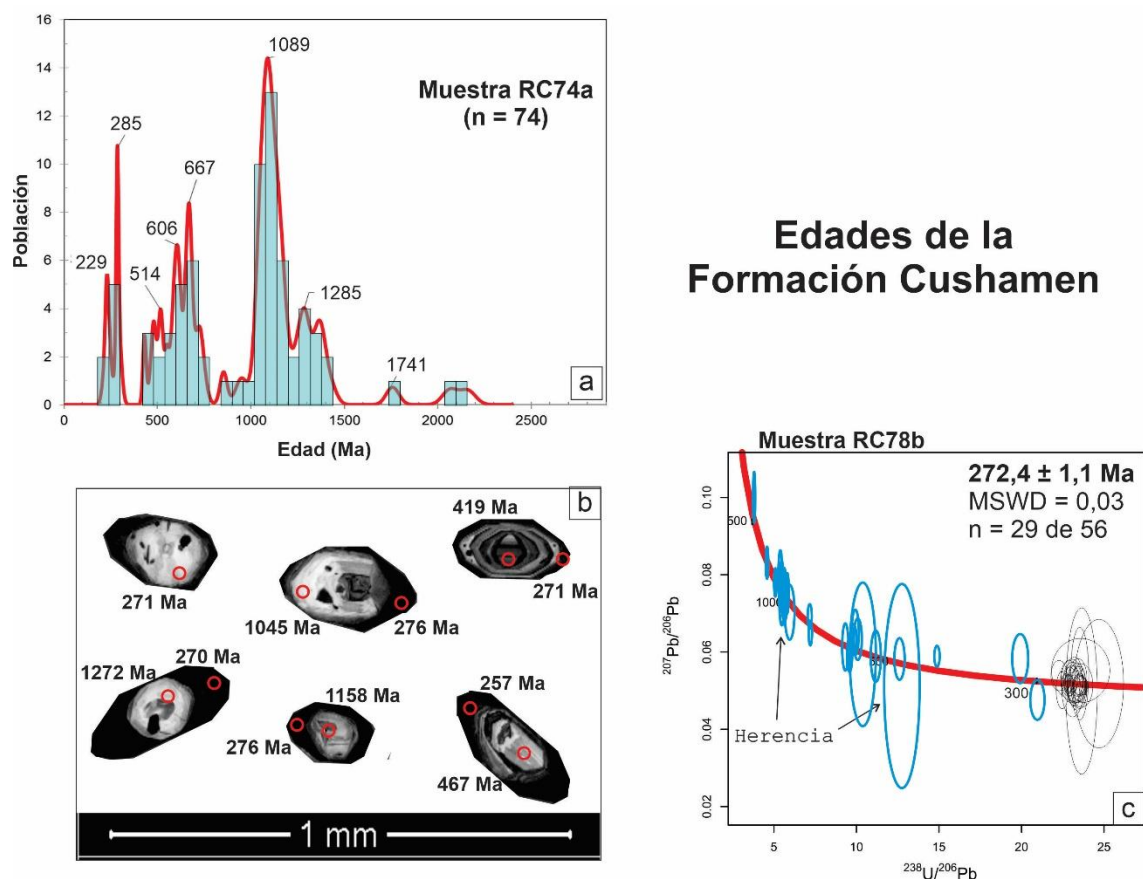


Figura 17: Edades de la Formación Cushamen. a) Diagrama de densidad de probabilidad para los datos obtenidos de la muestra RC74a, de un septo de la Fm. Cushamen. b) Imágenes de cátodo luminiscencia de algunos de los circones datados de la muestra RC78b, con la ubicación y resultados de los puntos de medición. c) Diagrama TeraWasserburg de la leucotonalita RC78b, con edades de herencia medidas en núcleos (en celeste) y edades de bordes (en negro).

La muestra RC78b ($41^{\circ}50' \text{ S } 70^{\circ}13' \text{ O}$) es una leucotonalita de grano medio portadora de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico $\pm$ biotita y megablastos de moscovita (ver descripción petrográfica en apartado 4.1). Los circones seleccionados fueron de tamaños entre 0,05 y 0,2 mm, euhedrales y elongados, y presentan una zonación composicional marcada (Fig. 17b). Se analizaron 100 puntos de circón, incluyendo núcleos y bordes, obteniéndose abundancias variables de U (27-6171 ppm) y razones Th/U que varían entre 0 y 1,4. Para el cálculo de la edad, se utilizaron 56 mediciones debido a la alta concordancia (90-100%) y el bajo contenido de Pb común. Se midieron uno o dos puntos (núcleo-borde) de 20 μm por cada circón analizado. Se obtuvo una edad concordia de $272,4 \pm 1,1 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 0,03$, Roadiano - Guadalupiano temprano) a partir de 29 mediciones obtenidas de los bordes (Fig. 17c). Los datos restantes ($n=27$) se midieron en los núcleos de los circones e indican un

patrón de edades heredadas de ~300, 419, ~490, ~550, ~620-650, ~840, ~1030, ~1080, 1158, 1272 y 1504 Ma. Los circones más jóvenes se caracterizan por relaciones Th/U muy bajas (~0,2) y un promedio de U de 375 ppm, mientras que los circones heredados de edades grenvillianas tienen una relación Th/U más alta y cercana a 1,0 con un promedio de U de 127 ppm.

5.1.2. Edad del Monzogranito Cerro Mojón

Para obtener la edad de esta unidad se analizaron las muestras RC3, RC4 y G89.

La muestra RC3 (41°48' S 70°23' O) es una granodiorita protomilonítica de grano fino con biotita y moscovita. Bajo el microscopio se describe esta muestra como una roca de textura granosa fina protomilonítica, conformada por plagioclasa (40-30%), cuarzo (35-30%), feldespato potásico (15-10%), biotita (10%), moscovita (4-2%), y opacos y accesorios (4-3%). La plagioclasa es subhedral, con zonación composicional y deformada en forma de ojos, alrededor de los cuales la foliación se desvía. El cuarzo es subhedral a anhedral y exhibe extinción en tablero de ajedrez, generación de subgranos, recristalización por rotación de subgranos y abundantes agregados cuarzo-feldespato. El feldespato es mayormente intersticial, con maclas de tipo tartán y con lóbulos de mirmequitas. Las láminas de biotita rojiza, de entre 0,2 y 1 mm, presentan abundantes inclusiones de circón con halos pleocroicos, están isorientadas y en contacto con apatita y moscovita. Epidoto, allanita y minerales opacos aparecen en baja proporción, mientras que la apatita es abundante. Así mismo se reconocen circones dispersos de hasta 0,4 mm euhedrales a subhedrales, de formas prismáticas más redondeadas y con una marcada zonación composicional (Fig. 18a). Se analizaron 30 puntos en circones, incluyendo núcleos y bordes, obteniendo abundancias variables de U (422–40 ppm) y relaciones Th/U que oscilan entre 0,2 y 1,8. Se calculó una edad concordia U-Pb de $288,08 \pm 0,66$ Ma (MSWD de 1,1, Artinskiana-Cisuraliana) utilizando 19 edades concordantes de Pb en circones, con edades similares obtenidas entre núcleos y bordes (Fig. 18a, b). Se obtuvieron edades U-Pb de ~300 Ma, 413 Ma y 641 Ma en núcleos cristalinos, que se interpretan como antecristales en el caso de los más jóvenes y xenocristales heredados para las edades más antiguas.

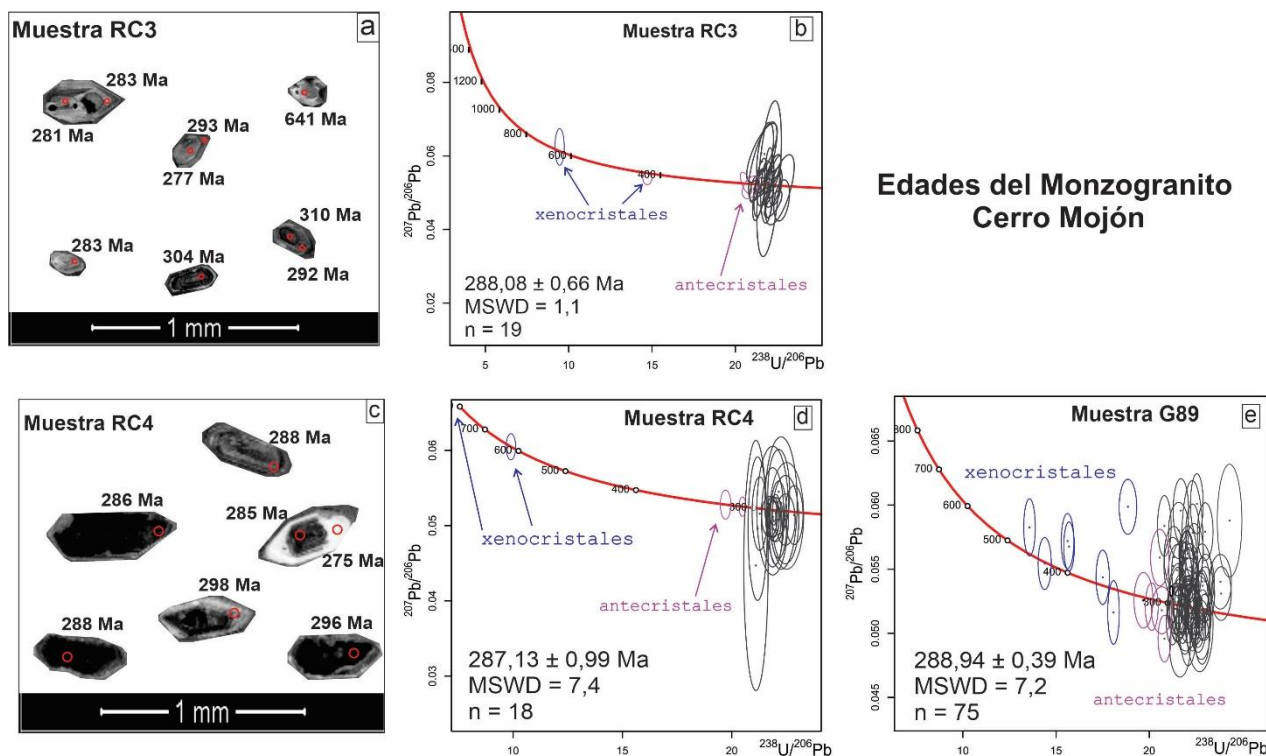


Figura 18: Edades de la unidad Monzogranito Cerro Mojón. a) Imágenes de cátodo luminiscencia de algunos de los circones datados de la muestra RC3, con la ubicación y resultados de los puntos de medición. b) Diagrama TeraWasserburg de la muestra RC3. c) Imágenes de cátodo luminiscencia de algunos de los circones datados de la muestra RC4, con la ubicación y resultados de los puntos de medición. d) Diagrama TeraWasserburg de la muestra RC4. e) Diagrama TeraWasserburg de la muestra G89. En figuras b, d y e, en azul se marcaron los xenocristales y en violeta los antecristales reconocidos.

La muestra RC4 (41°48' S 70°23'O) es también una granodiorita protomilonítica de grano fino con biotita y moscovita. Su descripción petrográfica es como la de la muestra RC3, con la diferencia de tener un tamaño de grano levemente más grueso. Los circones analizados son euhedrales y alargados, de formas prismáticas bipiramidales de tamaños hasta 0,4 mm y con una marcada zonación composicional (Fig. 18c). Se analizaron 30 puntos en circones, incluyendo núcleos y bordes, con abundancias variables de U (1908–66 ppm) y relaciones Th/U que oscilan entre 0,3 y 1,5. Se calculó una edad concordia U-Pb de 287,13 ± 0,99 Ma (MSWD de 7,4, Artinskiana-Cisuraliana) utilizando 18 edades concordantes y obteniendo edades similares entre núcleos y bordes (Fig. 18d). Las edades de 618 y 981 Ma se interpretan como xenocristales heredados, mientras que las edades de 322 y 300 Ma podrían ser antecristales, es decir, cristales de pulsos magmáticos anteriores que se reciclaron en el episodio magmático de ca. 287 Ma. Para afirmar esta interpretación se deberían realizar estudios de trazas en circones y comparar según edades semejantes para vincular los mismos eventos magmáticos.

La muestra G89 (41°54' S 70°14' O) que fue obtenida en el sector suroccidental de la Sierra es un monzogranito inequigranular foliado biotítico-moscovítico. Bajo el microscopio se describe esta muestra como de textura granosa fina levemente porfirítica debido al mayor tamaño relativos de la plagioclasa y feldespato potásico. Esta roca está conformada por cuarzo (35-30%), plagioclasa (35-30%), feldespato potásico (20-15%), biotita (10%), moscovita (5%), y opacos y accesorios (5-3%). El cuarzo es subhedral a anhedral y presenta generación de subgranos, recristalización por rotación de subgranos y migración de bordes y en agregados cuarzo-feldespáticos. La plagioclasa es euhedral a subhedral, se encuentra deformada en sus maclas y con leve zonación composicional. El feldespato potásico es microclino es perítico y se presenta también en abundantes mirmequitas. Las láminas de biotita castaño-verdosas, se encuentran en contacto con epidoto, apatita y minerales opacos. Así mismo se reconocen circones dispersos de hasta 0,3 mm bien euhedrales, de formas prismáticas bipiramidales y con una marcada zonación composicional. Los circones presentan abundancias variables de U (2820–190 ppm) y relaciones Th/U que varían entre 0,02 y 1,36. Un total de 75 puntos de circones concordantes arrojan una edad concordia de $288,94 \pm 0,39$ Ma (MSWD de 7,2, Artinskiana-Cisuraliana, Fig. 18e). Esta muestra presenta una mayor cantidad de edades heredadas entre 300 y 458 Ma.

5.1.3. Edad de los Monzogranitos Nahuelfil y Antinao

Para obtener la edad de estas unidades se analizaron las muestras RC142 del Monzogranito Nahuelfil y RC130 del Monzogranito Antinao.

La muestra RC142 (41°51' S 70°6' O) es un monzogranito de textura granosa porfirítica debido al mayor tamaño de los cristales feldespato potásico. Esta roca está conformada por cuarzo (30-25%), feldespato potásico (30-25%), plagioclasa (30-25%), biotita (10-5%), moscovita (7-3%), y minerales opacos y accesorios (5-3%). El cuarzo es subhedral a anhedral y presenta migración de bordes y en agregados cuarzo-feldespáticos. El feldespato potásico se presenta en megacristales zonales, con núcleos de microclino y bordes sin maclado en tartán. La plagioclasa es euhedral a subhedral, se encuentra en cristales de mayor tamaño de hasta 3 mm. Tanto los cristales de plagioclasa como los de feldespato potásico presentan una alineación paralela de sus ejes mayores. Las láminas de biotita cataño-verdosas, se encuentran en contacto con apatita, titanita anhedral y minerales opacos. La moscovita es escasa. Así mismo se reconocen circones dispersos de hasta 0,4 mm euhedrales, de formas prismáticas bipiramidales y con una marcada zonación composicional (Fig. 19a). Se analizaron 35 puntos, incluyendo núcleos y bordes. Estos circones presentan abundancias muy variables de U (6074–149 ppm) y relaciones Th/U que oscilan entre 0 y 0,8. Las edades calculadas con circones altamente concordantes y con bajo contenido de Pb

común arrojaron dos edades Concordia distintas. Una de $278,9 \pm 0,9$ Ma (MSWD = 0,86 y $n=7$, Kunguriano-Cisuraliano) y otra de $263,7 \pm 0,9$ Ma (MSWD = 0,08 y $n=5$, Capitaniano-Guadalupiano, Fig. 19b). La edad más antigua es interpretada como la edad de cristalización (o emplazamiento), mientras que la más joven, presente en mayor medida en los bordes cristalinos, correspondería a un evento magmático superpuesto.

Edad Monzogranito Nahuelfil y Monzogranito Antinao

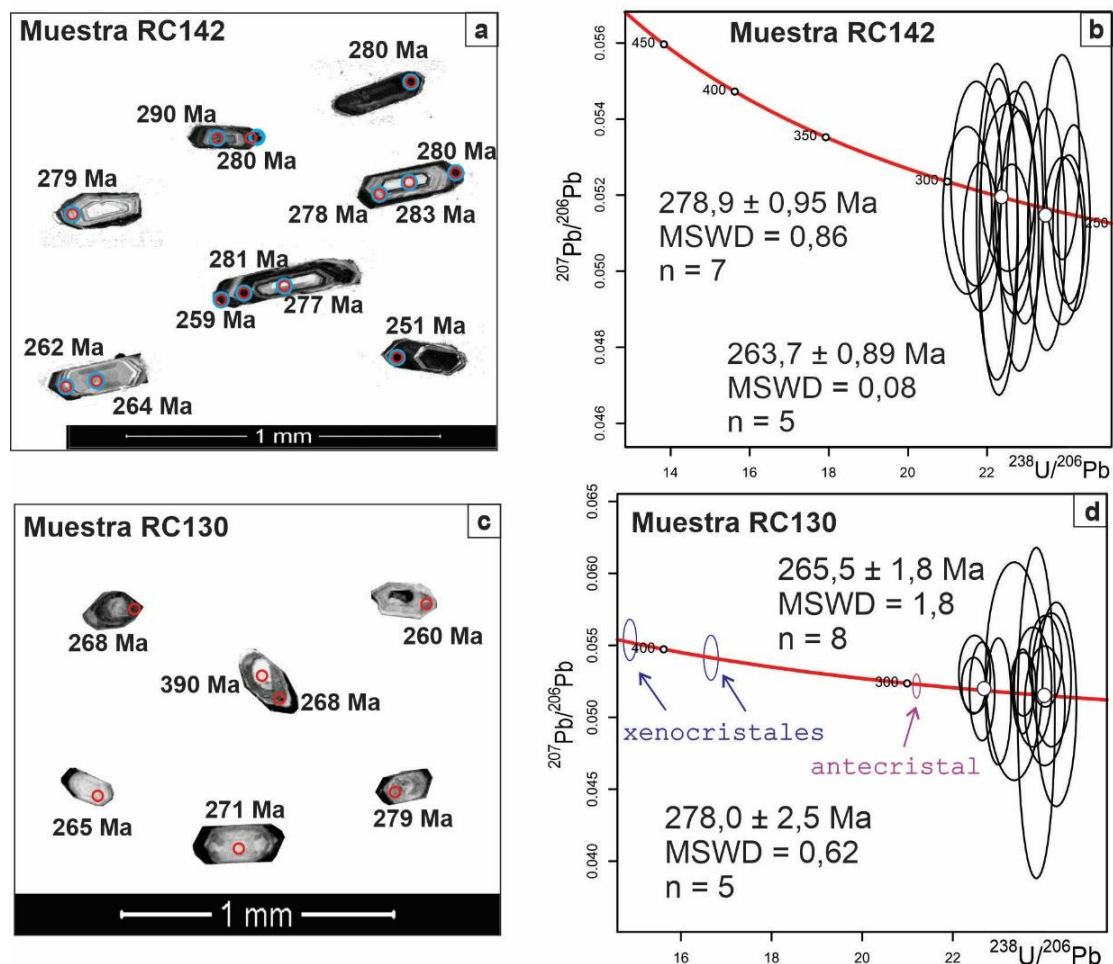


Figura 19: Edades de las unidades Monzogranito Nahuelfil y Antinao. a) Imágenes de cátodo luminiscencia de algunos de los circones datados de la muestra RC142, con la ubicación tanto de los puntos de análisis de U-Pb como de Lu-Hf y resultados de edades los puntos de medición. b) Diagrama TeraWasserburg de la muestra RC142. c) Imágenes de cátodo luminiscencia de algunos de los circones datados de la muestra RC130, con la ubicación y resultados de los puntos de medición. d) Diagrama TeraWasserburg de la muestra RC130.

La muestra RC130 ($41^{\circ}48'$ S $70^{\circ}2'$ O) es un monzogranito inequigranular a porfirítico con moscovita y biotita, perteneciente al Monzogranito Antinao. Esta muestra es de una roca de textura granosa inequigranular, conformada por feldespato potásico (35%), cuarzo (30%), plagioclasa (30-25%), moscovita (7-3%), biotita (3-2%), y opacos y accesorios (3-2%). El cuarzo es subhedral a anhedral y presenta migración de bordes y en agregados cuarzo-feldespáticos. El feldespato potásico se presenta en megacristales de hasta 1 cm en su eje

mayor, con zonación composicional e inclusiones redondeadas de cuarzo. También se encuentra en texturas mirmequíticas. La plagioclasa es euhedral a subhedral. Las láminas de biotita se encuentran parcialmente cloritizadas, mientras que los cristales de moscovita son de mayor tamaño relativo. Se reconocen escaso epidoto y minerales opacos. Los circones están dispersos y poseen entre 0,3 y 0,4 mm, son euhedrales, de formas prismáticas bipiramidales y con una marcada zonación composicional (Fig. 19c). Se analizaron 35 puntos en circones, incluyendo núcleos y bordes. Estos circones presentan abundancias variables de U (3700–55 ppm) y relaciones Th/U que oscilan entre 0,1 y 1,5. Los resultados arrojan dos edades concordia: con 5 circones se obtuvo una edad de $278,0 \pm 2,5$ Ma (MSWD = 0,62, Kunguriana-Cisuraliana) y con 8 circones una edad concordia de $265,5 \pm 1,8$ Ma (MSWD = 1,8, Wordiana-Guadalupiana, Fig. 19d). Estas edades muestran un comportamiento similar al obtenido para MN, con una edad de cristalización de 278 Ma y un evento magmático superpuesto de 265 Ma. A diferencia del MN, en esta muestra del MAnt se identificaron xenocristales con edades cercanas a ~380 y ~430 Ma.

5.1.4. Edad del Leucogranito La Pintada

La muestra M118 (41°49' S 70°9' O) es de un leucogranito moscovítico de textura granosa media inequigranular conformada por cuarzo (35-30%), feldespato potásico (35-52%), plagioclasa (25-20%), moscovita (10-5%) y biotita (<5%) como minerales principales, granate y opacos como minerales accesorios (5-3%). El cuarzo está formado por cristales subhedrales con migración de bordes y recristalización por rotación de subgranos. El feldespato potásico se presenta como microclino euhedral a subhedral con marcado maclado en tartán. Presenta profunda alteración a arcillas y fracturas frágiles. Los cristales de plagioclasa presentan tamaños mayores, de hasta 2,5 mm, son euhedrales a subhedrales con maclado polisintético y alterados a arcillas y sericita. La moscovita es abundante y los cristales de granate son euhedrales, preservan sus caras cristalinas y tienen hasta 0,6 mm. Los circones, de entre 0,05 y 0,12 mm, son euhedrales, con formas prismáticas y algunos ejemplares tienen una marcada zonación composicional (Fig. 20a). Se analizaron 42 puntos en circones, incluyendo núcleos y bordes en algunos casos. Estos circones presentan abundancias muy variables de U de 243 a 3007 ppm y relaciones Th/U que oscilan entre 0,07 y 1,23. Los resultados resultaron ser muy complejos de analizar, ya que en su mayoría resultaron ser discordantes y mostrar una alta pérdida de plomo. A partir del refinamiento de los datos se pudieron obtener dos edades concordantes a partir del análisis de un conjunto de 18 datos. La primera, obtenida a partir de mediciones de núcleos cristalinos, es una edad concordante Kunguriana-Cisuraliana de $274,3 \pm 0,3$ Ma con MSWD = 5,3 y n=6 (Fig. 20b), mientras que la edad obtenida a partir de 4 datos de bordes cristalinos arrojó una edad

Capitaniana-Guadalupiana de $260,3 \pm 0,4$ Ma con MSWD = 15 y $n=5$ (Fig. 20b). Dado que esta unidad está conformada por una facies granítica y una facies pegmatítica, se discutirá en el capítulo 7 la interpretación de estas dos edades.

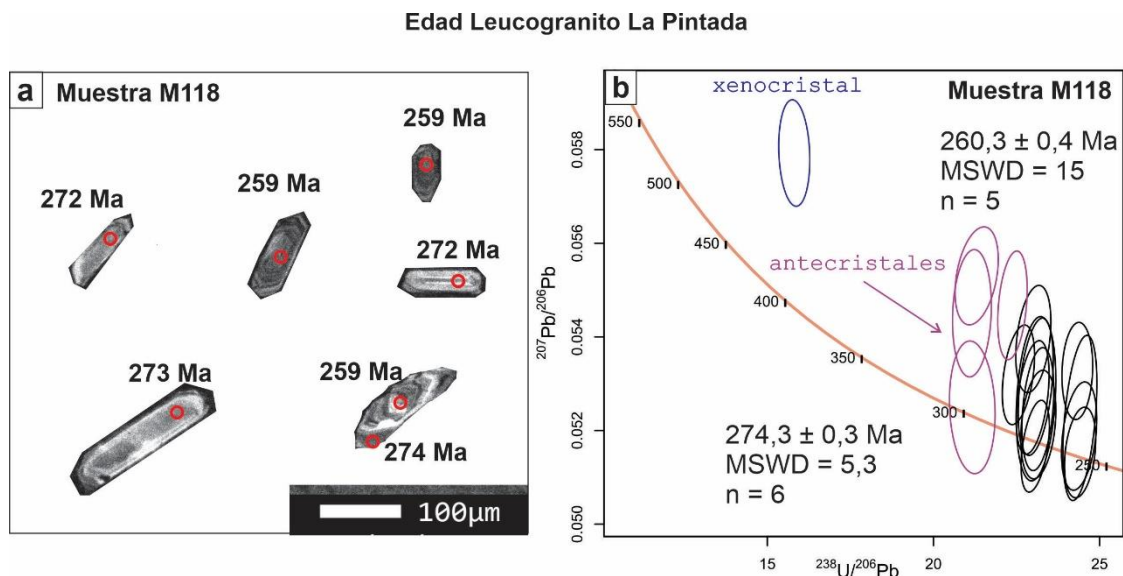


Figura 20: Edades de la unidad Leucogranito La Pintada a) Imágenes de cátodo luminiscencia de algunos de los circones datados de la muestra M118, con la ubicación y resultados de los puntos de medición. b) Diagrama TeraWasserburg de la muestra M118.

5.2. Edades Ar-Ar en moscovita

Las dataciones Ar-Ar se obtuvieron a partir de moscovitas de distintos diques pegmatíticos que intruyen a las unidades Granodiorita Huenchuquil y Monzogranito Antinao. Respectivamente las muestras analizadas fueron de las localidades RC286 y RC130.

La muestra RC286 ($41^{\circ}47'$ S $70^{\circ}7'$ O) está conformada por cristales de moscovita de una pegmatita granatífera que intruye a la GH cerca del contacto con un septo de la Formación Cushamen. Esta datación arrojó una edad *plateau* de $251,3 \pm 0,4$ Ma (98.9% del total de $^{39}\text{Ar}_K$ liberado; Fig. 21a).

Edades Ar-Ar en moscovitas de diques pegmatíticos

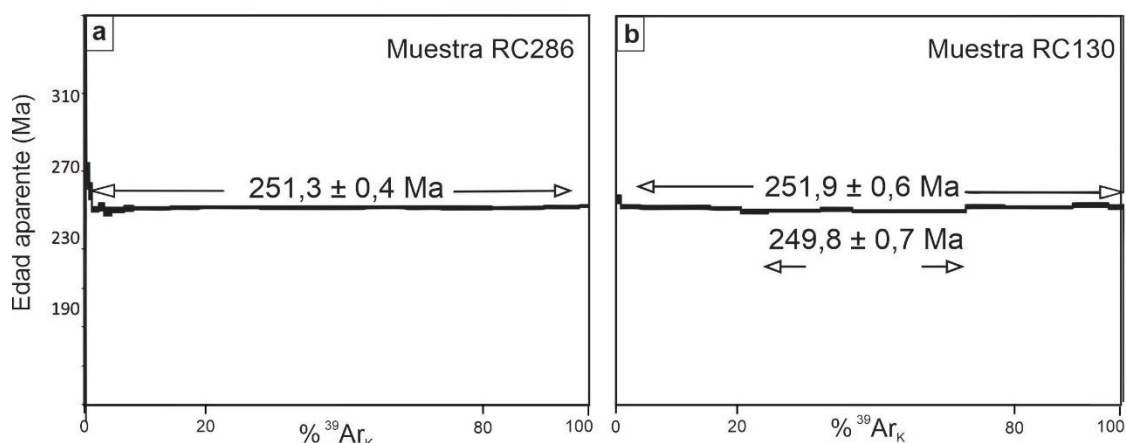


Figura 21: Edades plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar en los espectros de calentamiento por etapas para las muestras de diques pegmatíticos RC286 y RC130. a) Edad plateau para el dique pegmatítico de la muestra RC286 que intruye a la Granodiorita Huenchuquil. b) Edad plateau para el dique pegmatítico de la muestra RC130 que intruye al Monzogranito Antinao. La edad de $251,9 \pm 0,6 \text{ Ma}$ proporciona una estimación mínima de la edad de la moscovita original, con $249,8 \pm 0,7 \text{ Ma}$ como la edad de pseudo-plateau obtenida en la base de la curva en silla.

La muestra RC130 corresponde a cristales de moscovita de un dique pegmatítico que intruye al MAnt ($41^{\circ}49' \text{ S } 70^{\circ}2' \text{ O}$). El espectro de edades en forma de silla de montar de la moscovita sugiere la presencia de dos componentes radiogénicos cuya coexistencia se relaciona con una recristalización parcial del grano analizado (e.g., Alexandrov et al., 2002; Cheilletz et al., 1999; Tremblay et al., 2020; entre otros). En dicho espectro de edades, la edad *plateau* de $251,9 \pm 0,6 \text{ Ma}$ (53,4% del total de $^{39}\text{Ar}_K$ liberado; Fig. 21b) proporciona una estimación máxima de edad para la moscovita original, que pudo haber sido parcialmente recristalizada durante o después de los $249,8 \pm 0,7 \text{ Ma}$, la cual es la edad de pseudo-plateau obtenida en la base del patrón tipo silla (Fig. 21b). El patrón de desgasificación indica que el componente más antiguo es el principal componente radiogénico, al cual parece razonable atribuir una edad de aproximadamente 252 Ma.

5.3. Edades K-Ar en moscovita y biotita

Se obtuvieron tres edades mediante el método K-Ar en moscovita. Para esto se recolectaron cristales de hasta 2 cm de leucogranitos pegmatíticos no deformados, conformados por cuarzo + feldespato potásico + moscovita $\pm$ granate, pertenecientes a la unidad Leucogranito La Pintada. La muestra LG8 ($41^{\circ}45' \text{ S } 70^{\circ}12' \text{ O}$) recolectada al norte de la ruta provincial 6, en la Loma Guacha, y arrojó una edad de $257,4 \pm 2,9 \text{ Ma}$ (Fig. 22). La muestra MC1 ($41^{\circ}51' \text{ S } 70^{\circ}9' \text{ O}$) del sector central de la Sierra de Mamil Choique

correspondiente a un dique pegmatítico que intruye al Monzogranito Nahuelfil, arrojó una edad de $265,1 \pm 6,3$ Ma (Fig. 22).

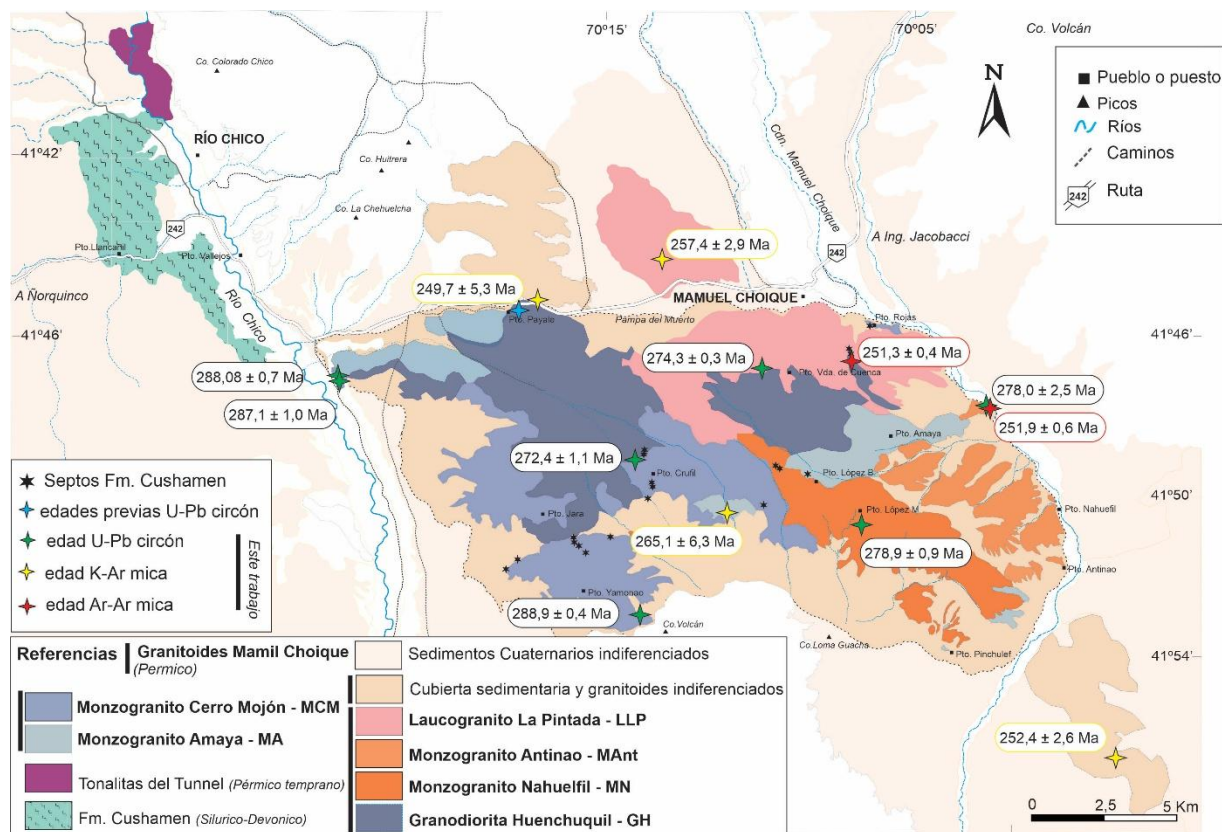


Figura 22: Mapa geológico del área de Río Chico y de la Sierra de Mamil Choique, con las dataciones realizadas y sus ubicaciones. Las edades U-Pb en circón son las estrellas verdes, las Ar-Ar las rojas y las K-Ar las amarillas. Las dataciones de trabajos previos se indican con una estrella celeste. Las estrellas negras representan septos de la Fm. Cushamen dentro de la Sierra.

Fuera de la zona de estudio se tomó una muestra de un pegmatoide de la Sierra del Medio (42°3'S 69°52'O) en virtud de la similitud litológica con las unidades de la Sierra de Mamil Choique. Los cristales de moscovita de la muestra 640, proveniente de un dique pegmatítico que intruye una facies monzogranítica biotítico-moscovítica (Lagorio et al., 2022), arrojaron una edad de $252,4 \pm 2,6$ Ma.

Los cristales de biotita analizados provienen de una granodiorita biotítico-anfibólica con allanita, epidota, titanita y apatita, perteneciente a la GH (muestra 88–44; 41°46'S, 70°17'O; Fig. 22). La plagioclasa (45–35%) presenta zonación composicional y maclas levemente deformadas. El cuarzo (35–20%) es subhedral a anhedral y muestra subgranos en tablero de ajedrez, así como recrystalizaciones por migración de bordes. El microclino (15–5%) es anhedral a ligeramente subhedral, con cristales intersticiales que incluyen plagioclasa, y en algunos casos forma parte de agregados cuarzo-feldespáticos. La biotita se distribuye

uniformemente en toda la roca, es de color castaño a castaño verdoso, de 0,5 a 1,5 mm de longitud, contiene inclusiones de circón con halos pleocroicos y se encuentra en contacto con epidoto, allanita, minerales opacos y apatita. El análisis de la biotita arrojó una edad de 249,7 $\pm$ 5,3 Ma.

En el capítulo 7 de la presente tesis se realizará una interpretación de las edades moscovita, tanto K-Ar como Ar-Ar, que pueden ser consideradas edades de enfriamiento-emplazamiento de un segundo pulso de facies pegmatoideas tardío magmáticas del Leucogranito La Pintada o bien podrían ser indicadoras de pulsos magmáticos más jóvenes que 260 Ma. En cuanto a la edad biotita de Huenchuquil, que es aproximadamente 30 Ma más joven que su edad de cristalización, también se realizará una interpretación en la discusión teniendo en cuenta también la termobarometría obtenida a partir de la geoquímica mineral.

6. Geoquímica e isotopía de los Granitoides Mamil Choique

En el presente apartado se analizará la geoquímica de los Granitoides Mamil Choique, haciendo énfasis primero en sus elementos mayoritarios y trazas y luego en su caracterización isotópica. El análisis geoquímico e isotópico de granitoides resulta complejo, debido a que las diferencias entre litologías similares pueden ser muy sutiles. Es por esto que la descripción geoquímica se realizará además de por unidades según litologías, agrupando para su análisis litologías tonalíticas y granodioríticas del Monzogranito Cerro Mojón y la Granodiorita Huenchuquil o litologías monzograníticas de las unidades Amaya, Cerro Mojón y Huenchuquil o de Nahuelfil y Antinao. En el presente apartado se busca ver las diferencias entre las facies tonalíticas-granodioríticas y las facies monzograníticas, muy abundantes, del batolito.

En este apartado se utilizarán las abreviaturas del inglés para: REE (*Rare Earth Elements*) como elementos de tierras raras, LREE (*Light Rare Earth Elements*) y HREE (*Heavy Rare Earth Elements*), para elementos de tierras raras livianas y pesadas respectivamente, LILE (*Large-Ion Lithophile Elements*) y HSFE (*High Field Strength Elements*) para elementos de radio iónico grandes y elementos de alta carga iónica y radio pequeño. Así mismo las fórmulas utilizadas en el siguiente apartado serán: el índice de saturación de alúmina ASI como $(Al_2O_3 / [Na_2O + K_2O + (CaO - 3,33 P_2O_5)])$ molar, el índice A/CNK como $(Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO))$, el A/NK como $(Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O))$, el índice MALI definido como $(Na_2O + K_2O - CaO)$ en porcentaje en peso y la anomalía de Eu como $(Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{0,5})$.

6.1. Geoquímica de roca total, elementos mayoritarios y trazas

Los GMC forman una serie calco-alcalina de alto potasio (mayormente) peraluminosa, con un contenido de SiO_2 que varía entre 59,6 y 77,2%, donde cada unidad muestra características geoquímicas distintivas, como se resumen en la Tabla 2. En el diagrama ternario basado en la norma CIPW (Or+Ab)-2Q-4An (Enrique, 2018; Fig. 23), las rocas de la unidad Granodiorita Huenchuquil (GH) se ubican en los campos de granodiorita y tonalita, mientras que las muestras del Monzogranito Cerro Mojón (MCM) se sitúan en los campos de monzogranito y granodiorita. Las muestras del Monzogranito Amaya (MA), el Monzogranito Nahuelfil (MN) y el Monzogranito Antinao (MAnt) son mayormente monzogranitos mientras que las muestras del Leucogranito La Pintada (LLP) se distribuyen en el campo de los sienogranitos y los monzogranitos subanortíticos. En este trabajo se utiliza el diagrama de clasificación de Enrique (2018) porque si bien mantiene la misma nomenclatura del diagrama modal QAP en la mayoría de casos, discrimina mejor algunas rocas que quedan superpuestas

en el diagrama modal, debido a que puede diferenciar las rocas por el contenido en anortita de la plagioclasa. En este diagrama la clasificación normativa se ajusta mucho mejor a la clasificación modal de las muestras analizadas.

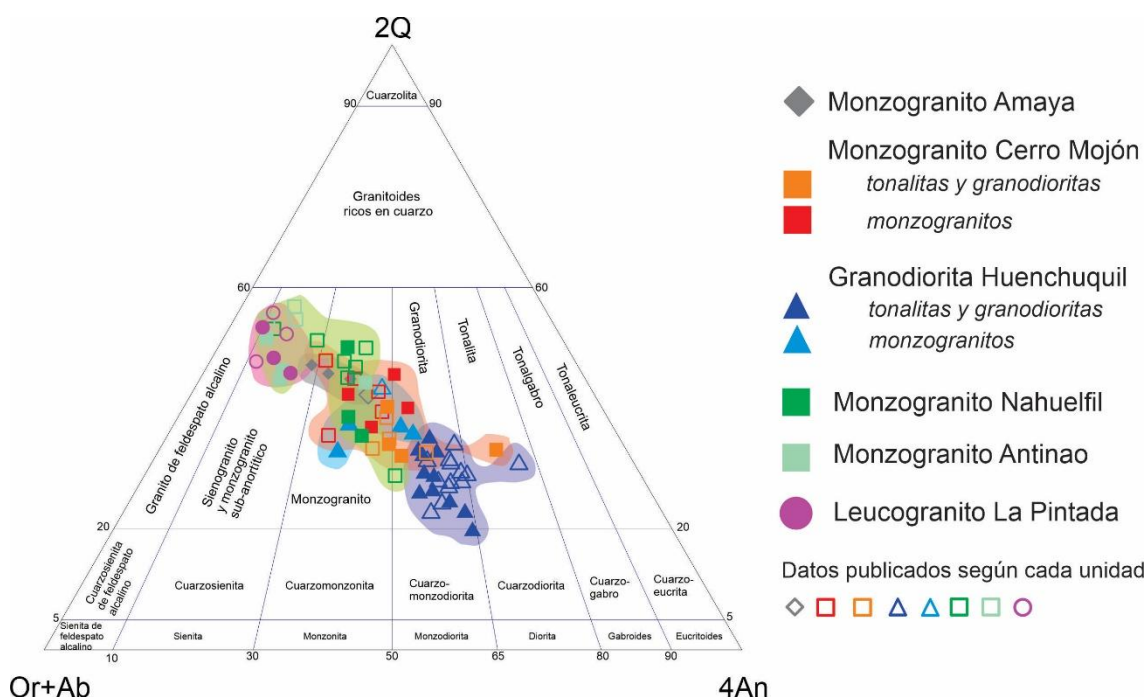


Figura 23: Diagrama ternario de clasificación química (Or+Ab)-2Q-4An basado en normas CIPW (Enrique, 2018) para todo el conjunto de los Granitoides Mamil Choique. Datos publicados incluidos de Dalla Salda et al. (1994), Pankhurst et al. (2006) y López de Luchi y Cerredo (2008).

Las rocas siguen una tendencia calco-alkalina mayormente magnesiana (Frost et al., 2001; Fig. 24a, b). El índice de saturación de alúmina ASI, con la corrección de apatita (Tabla 2, Fig. 24c) indica que todas las unidades de los GMC son esencialmente peraluminosas, con algunos escasos ejemplos de GH levemente metaluminosos ($0,94 < ASI < 1,32$, Fig. 24c). En general, el ASI aumenta con el contenido de SiO_2 , pero tiende a estabilizarse asintóticamente cuando el SiO_2 supera el 70% (en MN, MA, MAnt y LLP).

Las granodioritas y tonalitas del MCM y la GH exhiben una variación de SiO_2 entre 59 y 69% (Fig. 24d). En la GH, la presencia de anfíbol, epidoto magmático, allanita, titanita, apatita y minerales opacos como minerales accesorios es característica, mientras que, en el MCM, la característica distintiva es la gran abundancia de apatita, epidoto magmático, allanita y minerales opacos (ver apartado 4.2 y 4.3). Estas rocas siguen una tendencia calco-alkalina magnesiana (Frost et al. 2001, Fig. 24a, b). La relación $(Fe_2O_{3t}/(Fe_2O_{3t} + MgO))$ varía de 0,59 a 0,81 tanto en las granodioritas como en las tonalitas de Huenchuquíl y de Cerro Mojón, y el índice MALI varía de -0,9 a 3,7 en las granodioritas de Huenchuquíl y de 0 a 6,45 en las granodioritas y tonalitas de Cerro Mojón. El índice de saturación de alúmina ($0,9 < ASI < 1,1$,

Fig. 24c, Tabla 2) indica que las granodioritas de Huenchuquil son metaluminosas a mayormente débilmente peraluminosas; lo que reflejaría el incremento relativo en biotita respecto a epidoto y allanita, y en algunos casos, anfíbol. Las granodioritas y tonalitas de Cerro Mojón con ASI entre 1,1 y 1,3 (Fig. 24c) son débilmente peraluminosas a peraluminosas, y pertenecen a la serie calco-alcalina de alto potasio (Fig. 24e).

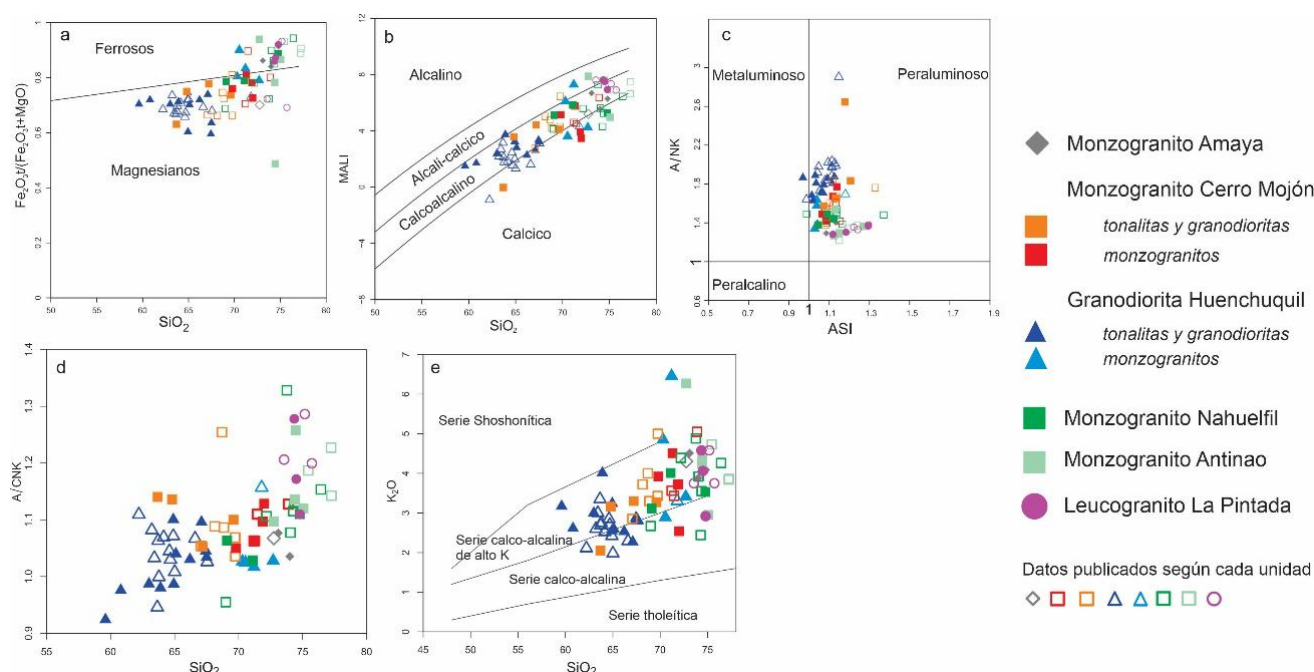


Figura 24: Diagramas de caracterización geoquímica para todo el conjunto de datos químicos de los Granitoides Mamil Choique. a) SiO_2 (% en peso) vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$, según Frost et al. (2001), donde los GMC siguen una tendencia mayormente magnesiana. b) Índice alcalino-cálcico modificado ($\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, en % en peso, Frost et al., 2001) donde se observa que los GMC son de tendencia calcoalcalina. c) A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) vs. ASI, según Frost et al. (2001), en donde los GMC se ubican mayormente dentro del campo peraluminoso. d) Diagrama A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$) vs SiO_2 (% en peso), donde se observa la tendencia positiva de las distintas unidades. e) Diagrama de K_2O vs SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976), en donde se ve que los GMC pertenecen a la serie calcoalcalina de alto potasio.

Las granodioritas y tonalitas del MCM tienen contenidos moderados de SiO_2 (63,6–69,8 % en peso), Al_2O_3 (14,9–16,4 % en peso), Fe_2O_{3t} (2,2–4,8 % en peso), CaO (2,3–4,5 % en peso), MgO (0,6–2,4 % en peso) y TiO_2 (0,2–0,6 % en peso) (anexo 13.4, Fig. 25). Las concentraciones de K_2O (2,0–3,90 % en peso) son levemente mayores que las de Na_2O (2,4–3,8 % en peso). Los elevados niveles de P_2O_5 (0,1–0,4 % en peso), debidos a la presencia de apatita, son comparables a los encontrados en granitos félsicos peraluminosos (Bea et al., 1992).

Las granodioritas de GH tienen un rango de SiO_2 algo más amplio que para MCM (59,6–67,5 % en peso) y Al_2O_3 (15,6–17,4 % en peso), pero un mayor contenido de Fe_2O_{3t}

(2,3–5,9 % en peso), CaO (3,3–5,2 % en peso), MgO (1,1–2,6 % en peso) y TiO_2 (0,4–1,1 % en peso) (anexo 13.4, Fig. 25). Las concentraciones de K_2O (2,1–4,0 % en peso) son similares a las de Na_2O (2,1–4,0 % en peso). El contenido de P_2O_5 (0,1–0,4 % en peso) es similar al observado en esta misma facies de Cerro Mojón. El contenido de Ti se debe al contenido de titanita, mientras que el alto contenido de Fe es reflejo del contenido de óxidos de hierro.

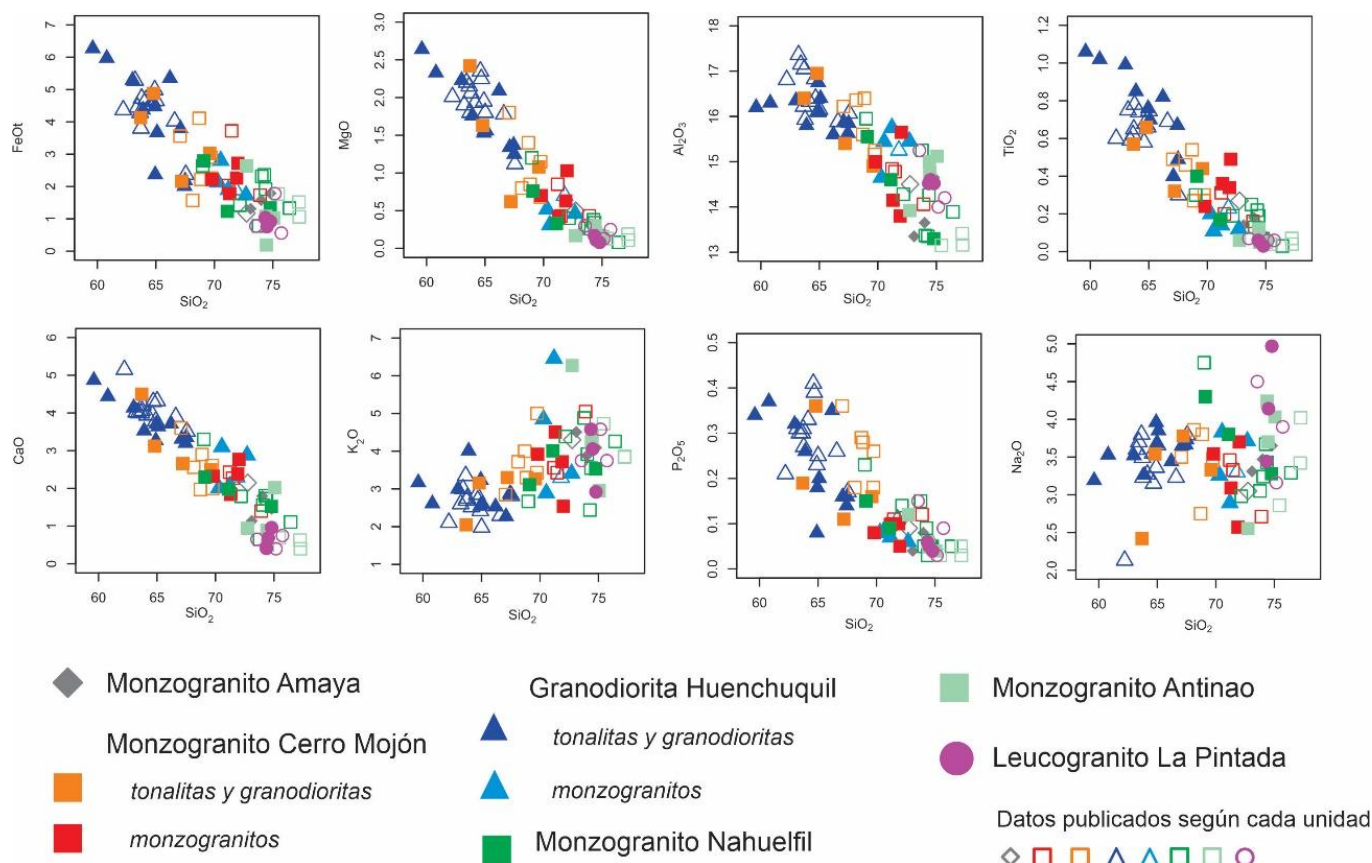


Figura 25: Diagramas de variación tipo Harkers para FeO_t , MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , K_2O , P_2O_5 y Na_2O versus SiO_2 (% en peso), para todo el conjunto de datos de los Granitoides Mamil Choique. Se observan las correlaciones negativas en el FeO_t , MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO y P_2O_5 vs SiO_2 , mientras que hay una correlación positiva en el K_2O y no se observa correlación en el Na_2O vs SiO_2 .

Los elementos traza Ga, Sr, Y, Nb, Ce y las tierras raras totales (SumREE) de las granodioritas y tonalitas del MCM y la GH correlacionan inversamente con el SiO_2 , no así el Rb y el Ba que no muestran cambios significativos (Fig. 26). Las granodioritas de Huenchuquil están más enriquecidos en Ga (20-27 ppm), Y (5-34 ppm), Nb (9-24 ppm), Zr (88-290 ppm) y REE que las granodioritas y tonalitas de Cerro Mojón, posiblemente debido al contenido de titanita y anfíbol que presenta esa unidad. Estas granodioritas y tonalitas presentan un contenido de Li entre 20 y 90 ppm.

Los monzogranitos, correspondientes a las unidades Monzogranito Amaya, Monzogranito Cerro Mojón, Granodiorita Huenchuquil, Monzogranito Nahuelfil y Monzogranito Antinao, tienen contenidos de SiO_2 entre 70 y 77,2%, y contienen biotita, moscovita, apatita, minerales opacos y epidota como fases accesorias (ver apartado 4.3). Estas rocas varían desde el campo magnesiano hasta el ferroso dentro de una tendencia calco-alcalina (Frost et al., 2001, Fig. 24a, b) y presentan un índice de saturación de alúmina alto ($1,0 < \text{ASI} < 1,3$). Estos monzogranitos también corresponden a la serie calco-alcalina de alto potasio (Fig. 24e, Peccerillo y Taylor, 1976). Todos estos monzogranitos tienen contenidos similares de Al_2O_3 (13,3–15,7 % en peso), Fe_2O_{3t} (0,8–3,7 % en peso) y MgO (0,1–1,0 % en peso) (anexo 13.4, Fig. 25). Las concentraciones de K_2O (2,4–6,5 % en peso) son similares a las de Na_2O (2,5–5,0 % en peso) y el contenido de P_2O_5 (0–0,1 % en peso) es menor que en las unidades granodioríticas.

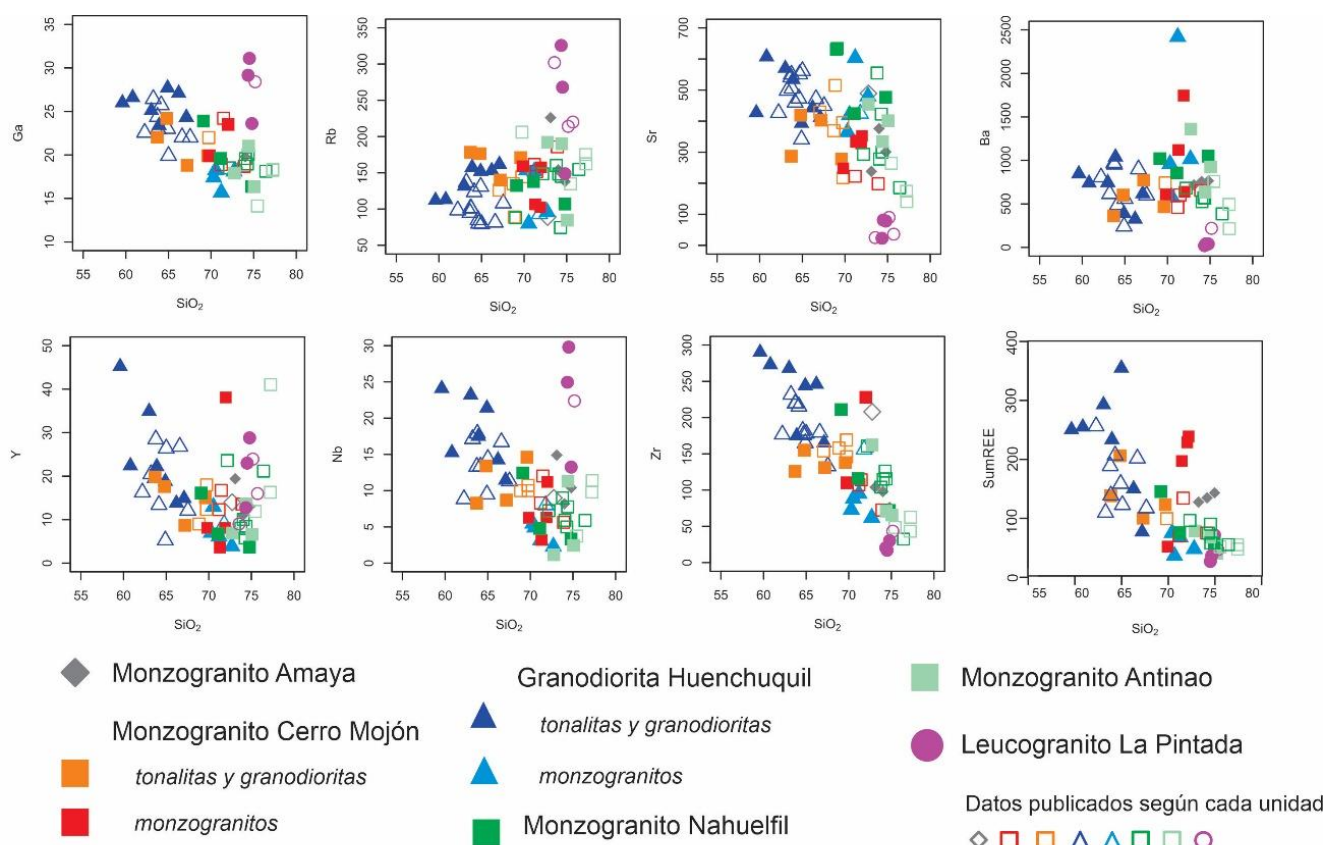


Figura 26: Diagramas de variación tipo Harkers de Ga, Rb, Sr, Ba, Y, Nb, Zr y Suma de REE (todo en ppm) versus SiO_2 , para todo el conjunto de datos de los Granitoides Mamil Choique. Se observan correlaciones negativas entre el Ga, Sr, Y, Nb, Zr y REE vs SiO_2 , y no se observan variaciones significativas, salvo algunos valores anómalos, en el Rb y el Ba.

Existe una diferencia significativa en el contenido de CaO dentro de los grupos monzograníticos, con valores más altos en los monzogranitos de Amaya, Cerro Mojón, Huenchuquil y Nahuelfil (1,1–3,1 % en peso) en comparación con los de Antinao (0,4–2,0 % en peso), posiblemente debido a un menor contenido de anortita en esta unidad.

En cuanto a los elementos traza, los monzogranitos de Amaya, Cerro Mojón, Huenchuquil, Nahuelfil y Antinao están empobrecidos en Ga (19 ppm promedio), Y (13 ppm promedio), Nb (7 ppm promedio), Zr (115 ppm promedio) y REE en comparación con los granodioritas y tonalitas, pero en líneas generales tienen altos contenidos de Sr y comparables contenidos de Ba y Rb (Fig. 26), probablemente debido al mayor contenido de feldespato potásico, como microclino u ortosa. No se observan diferencias significativas en el contenido de Y o en la suma de REE entre los monzogranitos y algunas granodioritas y tonalitas, debido a la presencia común de fases accesorias como apatita o posiblemente monacita. En estas unidades el contenido de Li es levemente menor, con un rango entre 20 y 70 ppm.

El Leucogranito La Pintada es la unidad más diferenciada, con un contenido de SiO₂ entre 73,5 y 75,7%, y contiene granate, apatita y minerales opacos como minerales accesorios. Estas rocas siguen una tendencia calco-alkalina (Frost et al., 2001, Fig. 24a, b), con una relación $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}/(\text{Fe}_2\text{O}_{3t} + \text{MgO})$ que varía entre 0,7 y 0,9, y un índice MALI en el rango de 5,0 a 7,6. El índice ASI entre 1,1 y 1,3 indica que esta unidad es peraluminosa, lo que se refleja en el alto contenido de moscovita y granate (ver apartado 4.3).

Estos leuco-sienogranitos tienen un contenido de Al₂O₃ (14,0 – 15,2 % en peso), pero bajos contenidos de Fe₂O_{3t} (0,6 – 1,7 % en peso), MgO (0,1 – 0,3 % en peso), TiO₂ (hasta 0,1 % en peso) y CaO (0,4 – 1,0 % en peso) en comparación con el resto de las unidades (anexo 13.4, Fig. 25). Las concentraciones de K₂O (2,9 – 4,6 % en peso) son similares a las de Na₂O (3,1 – 4,9 % en peso), y los niveles de P₂O₅ (0 - 0,1 % en peso) son similares a los del Monzogranito Nahuelfil.

Los leucosienogranitos de La Pintada están empobrecidos en Sr, Ba, Zr y REE en comparación con otras unidades de los GMC, pero presentan comparativamente altos contenidos de Ga (22-30 ppm), Rb (149 a 326 ppm), Y (9 a 29 ppm) y Nb (13 a 30 ppm) debido al mayor contenido de feldespato potásico y fases accesorias como el granate magmático (Fig. 26). Una característica distintiva de esta unidad es su alto contenido de Cs, entre 2,7 y 6,2 ppm, en Nb, entre 13,2 y 29,8 ppm y en Ta, entre 2,5 y 7,1 ppm. Los contenidos más altos de Nb y Ta podrían evidenciarse por la presencia de columbita en algunos diques

aplo-pegmatíticos de esta unidad, y se discutirá en el capítulo 9. El contenido de Li es de 30ppm, dentro del mismo rango del resto de las unidades de Mamil Choique.

La relación Sr/Y muestra una pendiente levemente positiva con el SiO₂ (Fig. 27a) entre las granodioritas-tonalitas de Huenchuquil ($9 < \text{Sr/Y} < 65$) y Cerro Mojón ($12 < \text{Sr/Y} < 57$) y los monzogranitos de Huenchuquil y Nahuelfil ($8 < \text{Sr/Y} < 130$), lo que podría reflejar el fraccionamiento de anfíbol entre estas unidades. En contraste, la relación Sr/Y es constante, pero con alta dispersión en las muestras monzograníticas de Amaya, Cerro Mojón y algunos ejemplares de Antinao, lo que sugiere que no habría fraccionamiento de anfíbol. Para el LLP, la relación Sr/Y es muy baja y difiere del resto de las unidades.

Las relaciones Rb/Sr para los GMC tienen una pendiente levemente positiva a medida que aumenta el porcentaje de SiO₂, incluyendo a las unidades monzograníticas, con valores de relación entre 0,14 y 1,2. En el caso del LLP, las relaciones Rb/Sr son considerablemente mayores al resto de las unidades, con valores entre 1,9 y 14,3, indicando posiblemente la gran diferenciación que sufrió esta unidad (Fig. 27b). Por otro lado, las relaciones K/Rb son dispersas entre el rango 100-300 para todos los GMC, exceptuando algunos valores aislados de los monzogranitos Amaya, Cerro Mojón o Nahuelfil con valores de relación cercanos a 350 y 400 (Fig. 27c). Todos estos valores son típicos de rocas evolucionadas, en donde el Rb actúa como elemento incompatible en comparación con el K, generando valores bajos en la relación K/Rb.

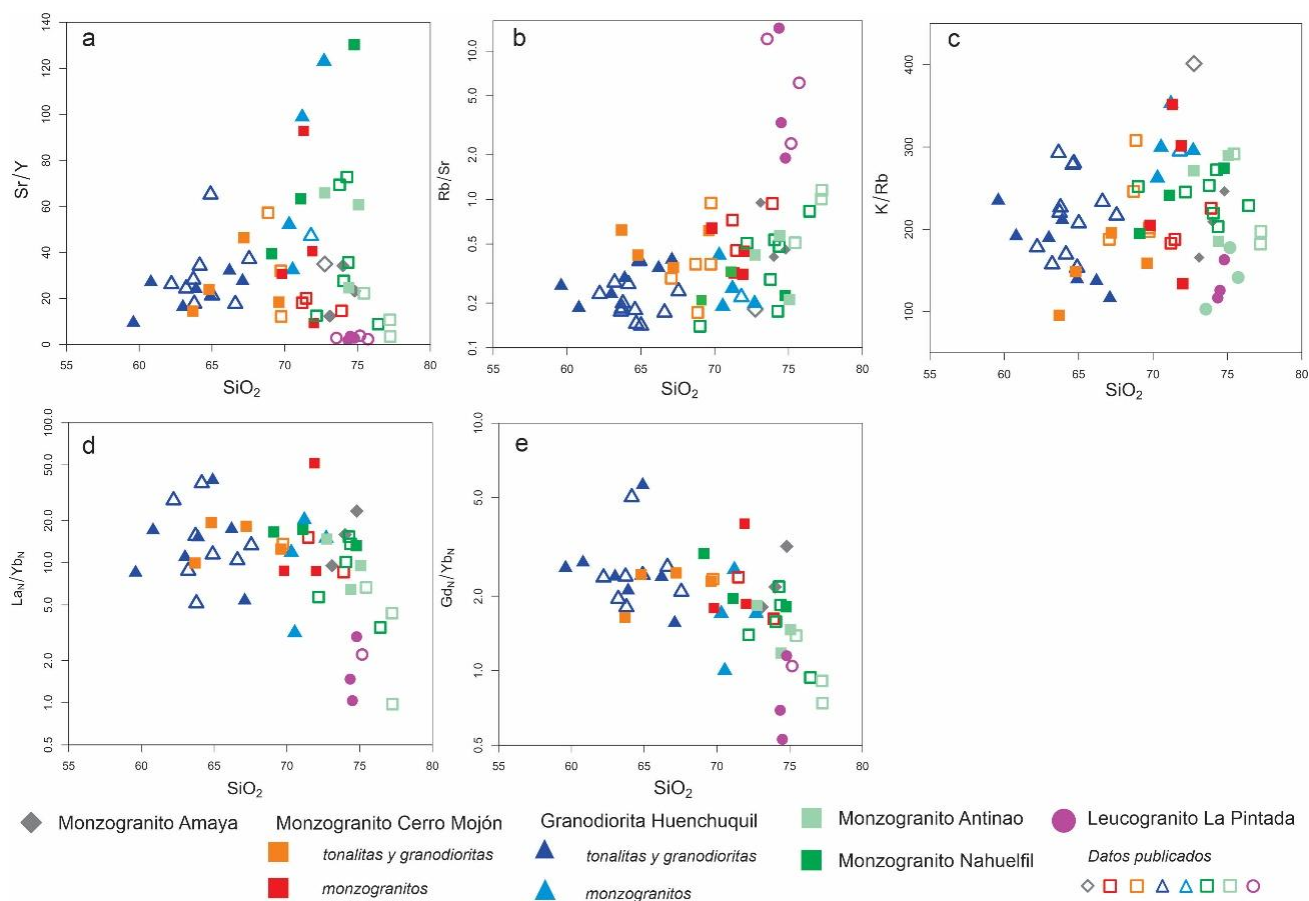


Figura 27: Diagramas de variación tipo Harkers para las relaciones entre elementos traza Sr/Y, Rb/Sr, K/Rb, La_N/Yb_N y Gd_N/Yb_N vs SiO₂ para todo el conjunto de datos de los Granitoides Mamil Choique. Se observa una correlación levemente positiva en las relaciones Sr/Y y Rb/Sr y no se observan variaciones ni tendencias significativas para las relaciones de K/Rb, La_N/Yb_N y Gd_N/Yb_N.

La relación La_N/Yb_N normalizada a condrito (Boynton, 1984), que se mantiene en un rango de 5 a 39 para las unidades granodioríticas, tonalíticas y monzograníticas de los GMC, sin una pendiente marcada entre los LREE y HREE (Fig. 27d). El hecho de que la relación La_N/Yb_N no varíe a medida que aumenta el SiO₂ implica que los procesos de formación y evolución de estas rocas han sido relativamente constantes en términos de la fracción de LREE y HREE. Esto sugiere que la composición de la fuente magmática que generó estas rocas graníticas probablemente no cambió significativamente. En el Leucogranito La Pintada, a partir de su relación La_N/Yb_N menor a 5, se infiere que no hay un enriquecimiento marcado de LREE con respecto a HREE.

La relación Gd_N/Yb_N es constante para Amaya, Cerro Mojón y Huenchuquil, con valores cercanos a 2, mientras que es menor a 2 y muestra una pendiente negativa con el aumento de SiO₂ en los monzogranitos de Nahuelfil, Antinao y La Pintada (Fig. 27e). Este descenso en la relación Gd_N/Yb_N con el aumento de SiO₂ es típico de magmas evolucionados o diferenciados, ya que evidencia que han sido producto de un posible fraccionamiento

progresivo, en este caso de las unidades menos diferenciadas como Huenchuquil. A medida que el magma se enriquece SiO_2 , las HREE se comportan de forma más compatible y eso genera relaciones relativamente más empobrecidas en la relación Gd_N/Yb_N .

Los diagramas multielementales para REE, LILE y HFSE de los Granitoides Mamil Choique fueron comparadas con las REE del manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) y los elementos traza de la corteza continental inferior (Taylor y McLennan, 1995) y el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). El objetivo fue analizar la relación con el manto o los procesos de diferenciación intracortical. Esta normalización se aplica para identificar variaciones en tierras raras y en los elementos traza que revelan información sobre la fuente del magma y el probable ambiente tectónico de formación. Se decide utilizar una normalización a manto primitivo, y no a condrito, para detectar mejor los procesos de enriquecimiento o empobrecimiento de elementos incompatibles y por ende evaluar la contaminación cortical. Estos gráficos se presentan en función de las distintas unidades y según su contenido de SiO_2 . Las granodioritas y tonalitas de Cerro Mojón y Huenchuquil se plotean juntas en la figura 28 a-e-i; los monzogranitos de Amaya, Cerro Mojón y de Huenchuquil en la figura 28 b-f-j; los monzogranitos de Nahuelfil y Antinao en la figura 28c-g-k y los leucogranitos de La Pintada en la figura 28d-h-l.

Como puede verse en los diagramas de REE, ambos grupos de granodioritas-tonalitas, tanto de Cerro Mojón como de Huenchuquil, se caracterizan por un enriquecimiento en LREE (Fig. 28a) normalizado a manto primitivo y una ligera anomalía negativa de Eu (0,7-0,9). En los monzogranitos de estas unidades el contenido total de REE es menor que en las granodioritas-tonalitas. En particular se aprecia que los monzogranitos de Huenchuquil están altamente empobrecidos en LREE, lo que indicaría un fraccionamiento de fases accesorias como titanita, allanita y apatita, mientras que las HREE exhiben un patrón cóncavo hacia arriba, característico del fraccionamiento de anfíbol. En los monzogranitos de Cerro Mojón, se observa una pendiente negativa leve, con una anomalía negativa de Eu baja (0,7 a 1,0). En el patrón de REE de los monzogranitos de Amaya se observa una anomalía negativa de Eu mayor (0,5-0,7), lo que indicaría un fraccionamiento de plagioclasa en esta unidad. También se observa un enriquecimiento en el contenido total de REE entre las granodioritas-tonalitas y los monzogranitos de Cerro Mojón (Fig. 28a, b).

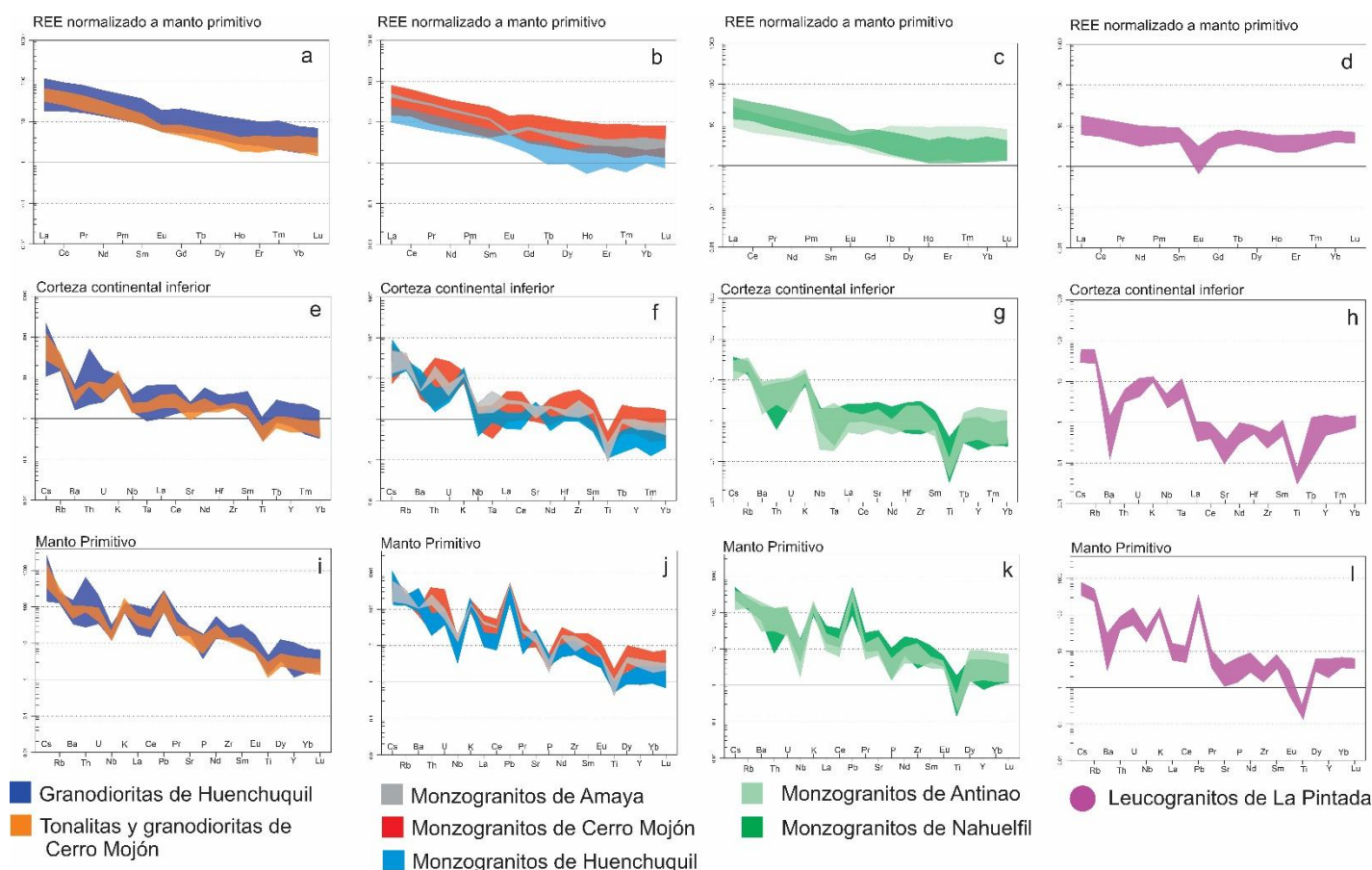


Figura 28: Diagramas multielementales según diferentes unidades y litologías. a, b, c, d) Diagramas de elementos de tierras raras normalizados al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995). e, f, g, h) Diagramas multielemento normalizados a la corteza continental inferior (Taylor y McLennan, 1995). i, j, k, l) Diagrama de elementos traza normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Se encuentra representado todo el conjunto de datos de los Granitoides Mamil Choique: tanto datos originales de este trabajo como publicados por Dalla Salda et al. (1994), Pankhurst et al. (2006) y López de Luchi y Cerrero (2008).

En los patrones de los Monzogranitos Nahuelfil y Antinao, se observan pendientes negativas, con un patrón cóncavo hacia arriba, característico del fraccionamiento de anfíbol. Presentan una disminución notable en el contenido total de REE en comparación con las granodioritas de Huenchuquil (Fig. 28c). El patrón en forma de ala de La Pintada es una característica de los granitos altamente diferenciados, con una marcada anomalía negativa de Eu (0,2–0,6), lo que indica un fraccionamiento extensivo de Eu por plagioclasa (Fig. 28d).

En el diagrama de elementos traza normalizado a la corteza continental inferior se puede ver que las granodioritas de Cerro Mojón y Huenchuquil están enriquecidas en Cs, Th, U, K, Ta, La, Ce, Nd, Hf, Zr y Sm, mientras que el resto de los elementos están cerca de los valores de la corteza inferior, excepto por el Ti, que presenta una anomalía negativa (Fig. 28e). Esta evidencia sugiere que la fuente de estos magmas ha sido influenciada por un

componente cortical, lo que está principalmente asociado con zonas de subducción (Spandler y Pirard 2013).

En los monzogranitos de Amaya, Cerro Mojón y Huenchuquil, así como en Nahuelfil y Antinao, el enriquecimiento en elementos LILE sigue presente, pero el contenido de Nb y Ta está por debajo de los valores de la corteza inferior (Fig. 28f). En los monzogranitos de Amaya y Cerro Mojón el resto de los elementos se encuentran cerca de los valores normales, excepto el Ti, que presenta una anomalía negativa. En los monzogranitos de Huenchuquil, Nahuelfil y Antinao, no sólo el Ti presenta una anomalía negativa, sino que el Tb, Y, Tm e Yb se ven empobrecidos. En el diagrama de elementos traza normalizado a la corteza inferior de la La Pintada (Fig. 28h), los elementos Ba, Sr y Ti presentan las anomalías negativas más pronunciadas, mientras que Cs, Rb, U, K y Ta muestran picos positivos.

En el diagrama de elementos traza normalizados a manto primitivo, las granodioritas de Cerro Mojón y de Huenchuquil muestran un patrón enriquecido. Así mismo la pendiente negativa de estas trazas muestra un enriquecimiento en LILE sobre los elementos de HSFE, siendo las granodioritas de Huenchuquil más ricas en HSFE que las muestras de granodioritas y tonalitas de Cerro Mojón (Fig. 28i). Se observan anomalías negativas en Nb, P y Ti, y moderadamente negativas también en el La, Ce e Y. En los monzogranitos de Amaya, Cerro Mojón, Huenchuquil, Nahuelfil y Antinao (Fig. 28j, k), los patrones son muy similares y también presentan un enriquecimiento de LILE sobre los HSFE, mayor que en las granodioritas y tonalitas. Todas estas unidades monzograníticas comparten anomalías positivas de K y Pb, típicas de aporte cortical y anomalías negativas en Nb, P y Ti. La unidad leucogranítica de La Pintada presenta el mayor empobrecimiento de los HSFE, también con anomalías positivas en el K y el Pb y negativas en el Ba, Sr y Ti, estas últimas debido posiblemente al alto fraccionamiento de feldespatos potásicos de esta unidad. Los patrones multielementales normalizados a manto primitivo de los GMC que exhiben pendientes negativas evidencian el aporte cortical que tienen estas unidades.

	MA	MCM tonalitas y granodioritas	MCM monzogranitos	GH granodioritas	GH monzogranitos	MN monzogranitos	MAnt monzogranitos	LLP leuco- sienogranitos
SiO ₂ (%)	72,7-74,8	64,8-69,8	71,2-72	59,6-57,5	70,3-72,7	69,1-76,4	72,7-77,2	73,6-75,7
TiO ₂ (%)	0,1-0,3	0,2-0,6	0,2-0,5	0,3-1,1	0,1-0,2	0-0,4	0-0,1	0-0,1
K ₂ O(%)	3,9-4,5	2,1-5,0	2,5-4,5	2,1-4,0	2,9-6,5	2,4-4,3	3,0-6,3	2,9-4,6
P ₂ O ₅ (%)	0-0,1	0,1-0,4	0-0,1	0,1-0,4	0-0,1	0,1-0,2	0-0,1	0-0,1
ASI*	1,0-1,1	1,1-1,3	1,0-1,1	0,9-1,1	1,0-1,2	1,0-1,4	1,1-1,3	1,1-1,3
A/CNK**	1,0-1,1	1,0-1,3	1,0-1,1	0,9-1,1	1,0-1,2	1,0-1,3	1,1-1,3	1,1-1,3
Fe ₂ O ₃ t+MgO(%)	1,5-2,0	2,8-7,6	2,2-3,8	4,3-8,9	2,6-3,1	1,2-2,9	1,0-2,8	0,9-2,1
Rb (ppm)	89-226	89-206	102-185	79-161	80-153	74-160	85-190	148-325
Sr (ppm)	238-489	2018-515	223-352	341-607	365-603	186-634	174-454	23-90
REEt (ppm)	128-143	100-123	75-236	78-356	36-77	55-97	48-79	27-72
Sr/Y	12-35	12-57	9-40	9-37	32-124	9-130	3-65	1-4
(La/Yb) _N	10-24	10-18	9-16	5-18(39)	3-18	3-18	1-7(15)	1-3
Eu/Eu*	0,5-0,7	0,8-1,0	0,7-1,0	0,4-1,0	0,8-1,5	0,7-1,3	0,5-1,2	0,2-0,6

Tabla 2: Principales parámetros químicos de las unidades de los GMC. Los datos geoquímicos completos se encuentran en el anexo 13.4. Los datos que se salen de los rangos se marcan en (). *ASI=Al₂O₃/[Na₂O+K₂O+(CaO-3.33 P₂O₅)], molar. **A/CNK =Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO), molar. Relación La/Y, normalizada a condrito según Boynton (1984).

6.2. Caracterización isotópica de Sr, Nd y Hf de los Granitoides Mamil Choique y la Formación Cushamen

Los datos isotópicos analizados en la presente tesis forman parte de una recopilación de datos de la bibliografía, datos inéditos y datos nuevos. En los siguientes apartados se mostrarán los resultados obtenidos y se compararán con datos de la bibliografía para unidades relevantes en este estudio.

Los análisis que se presentan en este trabajo de composiciones isotópicas en muestras de roca total para el sistema Rb-Sr se obtuvieron de las muestras RC142 (monzogranito de Nahuelfil), RC130 (monzogranito Antinao) y RC78b (leucotonalita de un septo de la Formación Cushamen). Los análisis del sistema Sm-Nd aquí presentados se obtuvieron de las muestras C7 (granodiorita de Cerro Mojón), 88-44 (granodiorita de

Huenchuquil) y de las muestras RC142 (monzogranito de Nahuelfil), RC130 (monzogranito de Antinao) y RC78b (leucotonalita de la Formación Cushamen). Los datos y cálculos realizados se encuentran en el anexo 13.5. Los datos de Rb-Sr se compilaron con los datos recopilados del repositorio del INGEIS y de los trabajos de Varela et al. (1991, 2005, 2015), Rapela et al. (1992), Dalla Salda et al. (1994) y Pankhurst et al. (2006). Los datos de Sm-Nd se compilaron junto con los de Rapela et al. (1992), Varela et al. (2005), Pankhurst et al. (2006) y Martínez Dopico et al. (2011).

6.2.1. Sistema Rb-Sr

Los valores isotópicos calculados para la edad de 280 Ma, edad promedio tomada para los Granitoides Mamil Choique, muestran una variación que oscila entre $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7060$ y $0,7076$ para todas las unidades granitoides de Mamil Choique. Esta signatura isotópica es homogénea para todas las unidades, exceptuando dos muestras de Dalla Salda et al. (1994) que se apartan de esta tendencia con valores $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \sim 0,711$ y dos muestras del repositorio de INGEIS con valores $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \sim 0,698$, que corresponderían al Leucogranito La Pintada. Al presente no se disponen de muestras de manos de estos ejemplares, como para poder correlacionar con las unidades caracterizadas en este trabajo, por lo que estos valores no son tenidos en cuenta. La muestra analizada del septo de la Formación Cushamen, RC78b, da un valor de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7102$.

A nivel regional, las unidades comparables, en términos de litología y edad, a los GMC incluyen las Tonalitas del Túnel, las Granodioritas de Laguna del Toro, los Granitoides de Sierra del Medio y los de La Esperanza (ver ubicaciones en Fig. 1c y 7). Como se muestra en la Fig. 29a, el rango de la relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ es comparable al de los GMC, con intervalos entre $0,706$ y $0,708$ (Rapela et al., 1992; Pankhurst et al., 2006; López de Luchi et al., 2022). Las unidades carboníferas del sector andino, comparables en litologías menos diferenciadas como dioritas y tonalitas, presentan una diferencia notable en la relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ con respecto al magmatismo de los Granitoides Mamil Choique. Muestras tomadas del Cordón del Serrucho, la Tonalita Platero y Cañadón de la Mosca (Pankhurst et al., 2006) presentan razones iniciales de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ alrededor de $0,704$.

En contraste, el basamento metamórfico de la Formación Cushamen tiene valores iniciales de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ calculados para una edad promedio de máxima depositación de 370 Ma en el rango de $0,7094$ a $0,7121$, incluyendo la muestra RC78b, la leucotonalita de un septo de la Formación Cushamen en la Sierra de Mamil Choique con una razón de $0,7097$. Este valor fue calculado con la edad de dicha muestra de 280 Ma (ver apartado 5.1.1). Como se

verá en la discusión del capítulo 8, esta muestra se interpreta como resultado de la fusión parcial de Cushamen.

Las dos muestras tomadas de Dalla Salda et al. (1994), incluidas dentro de la unidad Monzogranito Cerro Mojón, presentan valores anómalamente altos de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ entre 0,7110 y 0,7119. Estas razones iniciales son similares a las de la Formación Cushamen. A pesar de la incertidumbre sobre la ubicación precisa de las muestras, en este trabajo se considera que podrían formar parte de un septo de dicha unidad dentro de la sierra.

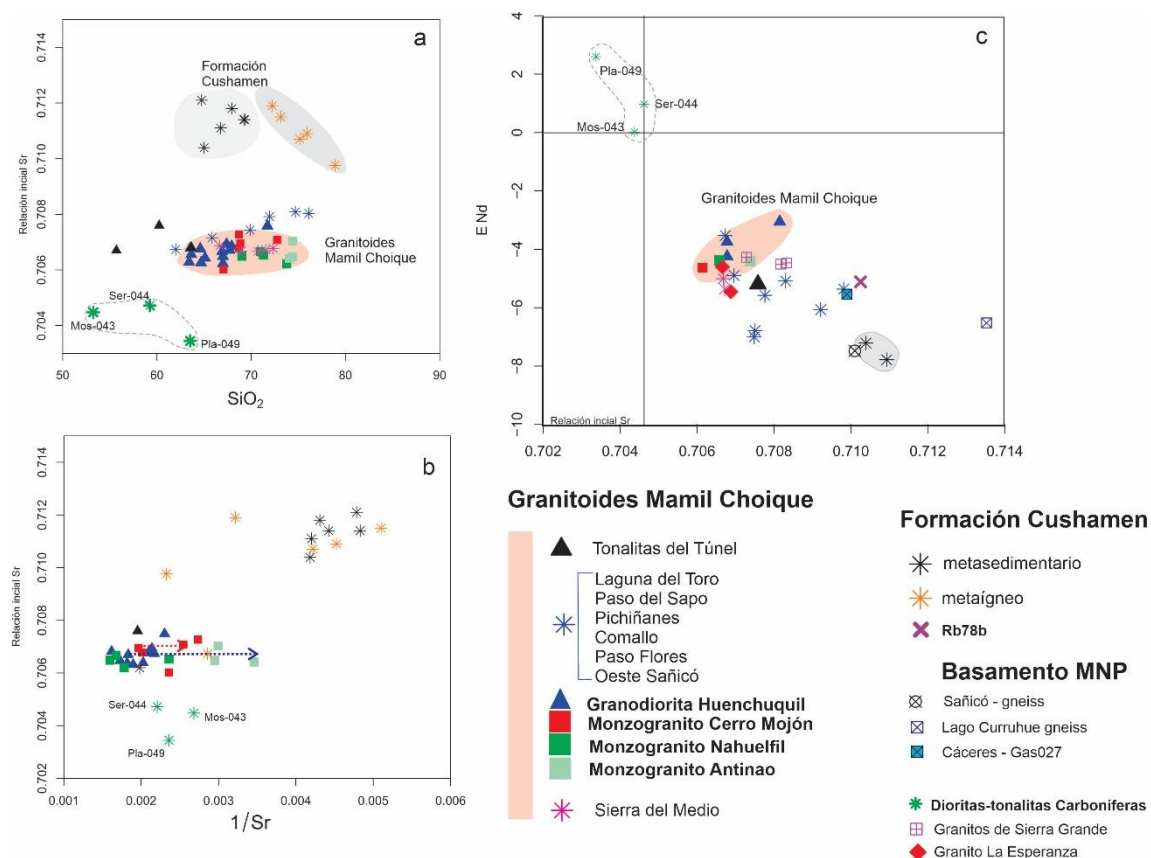


Figura 29: Diagramas isotópicos para los Granitoides Mamil Choique y el basamento de la Fm. Cushamen (en sombreado gris), así como también otros cuerpos intrusivos como: las Tonalitas del Túnel, la Formación Cushamen, las granodioritas de Laguna del Toro y las dioritas/tonalitas de Cordón del Serrucho (Ser-044), Cañadón de la Mosca (Mos-043) y Platero (Pla-049, Pankhurst et al., 2006), y el basamento del MNP. a) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs SiO_2 para los GMC, los intrusivos carboníferos y la Formación Cushamen. b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $1/\text{Sr}$ para GMC, los intrusivos carboníferos y la Formación Cushamen. c) Gráfico de ϵNd_t vs composición isotópica inicial de Sr para GMC, las Tonalitas del Túnel, La Formación Cushamen y otras rocas metamórficas y graníticas del norte del MNP.

Finalmente se grafican la relación $1/\text{Sr}$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de los datos estudiados. Este gráfico se utiliza para transformar las hipérbolas de mezcla en líneas rectas (Fig. 29b, De Paolo 1981). Para un conjunto de rocas ígneas cogenéticas, una pendiente no nula de esta línea indica la implicancia de un proceso de sistema abierto, como mezcla de magmas o asimilación de roca de caja (Briqueu y Lancelot 1979). Por el contrario, las muestras que se originaron a partir de la misma fuente a través de varios grados de fraccionamiento en sistema

cerrado, como la cristalización fraccionada, mantienen las relaciones isotópicas iniciales idénticas, lo que resulta en una tendencia horizontal en el diagrama 1/Sr frente a ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i. Como se puede ver en la figura 29b, este es el caso de las muestras de Huenchuquil, Nahuelfil y Antinao. Esta discusión también se retomará en el capítulo 8.

6.2.2. Sistema Sm-Nd

En el sistema Sm-Nd, se observa un intervalo común de ϵNd_t entre -7 y -3 para los Granitoides de Mamil Choique y los granitoides de Sierra del Medio, las granodioritas y tonalitas de Laguna del Toro o los granitos de La Esperanza (Fig. 29c). Este intervalo de ϵNd_t es comparable al obtenido para unidades ígneas de otros sectores del MNP, como Sierra Grande, Paso del Sapo, Pichiñanes, Comallo, Paso Flores o Sañicó (Fig. 1). Incluso se compara con las tonalitas devónicas de San Martín de los Andes.

En el basamento metamórfico que corresponde a la Formación Cushamen los datos para la zona de estudio indican valores de ϵNd_t calculado a ~300 Ma, de -5,1 y -7,8 para las muestras RC78b y M30 (recalculado de Martínez Dopico et al., 2011, Fig. 29c). En otro afloramiento asignado a dicha unidad, inmediatamente al sur de El Maitén (Fig. 1), se obtienen valores $\epsilon\text{Nd}_t = -7,2$. Las diferencias con los valores obtenidos en los GMC son notables, en comparación con los basamentos ígneo-metamórficos como Cushamen, Lago Curruhue o un gneiss de Sañicó, pero aún más significativas son en relación con las dioritas y tonalitas del Cordón del Serrucho, Cañadón de la Mosca y Platero, cuyos valores de ϵNd_t son positivos (Fig. 29c). Los granitoides del Carbonífero Temprano exhiben composiciones menos evolucionadas, lo que sugiere un aporte dominante derivado del manto. En contraste, los otros granitoides muestran composiciones isotópicas iniciales evolucionadas, lo que indica contribuciones corticales. El basamento correspondiente a la Formación Cushamen, Gneiss de Sañicó o el Gneiss Lago Curruhue (Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006) tuvo fuentes provenientes de corteza posiblemente más antiguas.

6.2.3. Sistema Lu-Hf

Se estudió el sistema isotópico de Lu-Hf en circones de la muestra RC142, el mismo monzogranito de la unidad Nahuelfil del que se obtuvo edad U-Pb de 278 ± 1 Ma (Fig. 30). Los valores de ϵHf de esta muestra, calculados según las edades de cada circón, se encuentran entre -4 y -8 (datos en el anexo 13.5.c, Fig. 30) con una edad modelo T_{DM} (ecuación en el anexo 13.5.c) promedio de 1540 Ma. Estos valores son considerablemente más negativos que los obtenidos para una muestra granodiorítica de Huenchuquil presentada

por Fanning et al. (2011) con valores entre -2,3 y -4,1, con un valor de -12,3 para un circón de 1031 Ma, y una T_{DM} promedio de 1500 Ma.

Para el análisis del sistema isotópico Lu-Hf se realizó una base de datos a nivel regional más amplio, debido a la escasa disponibilidad de datos Lu-Hf en el área de estudio.

Según los datos disponibles en la bibliografía (Fig. 30), las unidades pérmicas coetáneas en el piedemonte extra-andino, con edades cercanas o menores a 300 Ma de Piedra del Águila (Castillo et al., 2016) o Laguna del Toro y Paso del Sapo (Fanning et al., 2011), muestran rangos de ϵ_{Hf} entre 0 y -5, excepto por las muestras cuarzo dioríticas y granodioríticas de la Cuesta de Rahue (Oriolo et al., 2023), que presentan valores entre 0 y -15. En el este del MNP, las unidades de Yaminué y La Esperanza tienen valores negativos similares, mientras que el plutón Navarrete tiene una signatura isotópica de ϵ_{Hf} diferente, con valores positivos (Fanning et al., 2011; Castillo et al., 2016). Las rocas máficas carboníferas de Lago Guillermo y Cordón del Serrucho (Fanning et al., 2011; Oriolo et al., 2023) presentan valores positivos distintivos de ϵ_{Hf} entre 0 y 7,5. Las unidades devónicas y carboníferas tardías del MNP, representadas en el piedemonte andino y extra-andino, tienen en su mayoría valores de ϵ_{Hf} negativos, entre 0 y -12, con algunas excepciones en muestras de San Martín de los Andes y Lago Curruhué (Hervé et al., 2016; Rapela et al., 2021) y en el oeste de Comallo y Piedra del Águila (Marcos et al., 2023), que presentan los valores más positivos de ϵ_{Hf} entre 0 y 9,5.

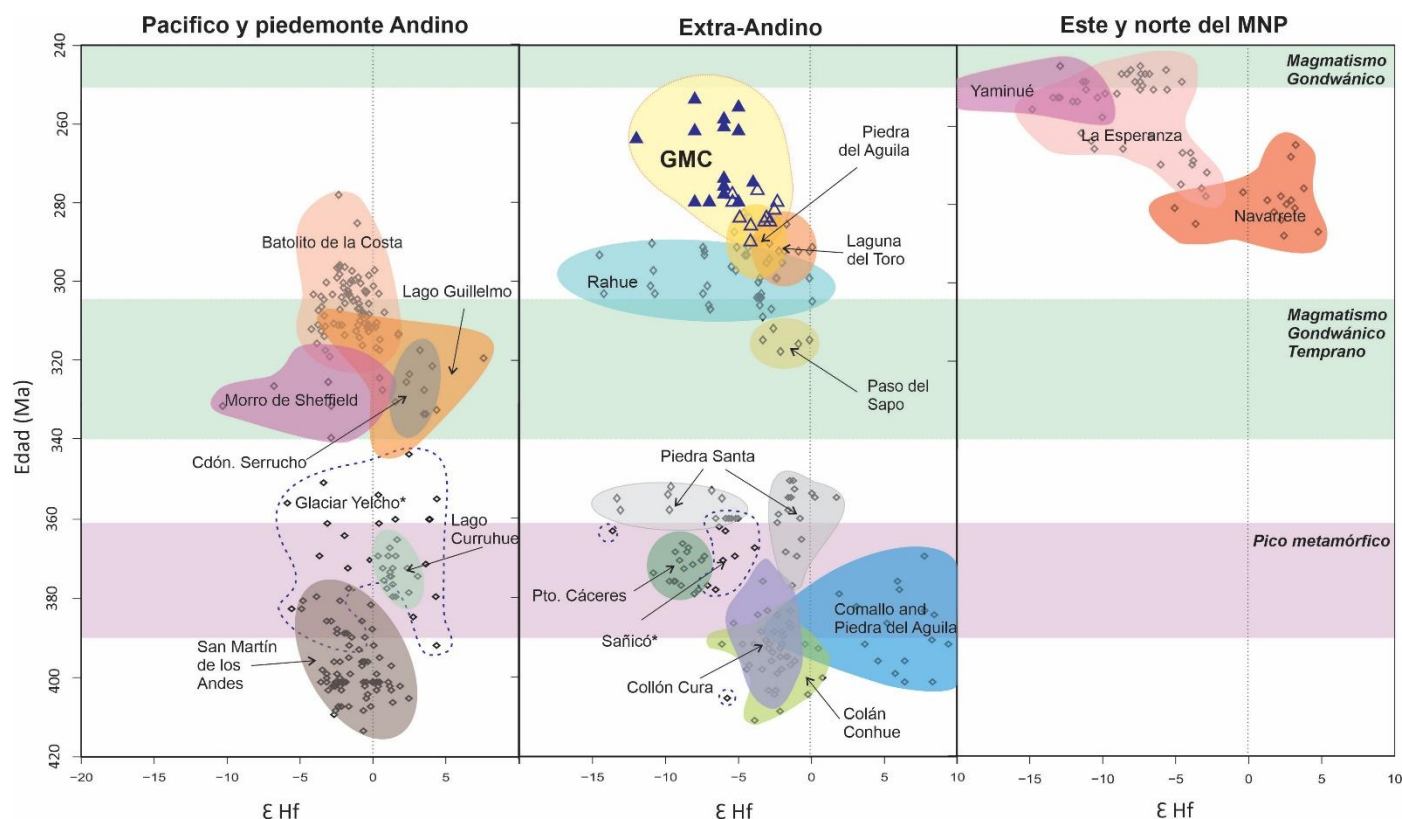


Figura 30: Edad de cristalización U-Pb en circón vs. valores de ϵHf . Los datos se agruparon según la procedencia de las muestras: sector pacífico y andino (Fanning et al., 2011; Deckart et al., 2014; Hervé et al., 2016; Rapela et al., 2021, 2023; Marcos et al., 2023; Oriolo et al., 2023), sector extra-andino (este trabajo triángulos azules de GMC; triángulos vacíos en GMC, Fanning et al., 2011; Castillo et al., 2016; Oriolo et al., 2023) y sector oriental y norte del Macizo Norpatagónico (Fanning et al., 2011; Chernicoff et al., 2013; Castillo et al., 2016). Para el Carbonífero-Pérmico se observa la marcada diferencia de la signatura isotópica ϵHf entre los intrusivos del sector pacífico y andino, con valores positivos o dentro del intervalo -5 a 5; mientras que los cuerpos intrusivos del sector extra-andino tienen singaturas isotópicas de ϵHf negativas de hasta -12.

6.3. Química mineral

En el siguiente apartado se presentan las composiciones de elementos mayoritarios obtenidos por microsonda electrónica en la muestra granodiorítica 88-44, perteneciente a la unidad Granodiorita Huenchuquil, y las composiciones de elementos minoritarios y trazas en moscovitas de distintas muestras pertenecientes a la unidad Leucogranito La Pintada: RC93, RC73, RC41, LG8 y MC1 (ver anexo 13.6). En el primer caso estos datos permitieron obtener las composiciones químicas de biotita, anfíbol y plagioclasa para analizar los parámetros físico-químicos de su magma parental, es decir la temperatura, presión y fugacidad de oxígeno (Azadbakht et al., 2020; Speer, 1984), así como sus condiciones de emplazamiento. En el segundo caso, con los datos de minoritarios y trazas de las moscovitas el objetivo fue estudiar la abundancia de elementos raros (Cerný 1991) de las pegmatitas portadoras de estas micas.

Las composiciones minerales fueron calculadas a partir de una granodiorita de la GH (muestra 88–44), que contiene anfíbol (de segunda generación o anfíbol₂, ver apartado 4.3), allanita, epidoto, titanita, biotita y apatita. La plagioclasa levemente zonada corresponde a andesina (An_{35–39}). El anfíbol es cálcico y se clasifica como magnesio-hornblenda (Hawthorne et al., 2012, Fig. 31a). La biotita aparece como cristales subhedrales (de 0,5 a 1,5 mm de largo) de color marrón verdoso a marrón claro amarillento. La fórmula mineral se calculó sobre la base de 22 oxígenos. La biotita se clasifica utilizando el diagrama $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti - Fe^{+2} + Mn - Mg$ (Foster, 1960; Fig. 31b). Estas relaciones ubican a la biotita estudiada como una biotita intermedia a ferro-biotita. La relación entre Al_{tot} y Mg, en c.p.f.u. (catión por fórmula unitaria), indicaría que en la unidad Huenchuquil habría biotitas típicas de granitoides del campo subalcalino, según Nachit et al. (1985), campo que se corresponde aproximadamente con el de los granitos tipo I (Barbarin 1990). En el diagrama Al_2O_3 vs FeO (% peso) de Abdel Rahman (1994) las biotitas estudiadas se ubican en el campo de los granitoides calcoalcalinos (Fig. 31c, d).

Se calcularon los barómetros de hornblenda de Hammarstrom y Zen (1986), Hollister (1987) y Schmidt (1992), este último con una corrección por temperatura. La temperatura obtenida fue para el sistema hornblenda-plagioclasa a partir de la reacción edenita + albita = richterita + anortita (Anderson, 1996 y referencias allí citadas). Asimismo, se calculó el geobarómetro en hornblenda propuesto por Mutch et al. (2016), aplicable a rocas graníticas con paragénesis minerales variables.

Los datos para los cálculos de termobarometría fueron obtenidos de los bordes y núcleos de cristales relativamente frescos de anfíbol, subhedrales, de color verde a verde azulado, en contacto con plagioclasa. El rango de temperatura de cristalización calculado es de 704°C a 679°C (Anderson, 1996). La aplicación de varios barómetros de anfíbol indica un rango de presiones entre 4,6 y $5,1 \pm 1,0$ kbar según los cálculos de Hammarstrom y Zen (1986) y Hollister et al. (1987), y un rango algo mayor para los barómetros de Anderson (1996), entre 4,9 y $5,3 \pm 0,6$ kbar. Comparativamente, el barómetro de Mutch et al. (2016) da una presión menor, entre 3,9 y $4,2 \pm 0,6$ kbar.

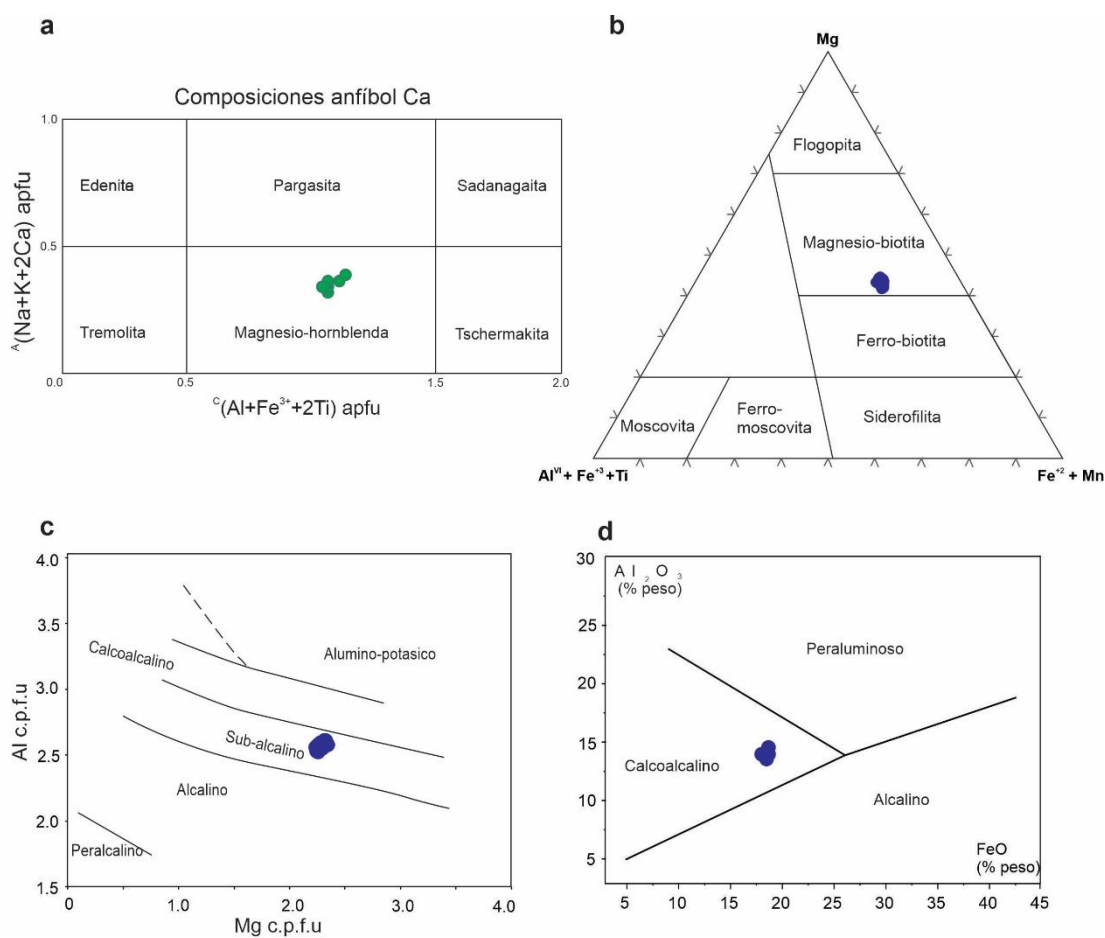


Figura 31: Geoquímica mineral del anfíbol y biotita de la muestra 88-44 perteneciente a una granodiorita de la Granodiorita Huenchuquil. a) Clasificación química del anfíbol según la propuesta de Hawthorne et al., 2012. b) Clasificación química de la biotita de acuerdo a Foster et al. (1960), donde se observa que las biotitas se hallan cercanas al campo ferro-biotitas. c) Clasificación de biotitas basada en Al y Mg para indicar la tipología de los granitos (Nachit et al., 1985); los parámetros se expresan en cationes por fórmula unidad en base a 22 oxígenos (c.p.f.u.). Las biotitas de la muestra 88-44 se encuentran dentro del campo subalcalino. d) Diagrama discriminante de biotita basado en Al_2O_3 vs FeO de acuerdo a Abdel-Rahman (1994), donde las biotitas se ubican en el campo de magmas calcoalcalinos.

Por otro lado, fue posible calcular la temperatura de saturación del circón para esta muestra de la unidad GH (Watson y Harrison, 1983), obteniéndose un valor promedio de 783°C. En la figura 26, se observa la pendiente negativa del Zr vs SiO_2 , lo que evidencia el fraccionamiento de circón en la unidad Huenchuquil. Por lo que este valor de temperatura calculado puede considerarse la temperatura a la cual se encontraba el fundido al momento de comenzar la cristalización de los circones, y por ende la temperatura del comienzo de la cristalización de la unidad. Mientras que las temperaturas de biotitas, obtenidas a partir del geotermómetro de saturación de Ti en biotita (Henry et al., 2005) fueron del rango entre 590° y 648°C.

Dado que este anfíbol aparentemente cristalizó in situ, las condiciones de emplazamiento de la Granodiorita Huenchuquil estarían acotadas a aproximadamente 690°C

y en promedio entre 4 y 5 kbar, lo que corresponde a una profundidad estimada de entre 12 y 17 km, asumiendo una densidad promedio de 2,7 g/cm³ y 3,3 km de profundidad por kbar.

Las muestras de moscovita analizadas fueron recolectadas de diques o sills pegmatíticos, donde se encontraban grandes cristales de moscovita de color gris claro, con brillo nacarado y en conjuntos de folias masivas de hasta 3 o 4 cm de longitud. Los datos de geoquímica mineral de elementos minoritarios y trazas de las moscovitas de distintos pegmatoides del Leucogranito La Pintada analizadas se presenta en el anexo 13.6.b. El objetivo de realizar estos análisis fue estudiar el contenido anómalo de litio, informado en la bibliografía (Sesana, 1968).

Los contenidos de Li, Sc, Rb, Nb, V e Y presentan una variación significativa, con valores entre 82-339 ppm de Li, 1-182 ppm de Sc, 746-1125 ppm para Rb, 180-263 ppm para Nb, 8-128 ppm de V y entre 0,3 y 37,6 ppm de Y. Los contenidos de Ba y Ga muestran rangos de variación más reducidos, con valores de 13-42 ppm para el Ba y de 103-136 ppm para Ga. Los elementos Ta, Be, Se, Zr y Cs presentan variaciones menores, con valores de 30-53 ppm para el Ta, de 7-11 ppm para el Be, de 3-10 ppm para el Sr, de 4-30 ppm para el Zr y de 15-35 ppm para el Cs.

Los contenidos de tierras raras (REE) en las moscovitas analizadas varían entre 2,5 y 10,2 ppm, excepto por la muestra LG8 que presenta un contenido total mayor de REE de 202,6 ppm (Fig. 32). Los contenidos de La, Ce y Nd presentan una variación significativa, con valores entre 0,4-30,7 ppm de La, 0,6-74,1 ppm para Ce y 0,4-43,6 ppm para Nd. Los contenidos de Pr, Sm, Gd y Dy muestran rangos de variación más reducidos, con valores de 0,1-10,5 ppm para el Pr, de 0,1-13,6 ppm para Sm, de 0,1-10,6 ppm para el Gd y de 0,1-8,0 ppm para el Dy. El resto de los elementos: Eu, Tb, Ho, Er, Tm, Yb y Lu no presentan variaciones significativas.

En el diagrama de REE normalizadas a condrito, se puede observar una marcada anomalía negativa de Eu para la muestra LG8 y anomalías menos negativas para el resto de las muestras. En el diagrama multielemental normalizado a condrito, los elementos Rb, Nb y Ta son anómalamente altos para todas las moscovitas, mientras que el Sr presenta una anomalía negativa también en todas las moscovitas. En cambio, para los elementos La, Ce, Nd, Sm, Zr, Gd e Y, los valores de la muestra LG8 son un orden de magnitud mayor que en el resto de las muestras (Fig. 32).

A partir de estos datos se discutirá en el capítulo 9 la naturaleza de estas intrusiones pegmatíticas.

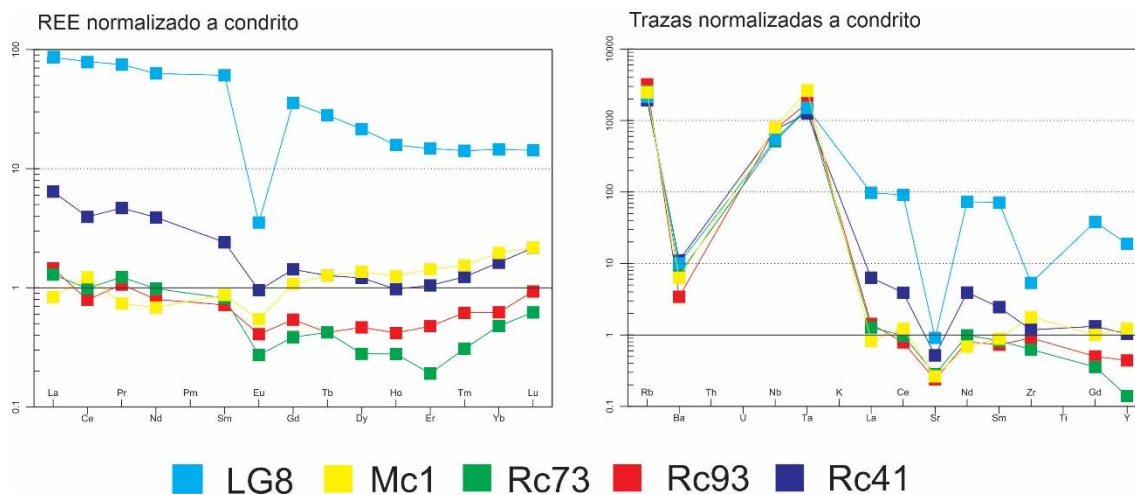


Figura 32: Diagramas multielementales para las micas blancas de pegmatitas del Leucogranito La Pintada. Diagrama de elementos de tierras raras normalizado a condrito (izquierda, Boynton 1984). Diagrama multielemento normalizados a condrito (derecha, Sun et al., 1980). Estas moscovitas pertenecen a diques pegmatíticos cuyas edades están comprendidas entre el intervalo 270 a 260 Ma.

7. Cronología de la deformación en la orogenia gondwánica: un cambio estructural y geoquímico del magmatismo sin-deformacional a post-deformacional en los Granitoides Mamil Choique

7.1. Introducción a la discusión

Los Granitoides Mamil Choique constituyen el batolito pérmico más grande del suroeste del Macizo Norpatagónico, siendo su localidad tipo la Sierra de Mamil Choique. Si bien se han publicado edades, obtenidas con distintas metodologías, hasta el presente trabajo no existían límites concretos sobre el intervalo temporal de cristalización y enfriamiento de estos granitoides a lo largo del Pérmico. En este capítulo se aborda la discusión sobre la geocronología de los GMC, así como también sobre sus condiciones de emplazamiento, su deformación y el campo de esfuerzos regional que los habría afectado durante su emplazamiento.

La cronología absoluta de los Granitoides Mamil Choique y su basamento, las condiciones de cristalización y emplazamiento para algunas de las unidades graníticas, y la relación entre la deformación y el emplazamiento de estas unidades se basan en el mapa geológico detallado de las unidades graníticas, la información de campo mesoestructural, la petrografía y análisis microestructural combinados con dataciones U-Pb en circones de cada unidad y su geoquímica.

7.2. Cronología de los Granitoides Mamil Choique

Los datos geocronológicos proporcionados en este trabajo restringen la historia de cristalización y enfriamiento de las diferentes unidades magmáticas de la Sierra de Mamil Choique (Fig. 22) entre los 288 y los 260 Ma.

El primer pulso magmático reconocido está representado por el Monzogranito Cerro Mojón, que es la unidad más antigua de la Sierra, ya que se obtuvieron tres edades U-Pb en circón muy coherentes entre sí. Las mismas se interpretan como su edad de cristalización: $288,9 \pm 0,4$ Ma (muestra G89), $288,1 \pm 0,7$ Ma (muestra RC3) y $287,1 \pm 1$ Ma (muestra RC4). En todos los casos se reconocieron circones heredados: antecristales de ~300 a 320 Ma, y xenocristales de ~400, ~450 y ~600 Ma en dos de ellas y de 981 Ma en una (ver apartado 5.1.2).

Este pulso magmático es seguido, luego de un intervalo de ~7 Ma, por las granodioritas bandeadas y monzogranitos de la Granodiorita Huenchuquil, con una edad U-Pb circón SHRIMP de 281 ± 2 Ma (Pankhurst et al., 2006). En esta datación los autores

informaron tres edades de circones heredados en 290 (antecristal), 745 y 1031 Ma. Las observaciones de campo indican que la unidad Monzogranito Amaya es como mínimo anterior a la Granodiorita Huenchuquil, ya que se observaron relaciones de intrusividad de esta última en la primera. Las edades K-Ar en biotita (muestra 88-44, este trabajo, y AB71, Varela et al., 2005), indicaría que la GH estuvo a $\approx 300^\circ\text{C}$ en los $249,7 \pm 5,3$ o 254 ± 9 Ma. Dado que hay un intervalo de 30 Ma entre la temperatura de cristalización y la de enfriamiento se pueden postular dos ideas: un enfriamiento muy lento, lo cual es compatible con la sucesión de eventos magmáticos observados en la Sierra, o bien una apertura del sistema isotópico de biotita con anterioridad a la edad obtenida. El sistema K-Ar en la biotita puede verse perturbado y reseteado parcialmente, particularmente en regiones con altos gradientes geotérmicos o bien durante eventos metamórficos o por procesos hidrotermales.

El siguiente evento magmático corresponde a la intrusión de los Monzogranitos Nahuelfil y Antinao, con edades de cristalización de $278,9 \pm 1,0$ Ma y $278,0 \pm 2,5$ Ma, respectivamente. Los datos medidos incluyen circones heredados, antecristales de ~ 297 Ma, y xenocristales de ~ 380 , ~ 432 y ~ 1792 Ma. Este intervalo relativamente estrecho entre la GH y los MN y MAnt sugiere la posibilidad de una vinculación entre estas unidades por un proceso de diferenciación magmática (que se desarrollará en el siguiente capítulo). En ambas unidades monzograníticas se registró una edad joven de $263,7 \pm 0,9$ Ma y $265,5 \pm 1,8$ Ma, que podría interpretarse como un evento superpuesto de recristalización-cristalización de características hidrotermales, lo que explicaría los valores anómalos y muy altos de U en varios cristales del grupo de los más jóvenes identificados en ambas muestras (anexo 13.1.a). Tanto los granitoides de las unidades Amaya y Cerro Mojón presentan evidencias de deformación submagmática y sólida de alta temperatura, mientras que la Granodiorita Huenchuquil y monzogranitos Nahuelfil y Antinao, exhiben deformación en condiciones magmáticas, en algunos casos hasta submagmáticas o no están deformados. En consecuencia, el magmatismo sin-deformacional que se evidencia con microestructuras desarrolladas desde el estado magmático al estado sólido de alta temperatura es anterior a ~ 281 Ma.

El magmatismo en la Sierra continúa con el Leucogranito La Pintada. Se observa a partir de los datos de campo, que esta unidad está en contacto intrusivo con Huenchuquil, Nahuelfil y Antinao. La problemática que presenta la edad de esta unidad es que nuevamente los circones registran dos edades: una más antigua de $274,3 \pm 0,3$ Ma y otra más joven de $260,3 \pm 0,4$ Ma. Como se explicó en el apartado de geocronología, los resultados de esta muestra fueron muy complejos de analizar, ya que en su mayoría resultaron ser discordantes y mostraron una alta pérdida de plomo, dando indicios de que el sistema isotópico de la unidad

LLP ha sido en gran medida perturbado. Finalmente, el último pulso magmático intrusivo de la Sierra está representado por los diques pegmatíticos moscovíticos $\pm$ granatíferos, con edades Ar-Ar en moscovita de ~ 250 Ma y dos edades K-Ar en moscovita de $257,4 \pm 2,9$ Ma y $265,1 \pm 6,3$ Ma. En el extremo nororiental de la Sierra del Medio e intruyendo un monzogranito biotítico-moscovítico se obtuvo una edad K-Ar de $252,4 \pm 2,6$ Ma en moscovita. Dados los errores de las edades K-Ar, se interpreta que las edades más viejas indicarían un primer evento pegmatítico y las más jóvenes un nuevo evento pegmatítico en la historia magmática de los Granitoides Mamil Choique la cual se extendería así hasta el Triásico temprano.

En síntesis, el primer pulso de los Granitoides Mamil Choique tiene una edad de 288 Ma y está representado por los monzogranitos de Cerro Mojón y de Amaya. Luego de un gap magmático de aproximadamente 7 Ma, habría ocurrido un segundo pulso magmático en donde cristalizan las granodioritas y monzogranitos de Huenchuquil en 281 Ma, junto con los monzogranitos de Nahuelfil y Antinao a los ~ 278 Ma y finalizando, mediante un proceso de diferenciación magmática, con la unidad leucogranítica de La Pintada en 274 Ma. Finalmente las edades de 265, 263 y 260 Ma registradas en los anillos de circón de MN, MAnt y LLP (ver apartados 5.1.3 y 5.1.4) pueden interpretarse de dos maneras: a) las edades jóvenes corresponden a un evento magmático con alto contenido de fluidos que podría corresponderse con los diques y sills pegmatíticos intrusivos, con edades K-Ar cercanas de 265 y 257 Ma y resultarían del crecimiento de circón en equilibrio con un diferenciado magmático tardío e hidrotermal de la unidad La Pintada (posiblemente de fluidos exsueles de granitos y pegmatitas mineralizadas, Schaltegger 2007).; o b) la edad de cristalización del Leucogranito La Pintada se corresponda a la edad joven obtenida en los circones, de 260 Ma, correspondiendo las edades ca. 272 Ma a antecristales heredados de la misma cámara magmática. En esta segunda alternativa la intrusión de La Pintada podría afectar térmicamente a Nahuelfil y Antinao y formar sobrecrecimientos de circón muy ricos en U y generar alrededor de los 264 Ma, sobrecrecimientos de circón sobre cristales de 278 Ma.

Al presente, los datos y herramientas disponibles hacen difícil poder elegir entre estas dos posibilidades. Las evidencias serían más favorables para optar por la primera propuesta, dado el número de datos obtenidos y la posibilidad de procesos de diferenciación magmática (cristalización fraccionada) que vinculan el conjunto de monzo y leucogranitos. Diferenciar si las edades jóvenes de anillos en circones son producto de un proceso hidrotermal o si representan la generación de un nuevo granitoide donde se forman sobrecrecimientos de circón muy ricos en U requiere un estudio muy específico e inabarcable para la presente tesis. Las posibles formas de resolver esta pregunta a futuro podrían ser datar minerales de baja

temperatura o trabajar en microescala con los circones, tratando de identificar distintos dominios intracristalinos.

Las edades de moscovita Ar-Ar y K-Ar calculadas para las facies pegmatíticas arrojaron dos grupos de edades: un grupo más antiguo (dentro del error) de 265 ± 6 a 257 ± 3 Ma y otro más joven de aproximadamente 252–251 Ma. Las edades más antiguas calculadas para pegmatitas son edades primarias de enfriamiento ya que la temperatura de cierre del sistema isotópico de moscovita para cristales de pegmatitas es de 425°-450° C. Podría interpretarse como la generación de un pulso magmático tardío altamente diferenciado y de temperaturas más bajas que a su vez generaría el crecimiento de bordes en los circones de los granitos y afectaría las edades biotita de Huenchuquil. Las edades más jóvenes de ~250 Ma podrían bien representar edades de enfriamiento primario de un nuevo pulso pegmatítico independiente del resto de las unidades de la Sierra, o más probablemente ser edades reseteadas, producto de perturbaciones isotópicas de ambos sistemas. La primera opción resulta más probable debido a que estas edades ca. 250 también se encuentran en las biotitas de la Granodiorita Huenchuquil, lo que indicaría un enfriamiento lento del sistema que mantuvo temperaturas altas debido a la ocurrencia de eventos magmáticos superpuestos.

Las Tonalitas del Túnel, que afloran al norte del Río Chico (López de Luchi y Cerredo, 2008), pueden considerarse el pulso más antiguo del magmatismo representado por los Granitoides Mamil Choique. Su edad U-Pb en circón SHRIMP es de 295 ± 2 Ma (CUS 131, Pankhurst et al., 2006), mientras que su otra edad U-Pb en circón convencional es de 286 ± 13 Ma (AB 70, Varela et al., 2005). Una edad K-Ar obtenida en biotita de 250 ± 16 Ma (Varela et al., 2015) sugeriría una apertura del sistema isotópico K-Ar que puede ser producto de fluidos asociados con los eventos magmáticos más jóvenes. En este caso, la interpretación podría ser más amplia debido al elevado error del dato.

Al sur de la Sierra de Mamil Choique, en la Sierra del Medio (Fig. 4), afloran dos facies pérmicas descritas por Lagorio et al. (2022). La facies más antigua es un monzogranito biotítico-moscovítico de grano medio e inequigranular con foliación magmática, con una doble edad U-Pb en circón de 276 ± 6 Ma y 256 ± 8 Ma. Esta unidad podría ser comparable en edad y petrografía a los MN-MAnt, pero, a diferencia de la Sierra de Mamil Choique, carecería del carácter porfíritico. Esta doble edad reportada es, considerando los errores, equivalente a la encontrada en Nahuelfil y Antinao, lo que podría sugerir que esa perturbación, interpretada en Mamil Choique como un evento pegmatítico asociado a actividad hidrotermal, también afectó a la Sierra del Medio. La facies más joven, con una edad U-Pb en circón de 253 ± 2 Ma, es una granodiorita a monzogranito con fuerte foliación por flujo magmático y lineación

mineral. Debido a la falta de datos analíticos geocronológicos y a la diferencia de 35 Ma en las edades de cristalización entre esta unidad y las reconocidas en la Sierra de Mamil Choique, se impide cualquier correlación entre unidades, por lo que dicha unidad se correspondería con un pulso diferente. Asimismo, el dique pegmatítico ubicado al noroeste de la Sierra del Medio, intruido en un granito biotítico-moscovítico (descrito por Lagorio et al., 2022) equiparable al MN y MAnti, arrojó una edad de moscovita K-Ar de $252 \pm 2,6$ Ma (muestra 640). Esta edad es coincidente con las edades Ar-Ar obtenidas para el grupo de pegmatitas más jóvenes en el sector noreste de la Sierra de Mamil Choique, lo que sería otra evidencia de que el pulso pegmatítico de 250 Ma también se encuentra en la Sierra del Medio.

En definitiva, se puede afirmar que las edades de cristalización de la Sierra de Mamil Choique y de los afloramientos regionales asignados a los Granitoides de Mamil Choique indican la existencia de un magmatismo continuo y pulsátil entre los 295 y 274 Ma y un nuevo pulso magmático más diferenciado y enriquecido en elementos raros entre 265 y 260 Ma, con un aumento progresivo de SiO_2 hacia las unidades más jóvenes. A lo largo del sector occidental del Macizo Norpatagónico, el magmatismo pérmico se ubica dentro del mismo intervalo: 295 Ma para litologías menos diferenciadas como dioritas, tonalitas y granodioritas, y hasta 260 Ma para los granitos.

En el sector norte y noroeste del MNP, este intervalo temporal de los GMC estaría representado en la región de Comallo con la tonalita foliada de la Loma Miranda datada en 279 ± 18 Ma, la granodiorita de biotita no deformada en 281 ± 17 Ma y el gneiss tonalítico de 273 ± 9 Ma (Varela et al., 2005). Aunque las descripciones petrográficas son limitadas y los errores de dichas dataciones permiten una amplia interpretación, estas rocas se relacionan directamente con las unidades Monzogranito Cerro Mojón o la Granodiorita Huenchuquil debido a sus edades y petrografía. El intervalo temporal de los GMC también se observa en el Batolito de Mencué (Gregori et al., 2020), representado por la Migmatita de $284,8 \pm 1,3$ Ma, la Granodiorita de dos micas de $272,1 \pm 1,8$ Ma, el Granito Cura Lauquen de $264,1 \pm 1,4$ Ma y el Sienogranito La Blancura de $252,9 \pm 1,3$ Ma.

Hacia el sur de la Sierra de Mamil Choique también se reconocen unidades asimilables a los GMC como las granodioritas de Laguna del Toro de 294 ± 2 Ma (Pankhurst et al., 2006), que intruyen rocas metamórficas del Devónico unos 50 km al sureste de la Sierra. Las edades de biotita K-Ar de 274-270 Ma (Lagorio et al., 2022) así como su contenido de hornblenda y titanita euhedral, la foliación de flujo magmático y la presencia de *schlieren* sugieren una correlación directa entre las granodioritas de Laguna del Toro y las Tonalitas del Túnel. Sus equivalencias en firmas isotópicas también apoyan esta correlación (ver capítulos 8.3). Hacia el este, el Granito Yancamil tiene una edad U-Pb en circón de 272 ± 14

Ma recalculada por González et al. (2021), quienes indicaron que el Granito Yancamil fue la fuente de los circones de 275-272 Ma heredados en las ignimbritas de 245 Ma de la Formación Calcatapul. Esto implica que al menos una parte de los Granitoides Mamil Choique fueron exhumados antes de los 245 Ma. Las edades Ar-Ar en moscovita y K-Ar en moscovita y biotita para la Sierra de Mamil Choique y la Sierra del Medio apoyarían una historia de enfriamiento previa a los 245 Ma, por lo que finalmente todas las edades Ar-Ar y K-Ar de 250 Ma podrían ser efectivamente edades de enfriamiento originadas por el levantamiento de la Sierra y por ende la exhumación de las unidades.

Por último, el Granito Gudiño-Urbe de 235 ± 6 Ma (K-Ar en biotita, Lagorio et al., 2022) no estaría representado en la Sierra de Mamil Choique, siendo que esta edad sugiere una historia compleja de exhumación diferencial al norte y sur de la Sierra de Calcatapul.

Como conclusión el magmatismo de Mamil Choique se encuentra restringido a las edades de las unidades de la Sierra de Mamil Choique y Río Chico. Con los datos publicados al presente, este intervalo temporal no se encontraría completamente representado en la Sierra del Medio, pero sí en otros sectores del borde suroccidental del MNP como en Mencué y Comallo en el norte o Laguna del Toro y Yancamil hacia el sur (Fig. 4).

7.3. Cronología del basamento de los Granitoides Mamil Choique

Las edades detríticas y metamórficas de la Formación Cushamen y el Complejo Colohuincul, en sus protolitos sedimentarios, ígneos o metamórficos, aún están en discusión, con intervalos de edades de ~370 Ma, ~440 Ma, ~500-700 Ma, ~800-900, una gran intensidad de picos mesoproterozoicos entre ~1089-1285 Ma e inclusive paleoproterozoicos y arqueanos. Aunque existe superposición en sus grupos de edades, se observa una notable diferencia en las edades detríticas más jóvenes entre ambas unidades: en el Complejo Colohuincul, las edades más jóvenes son de aproximadamente 440 Ma, mientras que en la Formación Cushamen, aunque el pico prominente también es de alrededor de 440 Ma, se registran picos menores y edades aisladas que indican la presencia de circones aún más jóvenes, cercanos a los 370 Ma (López de Luchi et al., 2022 y referencias allí citadas).

Las muestras analizadas en este trabajo, la RC74b y la RC78b, corresponden a septos en contacto con el Monzogranito Cerro Mojón. El esquisto biotítico RC74b presenta picos en 229, 285, 429-520, 606, 667, 1089, 1285 y 1785 Ma. El pico más joven está definido por tres circones con razones Th/U muy bajas y carecería de significado geológico, ya que no se reconocerían eventos de esa edad en otras muestras de la Sierra. El siguiente pico, en 285 Ma, dentro del margen de error, coincide con la edad de la unidad bandeada y foliada del

Monzogranito Cerro Mojón. Excepto por la ausencia del pico ordovícico, los restantes picos del Cámbrico, Ediacárico y Mesoproterozoico son consistentes con los observados para la Formación Cushamen en la Cuesta de Rahue, San Martín de los Andes, Comallo, Cañadón La Angostura, Maitén o Esquel, entre otros (Hervé et al., 2005, 2016, 2018; Pankhurst et al., 2006; Serra Varela et al., 2016; Uritiz et al., 2018; Marcos et al., 2020). Una característica notable que destaca es la intensidad pronunciada de los picos en 1089 Ma y 1285 Ma. Al considerar todos los datos detríticos disponibles de la Formación Cushamen, el intervalo 1000–1300 Ma está presente de manera consistente en todas las muestras de la literatura (López de Luchi et al., 2022). Por el contrario, la edad de 285 Ma únicamente aparece en la Formación Cushamen de la Sierra de Mamil Choique y se corresponde a crecimientos de bordes de circón, generado por la intrusión de las unidades monzograníticas de Cerro Mojón y/o Amaya, por lo que no es casual que esta edad pérmica sólo se registre en la muestra de Cushamen de la Sierra y no en otras muestras de la Formación Cushamen en el Macizo o en las del Cañadón la Angostura. Esta edad de 285 Ma es interpretada como edad de la anatexis, y se asocia al proceso de fusión parcial producto del gran volumen de intrusivos representados por la Granodiorita Huenchuqil.

La leucotonalita RC78b presenta una edad concordia de $272,4 \pm 1,1$ Ma, con un patrón notable de circones heredados de ~419, ~490, ~550, ~620-650, ~840, ~1030, ~1080, 1158, 1272 y 1504 Ma. Este patrón en su herencia, junto con su relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7102 harían asimilable esta leucotonalita a la Formación Cushamen y no a alguna facies granítica de los Granitoides Mamil Choique. El patrón de edades de circón heredadas silúrica, ordovícica, cámbricas y proterozoicas serían consistentes con lo observado regionalmente para las muestras de la Formación Cushamen. La presencia de esta leucotonalita que puede interpretarse como un fundido parcial de la Formación o los protolitos de la Formación Cushamen indica que ca. 272 Ma primaban en la corteza de esta región condiciones de alto gradiente térmico, que pudieron haber controlado reacciones de fusión favorecidas por la presencia de agua y generar fundidos parciales. Estos fundidos habrían migrado ya que no se reconocen reacciones de fusión o bien minerales peritéticos en los septos de la Formación Cushamen.

Como conclusión, la Formación Cushamen, que aflora en la Sierra de Mamil Choique en forma de septos discontinuos, presenta poblaciones de circones de edad semejante a otras unidades del oeste del MNP consistentes con el resto de la unidad en el área occidental del MNP, con una edad máxima de depositación silúrica temprana, mientras que la edad de la leucotonalita corresponde a un proceso de fusión parcial generado por el magmatismo de los Granitoides Mamil Choique en la Sierra homónima.

7.4. Condiciones de cristalización

A partir de las composiciones de anfíbol-plagioclasa que se utilizan como un proxy para establecer condiciones de presión y temperatura con termobarómetros y junto con las edades de enfriamiento, se estimaron las tasas relativas de exhumación y enfriamiento del sistema magmático. Este análisis se hizo particularmente para la unidad Granodiorita Huenchuquil, de la que se obtuvieron datos de química mineral, pero podrían ser extrapolables para las unidades Monzograníticas de Nahuelfil y Antinao, dado que debido a su vinculación magmática y sus edades se entienden como parte del mismo pulso magmático. La termobarometría de anfíbol-plagioclasa sugiere un emplazamiento intermedio a somero para la Granodiorita Huenchuquil con presiones promedio de 4,6 kbar y temperaturas cercanas a los 690°C (según lo presentado en el capítulo 6.3.).

Para delimitar aún más las condiciones de intrusividad, se analizó la secuencia de cristalización de la paragénesis mineral de la Granodiorita Huenchuquil a partir de observar y describir las relaciones texturales intercristalinas e intracristalinas. La petrografía indica una secuencia primera de un anfíbol₁ ± plagioclasa ± allanita + epidota + titanita ± biotita₁ y luego una segunda etapa con una biotita₂ + minerales opacos ± anfíbol₂. Como se describió en el apartado de geología hay dos generaciones de anfíbol y biotita, siendo el anfíbol₁ solamente reconocible por las formas cristalinas equidimensionales reemplazadas por microtexturas simplectíticas de cuarzo y biotita verde (ver apartado 4.3). Así mismo, se reconoció epidoto magmático debido a su forma subhedral y su fuerte zonación con núcleos de allanita. Su aparición en la secuencia de cristalización es posterior al anfíbol₁, formando junto con biotita₁ agregados que rodean este primer anfíbol, siendo por lo tanto ligeramente previo o contemporáneo con la biotita₁ (Schmidt y Thompson, 1996).

El epidoto magmático cristaliza a partir de magmas tonalíticos y granodioríticos solo entre 600°C y aproximadamente 700°C, dependiendo del contenido de H₂O, y junto con biotita y plagioclasa (Zen y Hammarstrom, 1984). Los experimentos sobre la estabilidad del epidoto de Schmidt y Thompson (1996) indican que la secuencia de cristalización en los magmas tonalíticos es: hornblenda - plagioclasa - biotita - cuarzo - feldespato potásico, donde la ubicación del epidoto se mueve de hornblenda a feldespato potásico a medida que disminuye la presión (Schmidt y Poli, 2004). Dado que en las rocas de Huenchuquil, el epidoto cristaliza posteriormente al anfíbol₁ y, probablemente, a la plagioclasa subhedral, pero anteriormente o contemporáneamente a la biotita₁, se pueden estimar presiones entre 10 y 8 kbar (Schmidt y Thompson, 1996) para la cristalización del epidoto magmático. Esta diferencia entre la presión de 4-5 kbar calculada en base al anfíbol₂ y la estimación de presión de 8-10 kbar basada en la ubicación del epidoto en la secuencia de cristalización indicaría una cristalización temprana

del epidoto a 8-10 kbar y su posterior transporte junto al magma a niveles más superficiales de la corteza (Schmidt y Poli, 2004).

La temperatura de cierre del sistema K-Ar para la biotita es de entre 300-350°C (McDougall y Harrison, 1999) y representa la temperatura a la que se detiene eficazmente la difusión del argón radiogénico fuera de la estructura cristalina. En consecuencia, la edad K-Ar de la biotita se correspondería con el momento en que el sistema magmático se hallaba a 300-350°C. Dicha edad podría reflejar una edad primaria de enfriamiento, o podría indicar un calentamiento posterior que perturba y reabre el sistema isotópico. La edad de enfriamiento de $249,7 \pm 5,3$ Ma para la biotita de la Granodiorita Huenchuquil es interpretada en este trabajo como una edad de enfriamiento regional, compatible con otras edades de enfriamiento a nivel regional. Por lo tanto, dicha edad no estaría relacionada con el pulso leucogranito rico en fluidos que intruye en forma de diques toda la Sierra y es datado por las edades Ar-Ar y K-Ar en ~ 250 Ma. Estos pulsos podrían generar a su vez calentamientos locales que perturben y reabran el sistema isotópico generando edades aún más jóvenes que 250 Ma.

En resumen, el magma de la Granodiorita Huenchuquil comenzó su cristalización hacia los 281 Ma a una profundidad mínima de 26 km (8 kbar) basándose en la situación textural del epidoto y a una temperatura de $\sim 793^\circ\text{C}$ (termometría de Zr). Su emplazamiento habría ocurrido a niveles más someros de la corteza, entre 12 y 17 km de profundidad con presiones entre 4-5 kbar y una temperatura promedio de 690°C , como lo indican los resultados termobarométricos obtenidos con el anfíbol₂ o de segunda generación. Considerando la temperatura de saturación de zirconio como la temperatura en el momento de la cristalización, y la edad de biotita como la edad cuando el sistema magmático estaba a $\sim 300^\circ\text{C}$, se puede calcular una tasa de enfriamiento de $\sim 15\text{-}16^\circ\text{C}$ por Ma. Esta tasa de enfriamiento es relativamente lenta, aunque se consideraría que el enfriamiento de la GH podría no haber sido homogéneo, sino más rápido durante los primeros Ma y comparativamente más lento durante los últimos Ma de enfriamiento, cuando la unidad se encontraba a una profundidad más somera de emplazamiento. La intrusión de diques pegmatíticos con contactos netos que corresponderían a los eventos pegmatíticos tardíos de la unidad La Pintada, de edades cercanas a los 260 Ma, establecería un límite superior para la cristalización total de la Granodiorita Huenchuquil.

7.5. Relación entre magmatismo y deformación

Basado en las características mesoestructurales, como la foliación dominante en dirección ONO a NO, fue posible establecer campo de esfuerzo regional con una componente compresiva mayor en dirección NE-SO (en vista plana) que actuó durante el intervalo de

cristalización de 295 a ~285 Ma para el MCM y MA, posiblemente también para las Tonalitas del Túnel. Este campo de esfuerzos afectó principalmente a la unidad Cerro Mojón, donde se observan microestructuras de deformación magmática, submagmática y de estado sólido a alta temperatura (ver apartado 4.2). Como consecuencia, el emplazamiento de Cerro Mojón habría sido sin-deformacional respecto del evento D3 regional (reconocido en su encajante metamórfico por López de Luchi y Cerredo, 2008), con deformación activa desde la cristalización, el emplazamiento y al menos las primeras etapas del enfriamiento del Monzogranito Cerro Mojón y probablemente de Amaya. En el MCM, la recrystalización por rotación de subgranos está indicada por agregados de cuarzo policristalino isorientados, lo que sugiere temperaturas de deformación de 400-500°C es decir que se registrarían al menos en algunas zonas que la actividad de este campo de esfuerzos alcanzó temperaturas medias. Este campo de esfuerzos se correlaciona directamente a nivel regional con el campo descrito en Colonia Cushamen (Giacosa et al., 2004) y Paso del Sapo (Renda et al., 2021) para el intervalo 330 a 300 Ma.

La Granodiorita Huenchuquil, de 281 ± 2 Ma, se caracteriza por un bandeamiento composicional que podría corresponderse con la segregación de fundidos favorecida por una deformación activa, pero dicha deformación no habría afectado su enfriamiento. Los granitoides Nahuelfil y Antinao de 278 ± 2 Ma no presentan evidencias de haber sido afectados por D3, pero si presentan rasgos de deformación en condiciones magmáticas como una alineación de los cristales de feldespato potásico subhedrales y sin evidencias de deformación interna insertos en una matriz que no registra deformación en estado sólido. Este alineamiento se dispone en dirección NNE-NE en el Monzogranito Nahuelfil, lo cual podría sugerir la redistribución de campo de esfuerzos con una rotación hacia el NO-SE del esfuerzo horizontal principal. Alternativamente alrededor de 281 Ma, el contexto geodinámico regional podría haber cambiado de compresivo a no compresivo o extensional. Una deformación posterior a ~285 Ma, con el mayor esfuerzo en dirección NO-SE (en vista plana-horizontal) habría controlado el emplazamiento de las unidades GH, MN y MAnt e incluso de LLP, así como los monzogranitos más antiguos de 276 Ma de la Sierra del Medio, donde se informó la existencia de foliación por flujo magmático NNO a NNE y de lineación mineral (Lagorio et al., 2022). La existencia de pliegues abiertos con ejes NE observados en los afloramientos de la Formación Cushamen en el Cañadon La Angostura (Fig. 2) permitió identificar un evento deformativo D4 (Cerredo y Lopez de Luchi, 1998) lo que podría haber ejercido un control débil para el ascenso y emplazamiento de los granitoides Nahuelfil. La estratificación magmática subhorizontal reconocida en La Pintada podría indicar una etapa de esfuerzo máximo correspondiente a la presión litostática. Este cambio en la redistribución del campo de esfuerzos está ligado al marco geotectónico, que se discutirá en el capítulo 10.

7.6. Consideraciones finales del capítulo

Los Granitoides Mamil Choique en su localidad tipo comprenden siete unidades tonalíticas a leucograníticas que abarcan un período de magmatismo activo entre 295 y 260 Ma, es decir, durante todo el Pérmico. Estos granitoides intruyeron a la Formación Cushamen. Las unidades más antiguas en la Sierra, el Monzogranito Amaya y el Monzogranito Cerro Mojón con edades de 288 ± 1 Ma (U-Pb en circón), están deformadas sincinemáticamente en relación con un evento regional D3. En consecuencia, la deformación regional D3, que indicaría una sigma 1 horizontal en dirección NE-SO, puede ser delimitada entre 290 y 280 Ma (Cisulariano). Este evento D3 afectó tanto a la Formación Cushamen (López de Luchi y Cerrredo 2008; López de Luchi et al., 2010) como a la Tonalita del Túnel de 295 ± 2 Ma (Pankhurst et al., 2006). Esta D3 podría corresponder a la Fase Orogénica San Rafael (Rapalini y Astini, 2005; Kleiman y Japas, 2009) en el sector suroccidental del Macizo Nordpatagónico. Estos cambios en el régimen geodinámico que afectaron a los Granitoides Mamil Choique podrían correlacionarse con la alternancia de períodos de horizontalización y verticalización de una subducción activa entre los 295 y 260 Ma. Esta discusión-conclusión se abordará en el capítulo 10.

La Granodiorita Huenchuquil junto con los Monzogranitos Nahuelfil y Antinao de 281 ± 2 Ma y 278 ± 2 Ma (U-Pb en circón) muestran solamente rasgos de deformación magmática. El desarrollo de una alineación de feldespatos potásicos en dirección NE en el Monzogranito Nahuelfil constituye una evidencia de deformación magmática y podría indicar una foliación débil que podría ser comparable a la descrita para los granitos de biotita-moscovita de 276 ± 6 Ma de la Sierra del Medio. Esta alineación NE podría atribuirse al evento deformativo D4 descrito regionalmente por Cerrredo y López de Luchi (1998) en el Cañadón La Angostura. El último evento magmático en la Sierra corresponde a los leucogranitos y pegmatitas graníticas no deformadas del Leucogranito La Pintada de $274 \pm 0,3$ Ma (U-Pb en circón). Las edades de enfriamiento calculadas por Ar-Ar y K-Ar para las facies pegmatíticas en diques y sills arrojaron dos grupos de cuerpos pegmatíticos: uno de 265 ± 6 a 257 ± 3 Ma y otro más joven de alrededor de 252-251 Ma. Estas edades, junto con las de las unidades de los Monzogranitos Nahuelfil y Antinao, también fueron encontradas en la Sierra del Medio, lo que correlacionaría estrechamente el magmatismo de ambas áreas.

La evolución magmática y la caracterización de la fuente del magmatismo de Mamil Choique serán abordados en el siguiente capítulo de discusión.

8. Evolución magmática de los Granitoides Mamil Choique: una fuente común para el magmatismo pérmico

8.1. Introducción a la discusión

Un aspecto para resolver en este trabajo es entender la fuente de origen y los procesos de diferenciación magmática que generaron los Granitoides Mamil Choique. ¿Fueron los GMC originados a partir de una única fuente? ¿Y a través de un único proceso de diferenciación magmática, como la cristalización fraccionada? ¿o estuvieron involucrados distintos pulsos magmáticos en su historia de intrusión?

En el presente capítulo se buscará caracterizar la fuente del magmatismo de los GMC y se realizará un modelado isotópico que propone una posible fuente magmática. Se discutirá la geoquímica de los GMC y sus implicancias geodinámicas, y finalmente, se abordarán las evidencias de cristalización fraccionada como proceso que relaciona las unidades graníticas. Todos estos apartados se sostienen en nuevos datos de geoquímica de roca total, datos isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd, edades U-Pb en circón y datos Lu-Hf en circón los que junto con la información publicada, permiten proponer un modelo sobre las fuentes y un proceso de diferenciación magmática mediante cristalización fraccionada para cada pulso magmático de Mamil Choique.

8.2. Caracterización de la fuente del magmatismo

Los Granitoides Mamil Choique son levemente metaluminosos a peraluminosos, mientras que otros granitoides del Paleozoico Tardío en el noroeste del MNP con intervalos de 60-78% SiO₂ han sido descritos como rocas metaluminosas tipo I y rocas peraluminosas tipo S (Pankhurst et al., 2006; López de Luchi y Cerredo, 2008).

Si bien la base de la clasificación S e I de los granitos realizada por Chappell y White (1974) según su fuente sedimentaria vs. ígnea/meta-ígnea se mantiene vigente, en las últimas décadas en los trabajos de petrología ígnea hay una clara discusión sobre los modelos propuestos para explicar cómo se genera la diversidad química observada en estos granitos. Particularmente basándose en las fuentes, los granitos tipo S tienen como fuente rocas metasedimentarias (de corteza superior) que son protolitos ricos en arcillas y comúnmente pueden ser metapelitas a grauvacas (Clemens et al., 2011; Chappell et al., 2012). Mientras que los granitos tipo I tienen como fuente rocas ígneas o metaígneas (de corteza inferior), de composiciones metaluminosas a peraluminosas, que pueden ser rocas andesíticas a dacíticas o granodioríticas a tonalíticas ricas en biotita y hornblenda (Clemens et al., 2011; Chappell et al., 2012). Si bien el criterio de fuentes es útil a priori para diferenciar estos tipos

de granitos S e I, así como también su geoquímica, con diferenciaciones de parámetros como ASI, #Mg, maficidad, etc., Chappell et al. (2012) reconocen que existe una convergencia composicional hacia altos contenidos de sílice, donde los granitos tipo S e I pueden superponerse químicamente. De hecho, autores como Clemens et al. (2011) plantean que la variación química alcanzada dentro de una serie de rocas graníticas es mayormente heredada de sus fuentes magmáticas, y que los procesos de diferenciación magmática contribuyen a complicar localmente las heterogeneidades primarias heredadas de la fuente.

En el presente estudio, la correlación negativa entre P_2O_5 vs SiO_2 y la correlación mayormente positiva entre A/CNK vs SiO_2 (ver apartado 6, Fig. 25 y 24 respectivamente) indicaría que los Granitoides Mamil Choique se asemejan más a los granitos tipo I (Clemens y Stevens, 2012). Gao et al. (2016) cuestionan el uso de estas relaciones P_2O_5 vs SiO_2 o A/CNK vs SiO_2 , para clasificar granitos peraluminosos como tipo S e I ya que demuestran que granitos con fuentes metasedimentarias tipo S pueden presentar firmas químicas similares a las de granitos tipo I, debido a procesos magmáticos como la cristalización fraccionada, por lo que resaltan el uso de los datos isotópicos como indicadores más confiables.

Para entender la posible fuente de los magmas de los Granitoides Mamil Choique, se compararon las composiciones de las rocas de estudio con las de fundidos resultantes de la petrología experimental. Esta idea fue tomada del trabajo de López de Luchi y Cerrero (2008), quienes hicieron esta comparación con la base de datos disponible en ese momento. La compilación de los datos experimentales disponibles fue tomada principalmente del trabajo de Gao et al. (2016 y referencias allí citadas), que presentan composiciones de elementos mayoritarios de los fundidos derivados de fusión parcial de materiales naturales o sintéticos dentro de rangos composicionales de rocas corticales. Para lograr esta comparación, se realizó una distinción entre los protolitos de la base de datos: anfibólicos, anfibólico-biotíticos, biotíticos y biotítico-moscovíticos, la presencia o ausencia de fluidos durante la fusión y los rangos de temperatura y presión. La comparación se realizó con los datos de facies menos evolucionadas, tanto de Cerro Mojón como de Huenchuquil, en diagramas que muestran la relación entre las proporciones de óxidos mayoritarios de los fundidos parciales experimentales en un rango de SiO_2 entre 55 y 65% y únicamente con las fuentes: anfibólicas, anfibólico-biotíticas y biotíticas. Utilizando las restricciones termobarométricas obtenidas en el apartado 6.3, de 690°C y entre 4 y 5 kbar, los fundidos experimentales obtenidos a presiones menores de 5 Kbar no fueron tenidos en cuenta, y se compararon especialmente con los rangos mayores a 5 kbar y menores a 20 kbar. Debido a la escasa cantidad de datos de la unidad Monzogranito Amaya, no se incluyó esta unidad en la comparación, pero su análisis se considera en paralelo al Monzogranito Cerro Mojón.

Las unidades menos diferenciadas de los GMC muestran un ajuste relativo con los fundidos experimentales generados a partir de fuentes con anfíbol o anfíbol y biotita, en presencia de fluidos, a temperaturas cercanas a 900°C y presiones que van de 5 a 15 kbar (Fig. 33).

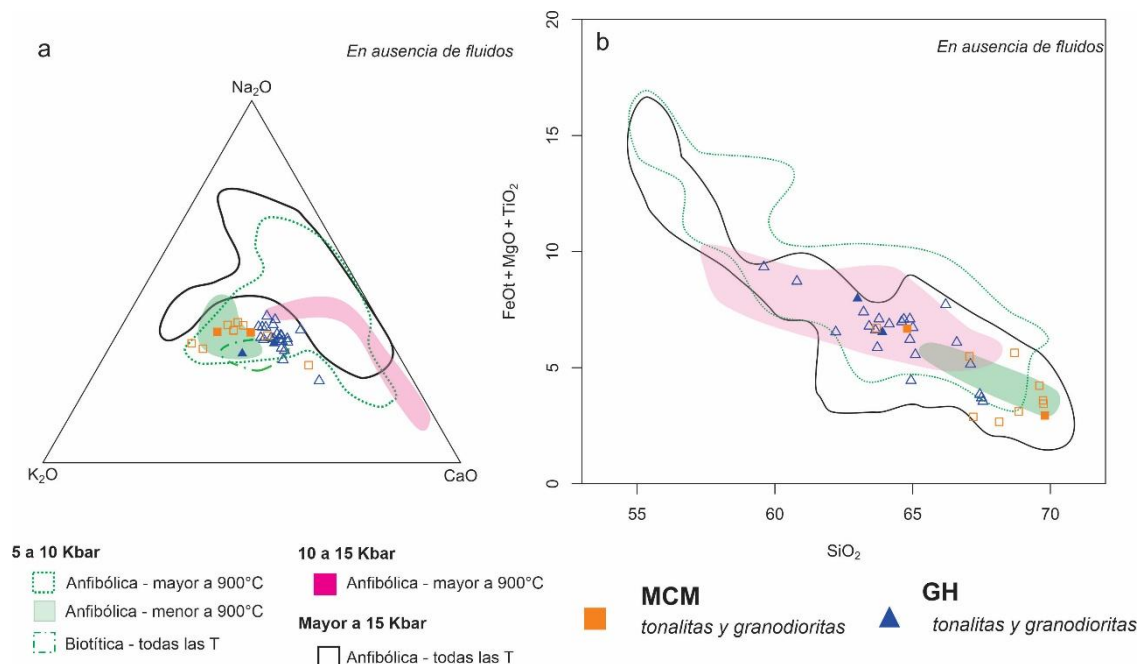


Figura 33: Relaciones de óxidos mayoritarios para las rocas menos diferenciadas de los Granitoides Mamill Choique (tonalitas y granodioritas del MCM y la GH). Los distintos campos composicionales se corresponden a los de los fundidos obtenidos experimentalmente de fuentes anfibólicas o anfibólico biotíticas en distintas condiciones de presión y temperatura obtenidos de la base de datos de Gao et al. (2016).

A su vez, estas condiciones de fusión de los magmas parentales de los GMC dependen no solo de la presión y temperatura (por ende, la profundidad) sino también de la disponibilidad de fluidos. Y la combinación de estas variables pueden generar distintos porcentajes de fusión de las fuentes.

La petrología experimental indica que la estabilidad de la plagioclasa depende en gran medida de la actividad del agua, la presión y la composición global del fundido (Conrad et al., 1988; Alonso et al., 2009, entre otros). En fuentes máficas, si la cantidad de H_2O es baja en el sitio de fusión, la plagioclasa permanece estable a presiones relativamente altas, de hasta 18 kbar (Peacock et al., 1994), y el granate es la fase estable con el fundido. En cambio, si hay agua presente, aumenta la solubilidad de los componentes anortita y albita en el fundido en relación con el componente de ortoclasa (Conrad et al., 1988). Así mismo, con altos contenidos de fluidos, las reacciones de fusión ocurren a temperaturas menores y se consumen biotita, plagioclasa, especialmente anortita, y cuarzo para generar anfíbol y

fundidos ricos en ortosa y/o albita junto con agua (Conrad et al., 1988). Cuando el agua accede a la región fuente, la plagioclasa y el cuarzo serán consumidos para producir un fundido peraluminoso y más rico en Sr. La presencia de agua está directamente relacionada con el contexto geodinámico en el que ocurren los procesos de fusión cortical y generación de fuente magmáticas. En el caso de los Granitoides Mamil Choique, como se expuso en la Introducción y como se discutirá en el capítulo 10, el contexto geodinámico propuesto es el de una subducción activa, en donde el aporte de agua y la presencia de fluidos están directamente relacionados con la deshidratación de la losa subducida.

La comparación de la signatura geoquímica de las distintas unidades de los Granitoides Mamil Choique indica que la Granodiorita Huenchuquil muestra un contenido relativamente alto de Al_2O_3 , que junto con altos valores de Sr y una leve anomalía negativa de Eu, implica que la plagioclasa no sería residual en la fuente. Esto también indicaría que hubo presencia de agua en la reacción de fusión que habría generado los términos más máficos de la Granodiorita Huenchuquil; estas condiciones favorecieron el consumo de la plagioclasa y el cuarzo, la aparición del anfíbol en el fundido y su alto contenido de Sr. Esta presencia de agua habría generado o bien temperaturas menores a los 900°C o bien mayores porcentajes de fusión de la fuente para el pulso magmático que generó Huenchuquil.

A un contenido comparable de SiO_2 de aproximadamente 64% en peso, el Monzogranito Cerro Mojón presenta un contenido de Sr más bajo, lo que sugiere una participación mayor de plagioclasa como residuo o una menor hidratación en la fuente. Estas diferencias en el contenido de fluidos se relacionan directamente con la temperatura y el porcentaje de fusión que generó los distintos pulsos de Huenchuquil y Cerro Mojón. Las relaciones $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ de ambas unidades se sitúan mayormente en torno a 13 y $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ en torno a 2 (ver apartado 6, Fig. 27d, e), lo que indica cantidades moderadas de granate o anfíbol en ambas fuentes, ya que las relaciones Gd/Yb y La/Yb se elevan significativamente en fundidos que coexisten con proporciones altas de anfíbol residual y especialmente de granate (Davidson et al., 2007 y referencias allí citadas).

La petrogénesis de las facies menos evolucionadas de los Granitoides Mamil Choique refleja variaciones en la temperatura y la presencia de agua durante la fusión parcial de un posible protolito anfibólico a anfibólico-biotítico, que generarían distintos porcentajes de fusión en la fuente, controlando la estabilidad de minerales clave como la plagioclasa o el anfíbol, y dando lugar a las diferencias mineralógicas y geoquímicas observadas entre las unidades.

8.3. Modelado isotópico

A partir del ajuste observable entre las unidades menos diferenciadas de los GMC y los fundidos experimentales de fuente máficas anfibólicas o anfibólico- biotíticas, se evaluó la posibilidad de la existencia de una fuente regional de estas características para los Granitoides Mamil Choique. Una posible fuente regional metaluminosa máfica portadora de anfíbol estaría representada por los fundidos de las unidades cuarzo-dioritas carboníferas de ca. 320 Ma del Cordón del Serrucho y del Morro de Sheffield, descritas por Pankhurst et al. (2006), Yoya et al. (2023) y Oriolo et al. (2023). Para validar esta idea se buscó analizar la signatura isotópica de los GMC, de su basamento y de los intrusivos carboníferos del margen andino del Macizo Nordpatagónico.

A partir de los datos isotópicos de Sr propios y obtenidos de la literatura, se puede establecer la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para cada unidad de los GMC: un valor de $0,7071 \pm 0,0001$ para el MA, un promedio de $0,7068 \pm 0,0002$ para MCM, de $0,7067 \pm 0,0001$ para GH, de $0,7065 \pm 0,0001$ para MN y MAnt y un promedio de $0,7065 \pm 0,0002$ para LLP (Dalla Salda et al., 1994; Pankhurst et al., 2006; este trabajo). Fuera de la Sierra, las Tonalitas del Túnel tienen un valor comparable de 0,7076 (Pankhurst et al., 2006), mientras que se calcularon relaciones de 0,7067 para la Sierra del Medio (Rapela et al., 1992). Valores similares se presentan en la literatura para las granodioritas de Laguna del Toro, los granitoides de Paso del Sapo, las granodioritas de Comallo o Paso Flores (Varela et al., 1991; Rapela et al., 1992; Varela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006). Todos estos valores, acotados al rango 0,706-0,707, evidencian una signatura isotópica homogénea para el magmatismo pérmico del área de estudio y de la región.

Por otro lado, la relación inicial de la Formación Cushamen es cercana a 0,710 (Ostera et al., 2001; Pankhurst et al., 2006), incluyendo a la muestra RC78b interpretada como producto de fusión parcial de Cushamen y cuya relación inicial es de 0,7102. Basándonos en estos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales, la Formación Cushamen podría ser un contaminante mezclado con una fuente más primitiva, como propusieron López de Luchi y Cerrredo (2008), quienes sugieren una mezcla homogénea de un manto enriquecido con fundidos de la Formación Cushamen como fuente para todos los Granitoides Mamil Choique. El contenido de circones heredados, cuyas edades son compatibles con las edades de poblaciones detríticas pertenecientes al patrón de la Formación Cushamen en los Granitoides Mamil Choique (Fig. 34), sería una evidencia a favor de esta idea de mezcla; como se ve en las muestras RC3, RC4, G89, Mac128, Ab71, RC130 y M118 (Fig. 34).

Los valores isotópicos para los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd de los GMC difieren también

de los del magmatismo carbonífero más cercano en la Precordillera Andina, en el Cordón del Serrucho, Morro de Sheffield o Cañadón de la Mosca. En estas rocas básicas a mesosilíceas del Carbonífero el promedio de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial es 0,7042 (ver apartado 6.2.1, Fig. 29a).

Estas tres signatures isotópicas tan disímiles entre sí, plantean la pregunta sobre cualquier posible relación petrogenética entre estas unidades. El hecho de que la firma isotópica sea homogénea alrededor de 0,706-0,707 para los Granitoides Mamil Choique, más baja que la del basamento de la Formación Cushamen y más alta que la de los magmas carboníferos de 330-320 Ma, puede coincidir con la hipótesis de asimilación propuesta por López de Luchi y Cerrredo (2008) y retomada en este trabajo: la relación inicial de Sr de las rocas básicas carboníferas habría sido modificada por contaminación con fundidos derivados de la fusión parcial de la Formación Cushamen.

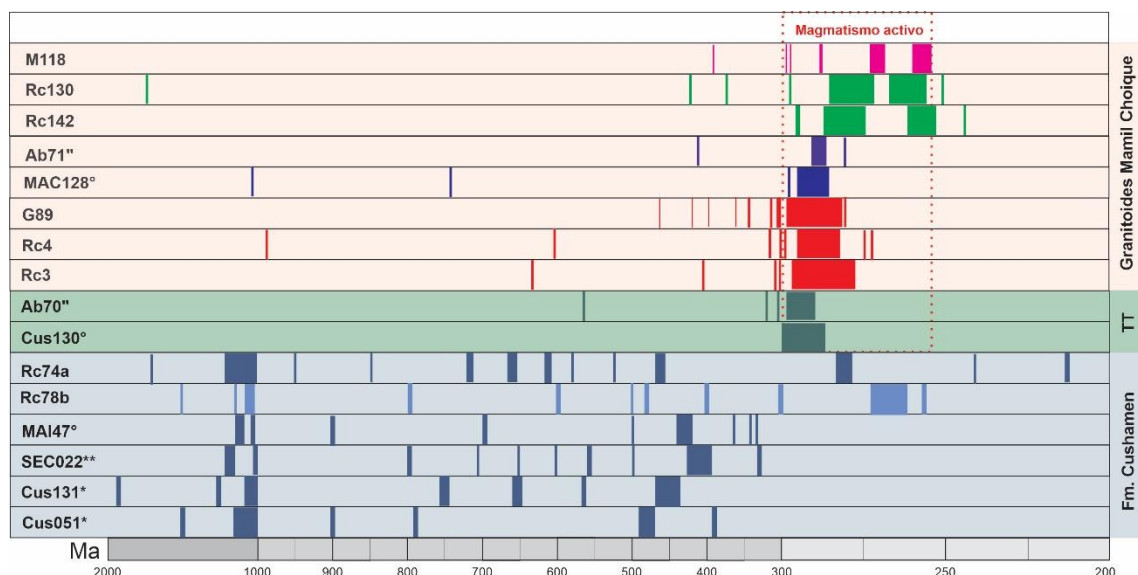


Figura 34: Edades U-Pb en circón obtenidas para las muestras de la zona de estudio de la Formación Cushamen y de los Granitoides Mamil Choique. Cada barra representa intervalos de edades obtenidas en cada datación. Las muestras de la Formación Cushamen son: Cus051, Cus131, SEC022 y MAI47, RC78b y RC74a (de este trabajo). La muestra Cus051 es de Colonia Cushamen y la Cus131 es del Cañadón La Angostura. La muestra SEC022 se ubica en las inmediaciones de Río Chico. La muestra MAI47 se ubica al sur de El Maitén. Las muestras de la Tonalita del Túnel son la Cus 130 y Ab70, ambas son de Río Chico. Las muestras de los GMC se encuentran dentro de la Sierra y son: Ab70, RC3, RC4, G89, Mas128, AB71, RC142, RC130 y M118. Las referencias bibliográficas son: *Hervé et al., 2018; **Hervé et al., 2005; ° Pankhurst et al., 2006; ° Varela et al., 2005.

Todas las unidades de Mamil Choique, muestran valores de ϵNd_t entre -3,2 y -4,8, al igual que las Tonalitas del Túnel, las granodioritas de Laguna del Toro, los granitos de Sierra del Medio, los granitoides de Paso del Sapo, las granodioritas de Comallo o Paso Flores (ver apartado 6.2.2, Fig. 29c). Estos valores son evidentemente diferentes a los positivos (hasta

2,6) que señalan una fuente mantélica de la cual derivarían las fuentes de las rocas carboníferas de la Precordillera Andina y extra-andina, como en Cordón del Serrucho, Cañadón de la Mosca y al SE de Colonia Cushamen. Por el contrario, las rocas metamórficas del basamento de los GMC o en otros sectores del MNP, como en El Maitén, Sañicó o las unidades metamórficas de Nahuel Niyeu al noreste, presentan valores negativos de ϵNd_t entre -7.8 y -5.8 (Varela et al., 2005, Pankhurst et al., 2006).

Dado que, según las relaciones de los elementos mayoritarios (sección 8.2.), se sugiere una fuente máfica, pero la firma isotópica indica un componente cortical para los GMC, se podría plantear una fuente máfica isotópicamente uniforme a nivel regional: la fuente de los GMC podría haber resultado de una mezcla entre fundidos parciales derivados de la Formación Cushamen y fuentes de magma empobrecidas, como las del magmatismo Carbonífero. Este magmatismo, que se genera entre aproximadamente los 330 y 320 Ma y está representado por las granodioritas y tonalitas de Serrucho o Cañadón de la Mosca (Pankhurst et al., 2006), o las dioritas cuarzosas de Lago Guillermo o Morro de Sheffield (Oriolo et al., 2023), podría haber inducido la fusión parcial de la caja metamórfica Cushamen. Esto podría haber llevado a la formación de un fundido parcial alto en sílice con una firma isotópica de Sr_i de 0,710, que se mezcló con un fundido máfico caracterizado por una firma isotópica de Sr_i de 0,704.

La mezcla fue modelada como un sistema binario utilizando un enfoque de modelización directa en lenguaje R de Janoušek et al. (2016), en donde la ecuación de mezcla para dos componentes extremos, 1 y 2, puede interpretarse como un promedio de las razones isotópicas (I_1 e I_2), ponderado por su respectiva fracción en masa dentro de la mezcla. Describiendo la fracción en masa del componente 1 como f_1 (con $f_1 + f_2 = 1$) y las concentraciones respectivas como C_1 , C_2 y C_M (Faure, 1986) se obtiene:

$$I_M = I_1 \left(\frac{C_1}{C_M} \right) f_1 + I_2 \left(\frac{C_2}{C_M} \right) (1 - f_1)$$

Así mismo, la mezcla también está regida por relaciones de balance de masa; y la composición de una mezcla M entre dos componentes extremos, 1 y 2, es:

$$C_M = f_1 C_1 + (1 - f_1) C_2$$

De estas dos ecuaciones, el parámetro de mezcla f_1 puede calcularse si se conocen las composiciones isotópicas y las concentraciones elementales de ambos componentes extremos, así como la composición isotópica de la supuesta mezcla (Janoušek et al., 2016).

Las muestras de tonalitas a granodioritas carboníferas SER-044 o MOS-043 (Pankhurst et al., 2006) se consideran como la composición inicial no contaminada, que es modificada por fundidos ricos en SiO_2 con signatura isotópica de la Formación Cushamen. Un buen ejemplo de un fundido con dicha signatura es la muestra leucotonalítica de RC78b (Tabla 3), interpretada como producto de la fusión parcial de la Formación Cushamen. El objetivo fue determinar la proporción de fundidos graníticos con la firma isotópica de las rocas de la Formación Cushamen necesaria en la mezcla para obtener los valores de la relación inicial de los GMC menos diferenciados: las granodioritas y tonalitas de Cerro Mojón y las granodioritas de Huenchuquil.

La fusión parcial por contacto en la roca de caja, de los intrusivos graníticos pérmicos, estuvo fuertemente influenciada por factores como la composición, la temperatura, la presión y la presencia de fluidos, especialmente de agua. Como se desarrolló en el apartado 4.1, las rocas de la Formación Cushamen son esquistos cuarzo biotíticos con presencia de plagioclasa y, en menor cantidad, de feldespato potásico. Mediante esta composición y la presencia de agua liberada durante la cristalización de las unidades magmáticas, se pudo haber generado la reacción de fusión parcial que involucra biotita, plagioclasa, cuarzo y agua (Patiño Douce y Harris 1999) restringida a condiciones experimentales de 700°C y 10 kbar.

Usando el método de cuadrados mínimos, se buscó combinar el fundido ejemplo (RC78b) y los posibles minerales del residuo para reproducir la composición de la fuente sin fundir (los *scripts* en R en anexo 13.8). Fue posible establecer que, a través de la reacción citada, con un porcentaje de fusión del 22%, se podría obtener una composición granítica como la de la muestra RC78b a partir de la composición media de la Formación Cushamen (anexo 13.8). Este tipo de fundidos representaría el extremo ácido que se mezcló con fundidos derivados de la fuente máfica.

Los resultados se resumen en la Tabla 3. Según el modelado, una relación de mezcla de entre 0,2 y 0,3 de fundidos derivados de la Formación Cushamen generaría las firmas isotópicas medidas para los Granitoides Mamil Choique, como en las muestras C7 de Cerro Mojón o la granodiorita 91RC13 de Huenchuquil. Para validar los resultados derivados del modelado isotópico, se aplicó un modelado simple de elementos mayoritarios utilizando un test de mixing (Janošek et al., 2016) entre las muestras dioríticas carboníferas SER-044 y MOS-043 y la muestra granítica de la Formación Cushamen. Los resultados arrojaron porcentajes de mezcla que van desde 0,2 hasta 0,4, lo que valida los porcentajes obtenidos en el modelado isotópico.

	Muestra	Sr	87Sr/86Sr(i)
Máficas	SER-044	453	0.7046
	MOS-043	373	0.7044
Basamento	Cushamen - 78b	430	0.7102
GMC - MCM	C7	403	0.7061
GMC - GH	DS13	551	0.7063
Fuente mafica	Mezcla	% de mezcla	Roca resultante
SER-044	Cushamen - 78b	0.27	C7
		0.31	DS13
MOS-043	Cushamen - 78b	0.27	C7
		0.3	DS13

Tabla 3: Resultados del modelado isotópico mediante el método de cuadrados mínimos de contaminación entre la Formación Cushamen y las rocas máficas de Cordón del Serrucho y Cañadón de la Mosca.

En conclusión, los Granitoides Mamil Choique pueden considerarse originados a partir de una única fuente magmática, generada a través de un proceso de mezcla que involucra un porcentaje de rocas máficas dioríticas emplazadas en el arco carbonífero, actualmente representado por las muestras del Cordón del Serrucho, Cañadón de la Mosca, Lago Guillermo o Morro de Sheffield (Pankhurst et al., 2006; Oriolo et al., 2023; Yoya et al., 2023), combinadas con una porción del basamento de la Formación Cushamen resultante de la fusión parcial, que actualmente estaría ejemplificado por muestras tonalíticas como la RC78b. Esta mezcla es esencialmente un proceso de asimilación; ya que la fuente máfica funde e incorpora un porcentaje del basamento. La presencia de los septos metamórficos dentro de la Sierra, como evidencia de campo, apoya esta hipótesis de asimilación. Por fuera de este modelado, un proceso de mixing no es viable en los GMC ya que no se ha registrado la presencia de enclaves microgranulares máficos ni zonaciones fuera de lo común.

Otra posibilidad alternativa es que la fuente de los GMC haya sido producto de mezcla de una corteza continental inferior, no representada en las muestras aflorantes, con alguna sección de la Formación Cushamen, o incluso por un reservorio magmático disponible durante el Pérmico que fue isotópicamente uniforme. Ya sea el escenario propuesto en este trabajo o esta segunda alternativa, la evidencia de una fuente isotópicamente homogénea para los Granitoides Mamil Choique, distinta de la firma de las demás unidades graníticas carboníferas y la muestra leucotonalítica coetánea es innegable.

Esta uniformidad isotópica lleva a considerar el modelo de cristalización fraccionada, donde distintos pulsos magmáticos se originaron de la misma fuente, ya sea a través de un proceso de mezcla o de un reservorio magmático uniformemente distribuido. Como se discutirá en la siguiente sección, se generaron dos pulsos magmáticos, lo que resultó en las

granodioritas y tonalitas Cerro Mojón y las granodioritas Huenchuquil. Las diferencias en el grado de fusión, las condiciones de presión y temperatura, o la presencia de fluidos llevaron a que uno de los fundidos cristalice en rocas que contienen mayoritariamente biotita, moscovita, apatita y minerales opacos, mientras que el otro fundido produjo rocas con contenidos considerables de anfíbol, biotita, titanita, allanita, epidoto y minerales opacos. La propuesta de los siguientes apartados es que cada uno de estos pulsos evolucionó a través de un proceso de cristalización fraccionada.

8.4. Diferenciación magmática: evidencias de cristalización fraccionada

En los apartados anteriores, los Granitoides Mamil Choique se definen como granitos tipo I, cuya fuente única sería producto de la mezcla de las fuentes que dieron origen a las rocas dioríticas-tonalíticas del Carbonífero alto con fundidos ricos en SiO_2 de la Formación Cushamen. Esta mezcla entre un magma máfico metaluminoso y un fundido cortical explica el alto contenido de K_2O (ver apartado 6.1, Fig. 24e).

A modo de resumen, se caracterizaron las granodioritas y tonalitas del MCM como rocas débilmente metaluminosas a peraluminosas, portadoras de abundante apatita, epidoto, allanita y magnetita, con un enriquecimiento moderado en LREE y una leve anomalía negativa de Eu. Las granodioritas y tonalitas de GH son rocas metaluminosas a débilmente peraluminosas, portadoras de anfíbol, epidoto, allanita, titanita, apatita y magnetita, con una ligera anomalía negativa de Eu, enriquecimiento en LREE y más enriquecida en Ga, Y, Nb, Zr y REE que las unidades equivalentes en SiO_2 de Cerro Mojón.

Por otro lado, los monzogranitos de Cerro Mojón y Amaya son rocas peraluminosas, con menores contenidos relativos de REE que las tonalitas y granodioritas de MCM, con leves anomalías negativas de Eu y relativamente enriquecidos en Sr, Ba, Rb. Los monzogranitos de Nahuelfil y Antinao son rocas peraluminosas, con patrones de REE negativos y de HREE cóncavos hacia arriba, denotando el fraccionamiento de anfíbol. Por último, el Leucogranito La Pintada es la unidad más diferenciada y peraluminosa, portadora de granate, con un patrón de REE con marcada anomalía negativa en Eu, debido al fuerte fraccionamiento de plagioclasa y con altos contenidos en Ga, Rb, Y y Nb y muy bajos contenidos en Sr, Ba, Zr.

En la distribución de elementos mayoritarios y trazas de los diagramas Harker se reconoce que los GMC menos diferenciados, es decir, las granodioritas y tonalitas del MCM y las granodioritas de la GH, corresponden a diferentes pulsos magmáticos (ver apartado 6.1, Figs. 25 y 26) ya que a iguales intervalos de porcentaje de SiO_2 muestran contenidos diferentes de ciertos elementos lo que implicaría el fraccionamiento de diferentes fases, como

también se discutió en el apartado 8.2. Esto sugiere que ambos pulsos cristalizaron a partir de magmas con composiciones iniciales diferentes, producto de diferencias en el porcentaje de fusión de su fuente y posteriormente tuvieron distintas historias de cristalización.

Entre las granodioritas y tonalitas de Cerro Mojón y sus monzogranitos, no se observa fraccionamiento de anfíbol ni depresión en el contenido total de REE, lo que se corresponde con su mineralogía. En cambio, si se observa un aumento en el contenido total de REE entre los monzogranitos (~200ppm) y las granodioritas-tonalitas (entre 100 y 200 ppm) (Fig. 28a). Este aumento podría indicar que, durante el proceso de fraccionamiento, los minerales que cristalizaron primero de las tonalitas-granodioritas (como biotita y plagioclasa) no incorporaron significativamente elementos de tierras raras. Esto dejaría una mayor concentración de REE en el magma residual del monzogranito, que luego cristalizaría con fases enriquecidas en REE. Esto se evidencia a su vez petrográficamente por el alto contenido de apatita de esta facies.

Las unidades más diferenciadas, con contenidos de $\text{SiO}_2 > 70\%$, de los monzogranitos de GH, MN y MAnt, podrían ser el producto de procesos de diferenciación magmática, como la cristalización fraccionada, de las facies menos diferenciadas de las granodioritas y tonalitas de Huenchuquil. Esto puede ser respaldado por los patrones de REE (Fig. 28b, c), donde se puede observar el fraccionamiento de anfíbol, evidenciado por la "forma de cuchara" del patrón de HREE en los monzogranitos de Huenchuquil (Fig. 28b) o la depresión en el contenido total de REE entre los monzogranitos (hasta 100ppm) y las granodioritas de Huenchuquil (entre 350 y 100ppm), lo que evidencia el fraccionamiento de apatita, titanita o incluso monacita, que son fases comunes en estas rocas. De manera similar, se puede observar una anomalía negativa de Eu en los monzogranitos de Nahuelfil y Antinao, lo que indica el fraccionamiento de plagioclasa (Fig. 28c).

La variación química entre diferentes facies de las unidades de los GMC se modeló por cristalización fraccionada. Aplicando la ecuación de Rayleigh (ver anexo 13.9) a los datos geoquímicos de roca total, se desarrolló un modelo consistente de cristalización fraccionada, vinculando las facies menos diferenciadas de la GH con las facies más diferenciadas de esta unidad, así como con los monzogranitos de las unidades Nahuelfil y Antinao. Se determinaron composiciones promedio de elementos traza, en particular Rb, Sr, Y y Nb, para las granodioritas de GH, basándose en las unidades menos diferenciadas. Así mismo se obtuvieron los coeficientes de partición de la base de datos GERM (ver datos en anexo 13.9), obtenidos de rocas de litologías asimilables a las rocas estudiadas. Modelando estas composiciones a través de la cristalización fraccionada de anfíbol, biotita y plagioclasa, se obtuvieron resultados consistentes con la composición de las muestras monzograníticas más

evolucionadas de los GMC: los monzogranitos de Nahuelfil y Antinao. Los resultados pueden verse en la figura 35, para fraccionamientos modelados según la relación Sr/Y, Rb/Nb y Rb/Y.

A partir de la composición promedio de las granodioritas menos diferenciadas de Huenchuquil, se determinó que, con un fraccionamiento de 55 a 47% de anfíbol y 45 a 53% de biotita (o incluso de hasta un 8% de plagioclasa), y con hasta un 30-40% de cristalización, se obtienen composiciones como las de los monzogranitos de Huenchuquil (Fig. 35). Usando la misma composición inicial granodiorítica, pero con un 50% promedio de cristalización y fraccionando entre 25 a 31% de biotita, 10 a 42% de plagioclasa y 26 a 36% de anfíbol, se obtienen composiciones comparables a las de los monzogranitos de Nahuelfil y Antinao (Fig. 35). Este fraccionamiento de plagioclasa se puede observar entre el MN y MAnt con la GH en la anomalía negativa de Eu (Fig. 28c, g y k), mientras que, entre los monzogranitos y granodioritas de la GH, el único fraccionamiento modelable es el de biotita y anfíbol, lo cual coincide con la baja anomalía de Eu observada en los patrones REE de los monzogranitos de Huenchuquil.

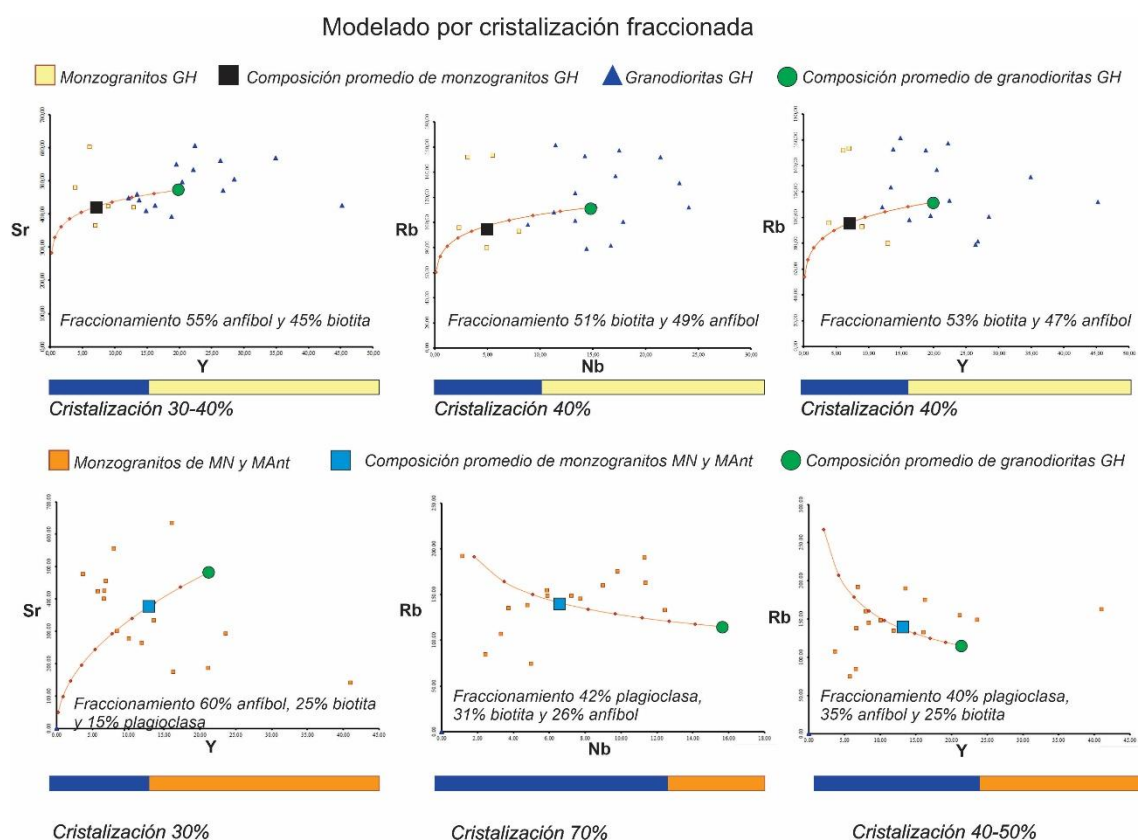


Figura 35: Modelos de cristalización fraccional ejemplificados con los diagramas bivalentes de Sr vs Y, Rb vs Nb y Rb vs Y, para las granodioritas y los monzogranitos de Huenchuquil y entre las granodioritas de Huenchuquil y los monzogranitos de Nahuelfil y Antinao.

Respecto a la unidad más diferenciada de los GMC, una posibilidad es que los leucogranitos del Leucogranito La Pintada también sean un producto altamente diferenciado de este proceso de cristalización fraccionada a partir del magma parental de los monzogranitos Nahuelfil o Antinao. Modelando esta posibilidad, se puede obtener que fraccionando 70 a 75% de plagioclasa, 15% de feldespato potásico y 10 a 15% de biotita, se obtendrían composiciones de elementos traza equivalentes al LLP, con un porcentaje de cristalización apenas superior al 50% (Fig. 36). La disminución de la relación K/Rb que en estos leucogranitos varía entre 100 y 170, respalda el fraccionamiento de feldespato potásico y biotita, ya que estos valores son menores que el promedio de K/Rb, mayor a 200 para el resto de las unidades de los Granitoides Mamil Choique. El modelado por cristalización fraccionada fue posible con los pares de trazas Sr-Y y Rb-Y, pero no con Rb-Nb, ya que se observa un mayor contenido de Nb en los fundidos del LLP que en el modelado (Fig. 36). Esta incompatibilidad puede explicarse por dos motivos: ya sea por una dificultad en la determinación del Nb en las muestras o por la posibilidad de que los fundidos del LLP hayan cristalizado algún mineral portador de Nb. Esta última alternativa se correspondería con la existencia del mineral columbita reconocido en las facies pegmatoides del Leucogranito La Pintada y estaría sugerida también por el contenido ligeramente más alto de Ta en los leucogranitos.

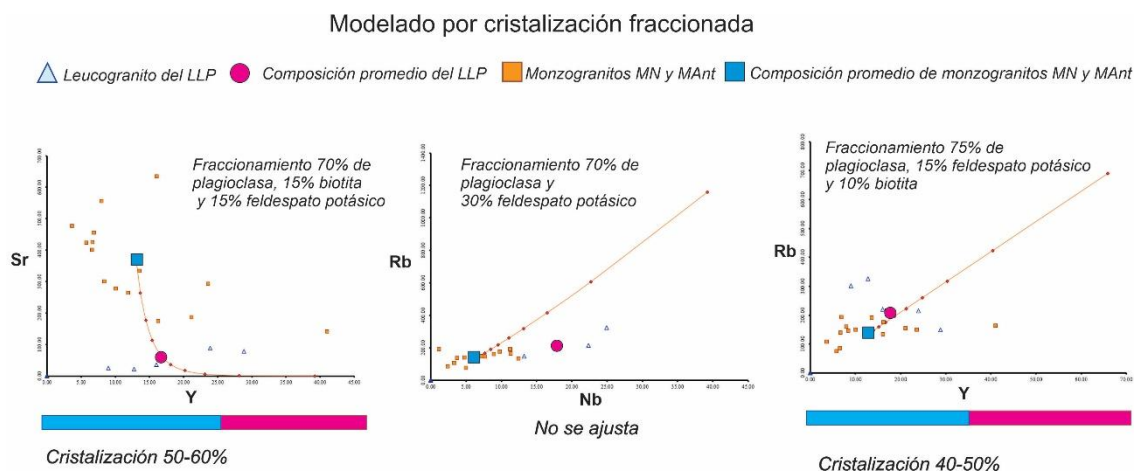


Figura 36: Modelos de cristalización fraccional con los diagramas bivariantes de Sr vs Y, Rb vs Nb y Rb vs Y, entre los monzogranitos de Monzogranito Nahuelfil y Monzogranito Antinao y los leucogranitos del Leucogranito La Pintada.

8.5. Consideraciones finales

Los Granitoides Mamil Choique representan un magmatismo complejo que evolucionó a través de múltiples pulsos magmáticos, con cristalización fraccionada, entre otros procesos. Rocas como los monzogranitos de Cerro Mojón o las granodioritas de Huenchuquil y los

monzogranitos de Nahuelfil-Antinao muestran distintos grados de diferenciación, lo que sugiere que se originaron a partir de pulsos magmáticos distintos, cada uno con historias de cristalización particulares.

Los análisis isotópicos de los GMC revelan una signatura isotópica homogénea, con una razón inicial de Sr en torno a 0,7060 y valores de ϵNd_t entre -3,2 y -4,8, que los distinguen tanto del basamento metamórfico de la Formación Cushamen como de las rocas magmáticas carboníferas de los Andes Norpatagónicos. Estas signaturas sugieren una mezcla entre fundidos parciales derivados de la Formación Cushamen y fuentes mantélicas empobrecidas, específicamente asociadas al magmatismo Carbonífero de la región. Este modelo de mezcla se ve respaldado por un modelado isotópico binario, que estima que entre un 20% y un 30% de los fundidos originados a partir de fundidos parciales de la Formación Cushamen, se combinaron con fundidos máficos procedentes de fuentes magmáticas carboníferas.

Además, la evidencia geoquímica respalda la existencia de cristalización fraccionada como mecanismo de diferenciación magmática, ya que entre las unidades menos diferenciadas del batolito, como las granodioritas de Huenchuquil, y los monzogranitos Nahuelfil-Antinao, se evidencian signos de fraccionamiento de anfíbol, biotita y plagioclasa. Este proceso contribuyó a la evolución de los magmas de Mamil Choique y a su diferenciación en diversas unidades, con fases minerales específicas como apatita, titanita, epidota, allanita y anfíbol desempeñando un papel clave en la diferenciación de sus composiciones. Con la unidad Leucogranito La Pintada se evidencia el fraccionamiento de plagioclasa y feldespato potásico.

9. Naturaleza de las intrusiones pegmatíticas

El estudio de las pegmatitas de los Granitoides Mamil Choique debe estar intrínsecamente relacionado a su fuente granítica, y por ende de toda la fuente del magmatismo Pérmico del sector suroccidental del MNP. Como explican Cerný et al. (2012) en su trabajo, estudiar los elementos traza en las pegmatitas es fundamental ya que “si los elementos traza que se incorporan al fundido fuente de los granitos, se comportaran como perfectamente incompatibles en todas las fases cristalinas subsecuentes, entonces las pegmatitas presentarían una firma amplificada de ese patrón de elementos traza”. Es por este motivo que en este apartado se buscará clasificar las pegmatíticas del Leucogranito La Pintada y discutir su firma de elementos traza y tierras raras en micas.

Como se describió en el apartado 4.3, las pegmatitas de los GMC se presentan como diques de ángulo variable y subhorizontales de tamaño variable. Son portadoras de grandes cristales euhedrales de feldespatos potásicos y de cuarzo de hasta 10 cm, junto con moscovita, granate y, en muchos casos, se reconoció un mineral color pardo oscuro, opaco, de hábito prismático y de brillo submetálico interpretado como posible columbita. Los diques intruyen con contactos netos a las unidades Huenchuquil, Nahuelfil y Antinao en todo el sector norte y noreste de la Sierra.

Para clasificar las pegmatitas del LLP, se utiliza la clasificación de familias propuesta por Cerný y Ercit (2005). Debido a la presencia de minerales portadores de elementos raros como la columbita observada o la lepidolita/espodumeno informada en la bibliografía (Sesana, 1968), estas pegmatitas se clasifican como pegmatitas de la familia LCT, de clase elementos raros, subclase litífera y tipo compleja (Cerný y Ercit, 2005, 2012). Las pegmatitas tipo LCT típicamente tienen altos contenidos, y se enriquecen progresivamente en, Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta, Nb (con $Ta > Nb$) (Cerný y Ercit, 2005). Según estos autores son producto de la diferenciación de plutones graníticos, emplazados en su mayoría a profundidades intermedias o relativamente someras, entre 2 y 4 kbar, y bajas temperaturas, entre 450° y 650°C, y caracterizados por una tendencia a acumular concentraciones económicas de elementos raros.

La presencia de minerales portadores de Li con altos contenidos de LiO_2 u otros elementos raros ha sido nombrada en la bibliografía a partir del informe de Luis Sesana (1968). En dicho informe el autor explica que, a partir del relevamiento realizado en 1966, cuando estaba en proceso la Hoja Geológica “Río Chico”, se realizaron análisis que arrojaron valores promedio de 1,96% de LiO_2 y se clasificaron las micas como lepidolitas. Luego, en el informe de 1968, indica resultados de entre 0,4 y 1,2% de LiO_2 en hojuelas de micas

estudiadas. Finalmente, el autor indica que el óxido de litio estaría presente en las pegmatitas y granitos pegmatíticos tanto en el microclino (hasta 1,4%) como en las micas (de 0,45 a 1% de LiO_2), y en los análisis de roca total de granitos aplíticos, granodioritas, granitos pegmatíticos y tonalitas en un promedio de 0,5 % de LiO_2 . Las localidades de estos datos informadas por el mapa del informe de 1968 se encuentran en la figura 37.

En el presente trabajo, se obtuvieron datos de Li (ppm) en roca total y de Li (ppm) en moscovitas de diques pegmatíticos. En los análisis de roca total, se observa un rango de entre 20 ppm y hasta 90 ppm de Li, siendo el promedio en el Monzogranito Amaya de 25 ± 7 ppm, en el Monzogranito Cerro Mojón de 50 ± 10 ppm, en la Granodiorita Huenchuquil de 50 ± 28 ppm y en el Monzogranito Nahuelfil y el Leucogranito La Pintada valores de un único dato de 30 ppm de Li. En el mapa de la figura 37 puede observarse que los valores más altos de Li fueron obtenidos en las ubicaciones de las muestras RC50 y RC286, muestra muy cercanas a los estudios de Sesana y del área de afloramiento del Leucogranito La Pintada. Por otro lado, en los análisis de Li en ppm de las moscovitas los valores tienen un rango de 82 a 339 ppm (apartado 6.3).

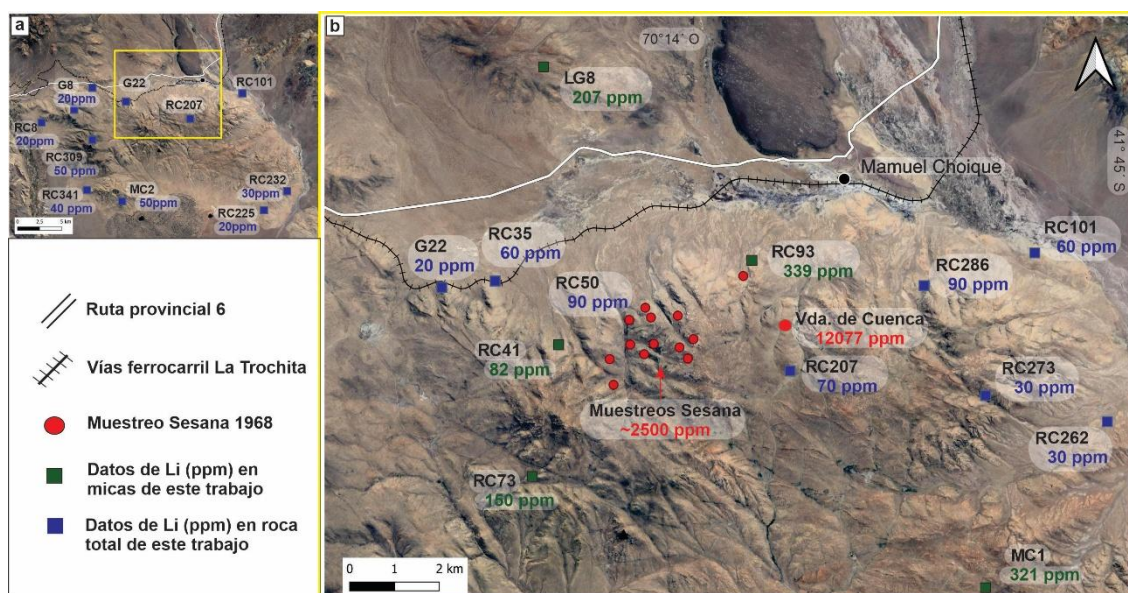


Figura 37: Ubicación de las muestras analizadas en el informe de Sesana (1968) y en este trabajo. a) Imagen satelital de la Sierra de Mamil Choique, con ubicaciones de localidades donde se realizaron análisis de Li (en ppm) de roca total. b) Imagen satelital del sector norte de la Sierra, donde se detallan las localidades estudiadas en el informe de Sesana (puntos rojos), las muestras de roca total con datos de Li (ppm) de este trabajo (puntos azules) y las muestras minerales de moscovitas con datos de Li (ppm) de este trabajo (puntos verdes). Imágenes tomadas de Google Earth.

Al realizar la conversión de $\text{LiO}_2\%$ a Li en ppm de las muestras informadas en el informe de Sesana (1968), los rangos de valores promedian los 2500 ppm para el Li en muestras de roca total, y hasta los 19000 ppm de Li informados en cristales sueltos de

moscovita. Si bien los datos presentados en el informe de Sesana (1968) posiblemente sean producto de protocolos de medición obsoletos al presente (de vía húmeda), se puede confirmar que, al día de hoy, en las localidades estudiadas dentro de la Sierra de Mamil Choique no se han comprobado tenores de Li tan altos como los que fueron informados en la bibliografía.

Cabe destacar que resulta llamativo el contenido de otros elementos raros como por ejemplo el Cs, el Ta o el Nb. Las moscovitas estudiadas en este trabajo presentan altos contenidos de Ta, entre 25 y 53 ppm, por lo que se consideran moderadamente enriquecidas en Ta, superando el umbral de 20 ppm establecido por Beus (1966), pero por debajo del valor de 70 ppm de Gordiyenko (1971) para mineralizaciones significativas de óxidos de Ta. En el gráfico de Ta vs Cs (Fig. 38) se observan los campos establecidos por Möller y Morteani (1987) que diferencian en generaciones de micas primarias y secundarias. Si bien los autores reconocen la dificultad en distinguir generaciones de micas blancas primarias de secundarias, mediante criterios morfológicos y texturales, indican que los contenidos de Ta en las micas primarias reflejan las concentraciones de este elemento en los fluidos de los cuales cristalizó la pegmatita, mientras que en los contenidos de Ta en las micas secundarias reflejan las condiciones fisicoquímicas de los procesos hidrotermales tardío-magmáticos que generaron esas micas. Este enriquecimiento también se observa en los análisis de traza en roca total del LLP, donde el alto contenido en Ta, entre 2,5 y 7,1 ppm, mucho mayor al registrado por las otras unidades de los GMC, estarían evidenciando la presencia de minerales como la columbita o incluso la tantalita.

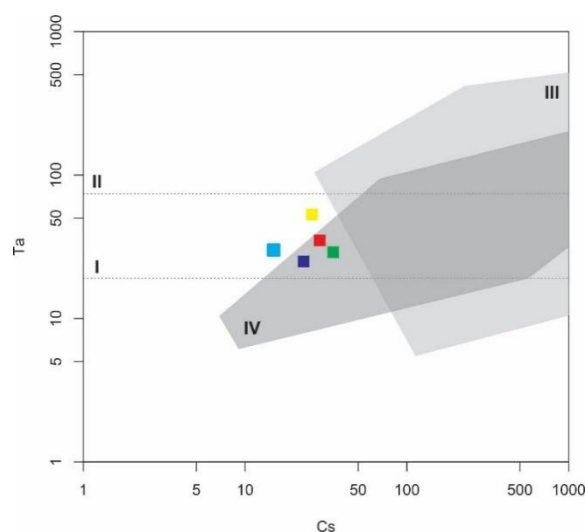


Figura 38: Diagrama de Ta vs Cs para las moscovitas del Leucogranito La Pintada. Los umbrales I de 20 ppm establecido por Beus (1966) y II de 70 ppm de Gordiyenko (1971), que diferencian mineralizaciones importantes de Ta. Los campos de Möller y Morteani (1987) diferencian generaciones de micas primarias (III) y secundarias o tardías (IV). Los símbolos corresponden a cada uno de los análisis de trazas de micas blancas de diques pegmatíticos del Leucogranito La Pintada.

Las edades K-Ar, de $257,4 \pm 2,9$ Ma y $265,1 \pm 6,3$ Ma, de las muestras LG8 y MC1 respectivamente, se consideran edades de enfriamiento primarias de estos diques pegmatíticos y corresponden a edades de enfriamiento de un pulso magmático tardío altamente diferenciado y de temperaturas más bajas del Leucogranito La Pintada. Esto se condice con la idea de micas secundarias propuesta por Möller y Morteani (1987), con contenidos mayores de elementos raros y particularmente de Ta, e interpretando a las pegmatitas de La Pintada como facies con un origen en los fundidos residuales del magmatismo más joven de la Sierra de Mamil Choique.

Particularmente, el dato de la muestra de la Loma Guacha (LG8, al norte de la Sierra) es un dato anómalo con respecto al resto de los datos de REE, con valores de LREE y HREE un orden de magnitud mayores que el resto de las moscovitas analizadas. A futuro, y con un objetivo más prospectivo, sería de interés seguir trabajando con este dato anómalamente alto en comparación con el resto de las pegmatitas de la Sierra de Mamil Choique. Así mismo, sería de interés estudiar los contenidos de columbita-tantalita, ya que presentan contenido de elementos raros de gran escasez y valor estratégico-tecnológico.

10. Contexto geodinámico de los Granitoides Mamil Choique

Tal como se expuso en los antecedentes de esta tesis, el análisis del borde occidental del MNP y sus unidades resulta fundamental para comprender la interacción entre magmatismo, deformación y metamorfismo ocurrida durante el Paleozoico tardío y el Mesozoico temprano en el noroeste de la Patagonia. Este entendimiento es crítico para formular hipótesis y modelos geodinámicos sobre la evolución tectonomagmática del margen proto-pacífico de Gondwana en épocas anteriores al Jurásico.

Los resultados y discusiones de este trabajo indican que para el intervalo Pérmico a Triásico inferior entre 295 Ma y 250 Ma, existió en el borde suroccidental del MNP un magmatismo activo de signatura calcoalcalina levemente metaluminosa a peraluminosa que generó granitoides de tipo I a partir de distintos pulsos discretos en ~295 Ma para el pulso de las Tonalitas del Túnel, ~288 Ma para el Monzogranito Cerro Mojón y Amaya, de 281 a 274 Ma para el pulso que generó las unidades Huenchuquil, Nahuelfil, Antinao y La Pintada y finalmente dos intrusiones tardío magmáticas graníticas-pegmatíticas de 260Ma y 250Ma. Este extenso magmatismo se podría asociar con un régimen de alta temperatura en la corteza donde se emplazaron y enfriaron estas unidades graníticas, evidenciado también por los rasgos deformacionales que se desarrollaron en condiciones magmáticas, submagmáticas y sólidas de alta temperatura de manera continua en las unidades más antiguas.

El análisis de los rasgos mesoestructurales y microtexturales de las unidades de los GMC, sugiere un campo de esfuerzos regional D3 con una componente compresiva mayor en dirección NE-SO (en vista plana) que actuó durante el intervalo de cristalización y las etapas iniciales del enfriamiento de 295 a ~285 Ma, afectando a las unidades Tonalita del Túnel, Cerro Mojón y Amaya. Posteriormente a los ~285 Ma, la deformación esencialmente magmática en Huenchuquil, Nahuelfil, Antinao y La Pintada, sugieren una redistribución del campo de esfuerzos con una posible rotación hacia el NO-SE del esfuerzo horizontal principal, en una deformación D4 definida en la Formación Cushamen en el Cañadon La Angostura (Cerrodo y López de Luchi, 1998). Este cambio en la distribución de los esfuerzos, en un escenario regional de subducción continua, se asociaría a un régimen no compresivo o extensional para esta región.

En el contexto de la orogenia Gondwánica, se enmarcan procesos claves como la fase orogénica San Rafael y el profuso magmatismo permo-triásico del Choiyoi. Es en este contexto también que se enmarca el magmatismo de Mamil Choique, donde para el MNP se han propuesto modelos de arco activo postcolisional o de subducción continua y variaciones en la inclinación de la losa (Pankhurst et al., 2006; Del Rey et al., 2016; Oriolo et al., 2023).

Para el Grupo Choiyoi, hacia el norte-noroeste del MNP, se han propuesto escenarios tectónicos vinculados a una convergencia reducida o a un evento de *slab break-off* (Gianni y Navarrete, 2022), o bien también a una subducción continua con cambios en la inclinación de la losa (Bastías-Mercado et al., 2020; del Rey et al., 2016; Varela et al., 2015).

Discernir entre el magmatismo con signature puramente de arco o de *slab-break off* no fue un objetivo de este trabajo, pero el escenario de margen activo con una subducción continua se mantiene en común. Si bien las evidencias tanto geofísicas, del análisis por tomografía del manto, como las signatures geoquímicas de elementos traza (Gianni y Navarrete, 2022) son datos que avalan el magmatismo asociado a la ruptura de la losa, este modelo no terminaría de explicar la homogeneidad isotópica que presentan los cuerpos graníticos permo-triásicos en el MNP, ni la signature ϵ_{Hf} negativas de dichas unidades. La ruptura de la losa permitiría el ingreso de material mantélico caliente generando un aumento de temperatura en la base de la litosfera continental y causando fusión. Pero lo esperable en esa fusión sería un pulso magmático al menos hibridizado con componentes máficas o con mayor contenido en elementos del manto y valores ϵ_{Hf} positivos.

Por otro lado, el modelo de la subducción continua con cambios en la inclinación de la losa, ya sea por una transpresión en un margen continental activo con subducción continua y un orógeno en avance (Oriolo et al., 2019, 2023) y/o una transición de regímenes de horizontalización y regímenes de verticalización por *slab roll back* (Del Rey et al., 2016, 2019) durante el Pérmico-Triásico temprano son escenarios de mayor afinidad a las evidencias petrológicas, texturales y geoquímicas observadas en los GMC para el borde suroccidental del Macizo Nordpatagónico.

Los cambios en el régimen geodinámico que afectaron a los Granitoides Mamil Choique, evidenciados entre las unidades foliadas anteriores a los 285 Ma y las unidades sin foliaciones penetrativas posteriores a los 280 Ma, podrían correlacionarse con dos etapas orogénicas diferenciadas. Una primera etapa orogénica de avance entre los 295 y 285 Ma (Cawood et al., 2009), caracterizada por la horizontalización de la losa debido a cambios en las velocidades de convergencia, lo que generó compresión, engrosamiento cortical y migración del arco magmático hacia el interior del continente (Marcos et al., 2020). Esta etapa sería seguida por una segunda etapa orogénica de retroceso (Cawood et al., 2009), habría estado marcada por un aumento del ángulo de subducción (por *roll back*), nuevos cambios en las velocidades de convergencia y un posterior ascenso de la astenósfera. Este ascenso habría elevado las isothermas, generando nuevos pulsos magmáticos a partir de los 281 Ma en un ambiente no compresivo o extensional.

La evidencia de corteza engrosada entre los 295 y los 280 Ma puede verse en las relaciones La_N/Yb_N . Como posible estimación de la profundidad de las fuentes graníticas, los valores La_N/Yb_N promedio entre 5 y 18 de Amaya, Cerro Mojón y Huenchuquil, corresponden a una profundidad de aproximadamente 50 km para la generación del fundido que generó los pulsos magmáticos de Cerro Mojón y de Huenchuquil. Dicha estimación de la profundidad se condice con las presiones obtenidas por la termobarometría de anfíbol. La aparición temprana de epidoto en la secuencia magmática de la GH permitió inferir presiones de entre 8 y 10 kbar para las primeras etapas de cristalización.

Una pregunta por resolver sería: ¿cuál es el contexto geodinámico previo al magmatismo de los GMC, y que desencadena la orogenia Gondwánica en Patagonia? Si bien esta pregunta excede lo analizado en esta tesis, el modelo de la fuente común para los Granitoides Mamil Choique se ajusta mejor al modelo de subducción continua durante el Carbonífero-Pérmico (Fig. 39a, Del Rey et al., 2016 y 2019) que al modelo colisional (Pankhurst et al., 2006). Mientras que en el primero, la orogenia Gondwánica es explicada por la somerización de la losa, que propició la generación de un orógeno en avance y acortamiento cortical (Cawood et al., 2009; Oriolo et al., 2019, 2023), en el segundo la orogenia Gondwánica es explicada por una colisión carbonífera.

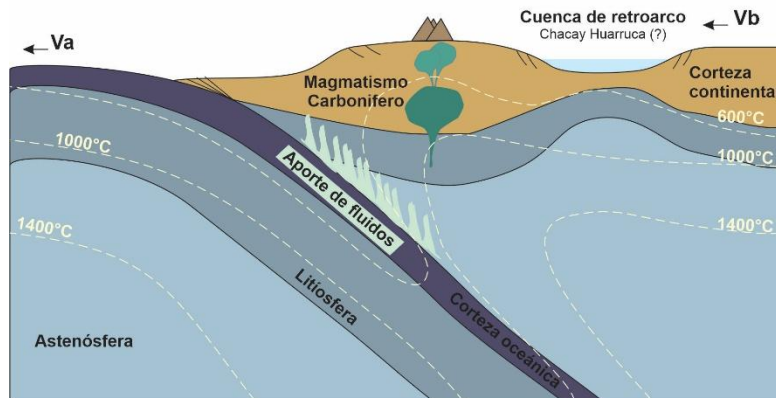
La evidencia geoquímica apunta hacia un proceso no único para la diferenciación magmática (es decir, cristalización fraccionada y fusión continua de una única fuente), pero probablemente se trate de distintos pulsos de magma generados por la fusión de la misma fuente bajo condiciones de fusión variables, relacionadas posiblemente con el acceso de agua al sitio de fusión para los magmas tipo Monzogranito Cerro Mojón y Granodiorita Huenchuquil. Este evento de fusión se desarrolló durante la evolución de un arco magmático con cambios en el espesor cortical.

En un escenario geodinámico de subducción con una losa horizontalizada, la ausencia de una cuña del manto permitiría que el agua y otros volátiles liberados por la losa oceánica subducida se introduzcan directamente en la base de la corteza continental (Fig. 39b). Gracias a esta adición de volátiles, se desencadenarían procesos de anatexis cortical asistida por flujo de agua. En su origen, previo a los 295 Ma, la generación de una fuente común para los Granitoides Mamil Choique podría haberse producido mediante la contaminación cortical de fundidos máficos, incorporando un porcentaje de fundidos ricos en sílice provenientes de la Formación Cushamen generados por esta anatexis cortical. La diferenciación entre los pulsos de Mamil Choique sería producto de la disponibilidad de agua y por ende de distintos porcentajes de fusión de su fuente; en 288 Ma para el pulso Amaya-Cerro Mojón (Fig. 39b) y en 280 Ma para el pulso Huenchuquil, Nahuelfil y Antinao (Fig. 39c).

Comienzo de la subducción - 320 Ma - Pensilvaniano

SUBDUCCIÓN NORMAL

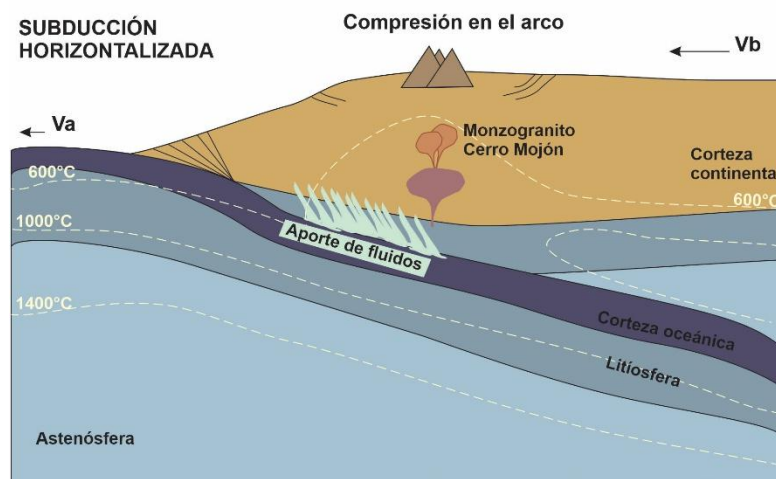
A



Orógeno en avance - 295 a 280 Ma - Pérmico temprano

SUBDUCCIÓN
HORIZONTALIZADA

B



Orógeno en retroceso - post 280 Ma - Pérmico temprano a medio

VERTICALIZACIÓN
DE LA LOSA

C

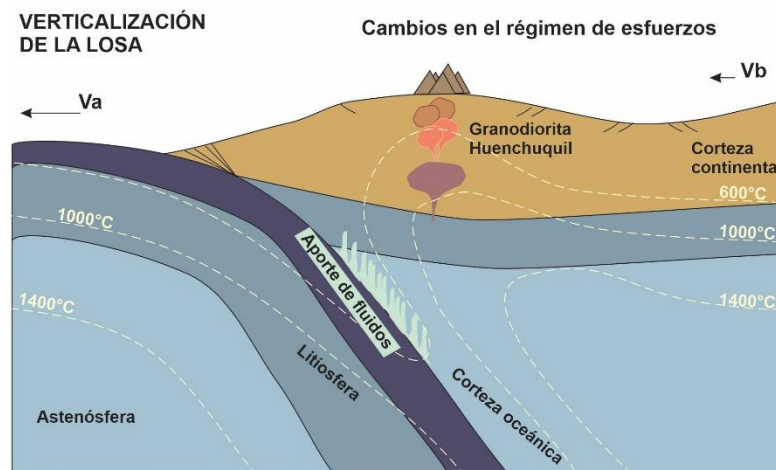


Figura 39: Secciones transversales esquemáticas del contexto geodinámico de los Granitoides Mamil Choique. a) Subducción normal durante el Pensilvaniano. b) Subducción horizontalizada generando un orógeno en avance con compresión en el arco para el Pérmico temprano. c) Verticalización de la losa subducida con cambios en el régimen de esfuerzos en el arco para el Pérmico medio.

Como conclusión, los datos estructurales, geoquímicos y petrológicos obtenidos para los Granitoides Mamil Choique en el borde suroccidental del Macizo Nordpatagónico respaldan un modelo geodinámico de subducción continua con variaciones en el ángulo de la losa subducida durante el Pérmico temprano a medio, que se extendería hasta el Triásico inferior (Fig. 40). La evolución magmática registrada entre los 295 y 280 Ma refleja pulsos discretos generados por la fusión de una fuente común cortical, en condiciones térmicas variables controladas principalmente por la disponibilidad de agua. Las evidencias de deformación magmática y submagmática en condiciones de alta temperatura, sumadas a las estimaciones de presión derivadas de geoquímica y termobarometría, indican un régimen de corteza engrosada vinculado a una etapa de orógeno en avance hasta ~285 Ma, seguido de un régimen extensional asociado a un orógeno en retroceso. Si bien modelos como el *slab break-off* para este magmatismo (Gianni y Navarrete, 2022) no pueden descartarse completamente, la homogeneidad isotópica y la ausencia de componentes máficas significativas, con mayor contenido en elementos del manto y valores ϵ_{Hf} positivos, sugieren que el modelo de subducción continua es el más consistente con las observaciones.

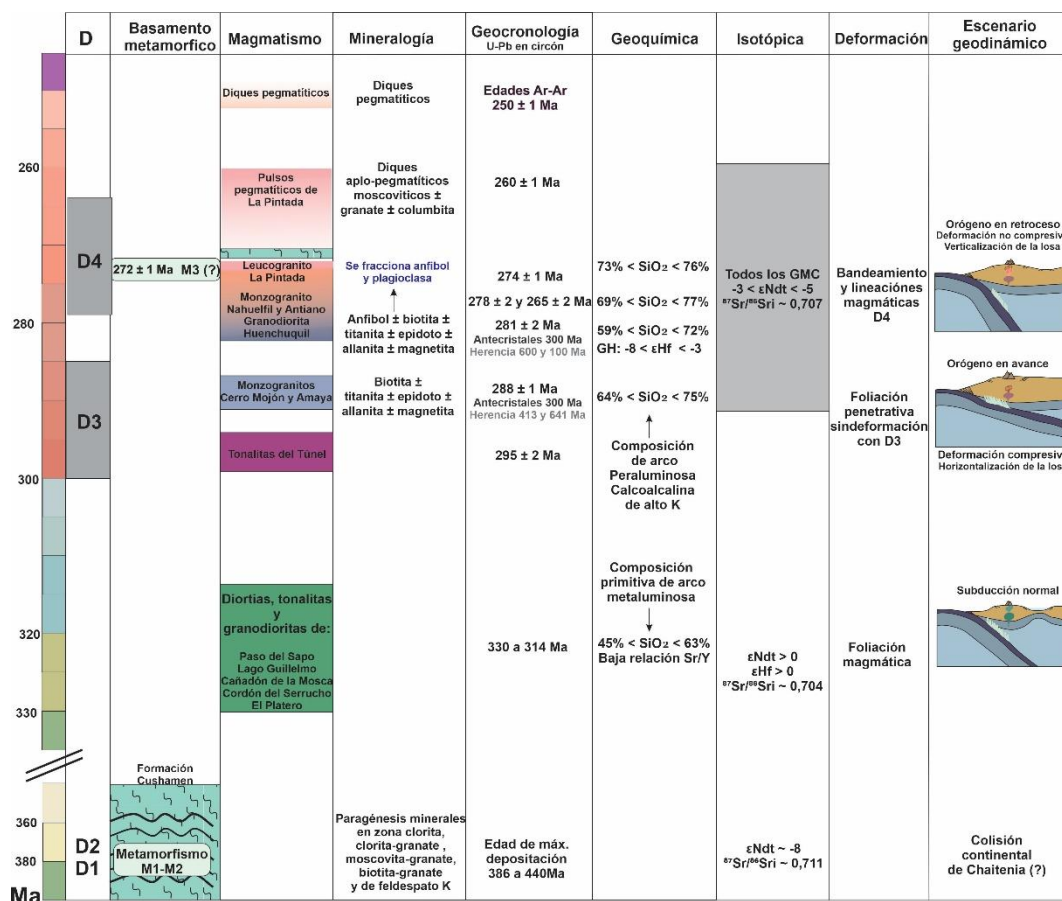


Figura 40: Esquema final donde se presentan con un eje en la temporalidad: el magmatismo, la geocronología, las principales características geoquímicas y mineralógicas, la deformación y el escenario geodinámico de los Granitoides Mamil Choique de la Sierra homónima.

11. Conclusiones

En esta tesis se realizó un exhaustivo estudio geológico de los Granitoides Mamil Choique, ubicados en la Sierra de Mamil Choique, en el suroeste de la provincia de Río Negro, con el fin de contribuir al conocimiento del Ciclo Gondwánico en el Macizo Nordpatagónico. Mediante el estudio geológico, petrológico, geoquímico, isotópico y geocronológico se pudo caracterizar el magmatismo de la Sierra, localidad tipo de la unidad Granitoides Mamil Choique, y se definió su diversidad petrológica, sus aspectos deformacionales y la cronología absoluta de sus unidades. Complementariamente, toda esta información fue analizada e integrada con el objetivo de reconstruir la historia tectonotermal y petrológica de los granitoides estudiados en relación con su basamento metamórfico y el contexto geodinámico de la Orogenia Gondwánica para el borde suroccidental del Macizo. Las conclusiones principales que se extraen de este trabajo doctoral son:

- El magmatismo de Mamil Choique es un magmatismo calcoalcalino compuesto por distintos pulsos magmáticos de tonalitas a granitos, con porcentajes de SiO₂ entre 59 y 77%, de tipo I levemente a moderadamente peraluminosos y con características deformacionales distintivas. Este magmatismo se extendió por todo el borde suroccidental de Gondwana durante el Pérmico temprano y hasta el Pérmico medio, y se define como unidad: Granitoides Mamil Choique. Su localidad tipo es el batolito de la Sierra de Mamil Choique, pero se reconoce como parte de esta unidad: en su extremo más septentrional en el Batolito de Mengué y hacia el sur los granitoides de la Sierra del Medio, la Sierra de Gastre y la Laguna del Toro.
- Los Granitoides Mamil Choique, ubicados en la Sierra homónima, forman un batolito que es parte del cinturón magmático permo-triásico del sector suroccidental del Macizo Nordpatagónico, en un período de magmatismo que tuvo su climax entre los 290 y 260 Ma, cubriendo todo el Pérmico.
- Los septos metamórficos aflorantes en una faja discontinua de dirección general NE-SO en la Sierra de Mamil Choique, se corresponden por sus litologías y su patrón detrítico de edades U-Pb en circón a la Formación Cushamen. Aunque presentan edades de 285 Ma, correspondientes por sus relaciones U/Th a crecimientos metamórficos y habrían sido generados por la intrusión de las unidades monzograníticas de Cerro Mojón y/o Amaya, este pico Pérmico no se observa en otras muestras de la Formación Cushamen en el Macizo. A partir de edad de la leucotonalita en un septo de Cushamen (272 ± 1,1 Ma, U-Pb en circón) se interpreta un evento de

fusión parcial de la Formación Cushamen inducida por el magmatismo de los Granitoides Mamil Choique en la Sierra.

- En base en sus características deformacionales y edades de cristalización, los Granitoides Mamil Choique se dividen en dos grandes grupos:
 - Los granitoides sin-deformacionales, que son los más antiguos y presentan una foliación penetrativa y/o bandeamiento composicional. Estos incluyen el Monzogranito Amaya y al Monzogranito Cerro Mojón, con edades U-Pb en circón de 288 ± 1 Ma.
 - Los granitoides post-deformacionales, que son más jóvenes, no presentan foliación penetrativa y muestran texturas magmáticas o de deformación subsólida de alta temperatura más limitada. Estos incluyen la Granodiorita Huenchuquil, de edad U-Pb en circón de 281 ± 2 Ma, al Monzogranito Nahuelfil y al Monzogranito Antinao, de edades U-Pb en circón de 278 ± 1 Ma, y al Leucogranito La Pintada, de edad U-Pb en circón de $274 \pm 0,3$ Ma.
- Se registró una secuencia de deformación que afectó al Monzogranito Cerro Mojón desde su estadio magmático a submagmático hasta el estado sólido de alta temperatura. Esta deformación, D3, está relacionada con un campo de esfuerzos regional con una componente compresiva mayor en dirección NE-SO que actuó durante la cristalización y el enfriamiento inicial (295 a ~ 285 Ma). Posteriormente (post ~ 285 Ma), la deformación observada en los granitoides es esencialmente magmática a submagmática y menos intensa, lo cual podría ser producto de un cambio en el campo de esfuerzos en una D4.
- Los diques pegmatíticos, representan o bien pulsos magmáticos tardíos del Leucogranito La Pintada, que intruyen las unidades granodioríticas y monzograníticas, con edades U-Pb en circón alrededor de los ~ 260 Ma, o bien pulsos pegmatíticos más jóvenes de edades Ar-Ar ~ 250 Ma. Los datos obtenidos en este trabajo no indican anomalías de Li de interés ni en roca total ni en las moscovitas de los distintos pegmatoides. Sin embargo, se destaca el contenido de otros elementos raros como Cs, Ta y Nb de potencial económico
- La fuente de origen del magmatismo de los Granitoides Mamil Choique es única y homogénea, y en este trabajo se propone como resultado de una mezcla entre fundidos parciales derivados de la Formación Cushamen (con una firma isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,710$) y fuentes de magma máficas empobrecidas, como las que dieron

origen al magmatismo carbonífero del sector andino (con una firma isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0,704$). La presencia de circones heredados de la Formación Cushamen en los Granitoides Mamil Choique y la presencia de septos metamórficos en contacto con los Granitoides de la Sierra, apoyan esta idea de mezcla.

- La signature isotópica de los Granitoides Mamil Choique es homogénea a nivel regional, con razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre $\sim 0,7060$ y $\sim 0,70712$ y valores de ϵNd_t entre $-3,2$ y $-4,8$. Esta signature es intermedia entre la del basamento metamórfico de la Formación Cushamen y la de las rocas carboníferas menos diferenciadas con valores de ϵNd_t positivos.
- Las diferencias composicionales observadas entre las distintas unidades Monzogranito Cerro Mojón y Granodiorita Huenchuquil, se explican por haber sido pulsos magmáticos con composiciones iniciales ligeramente diferentes, producto de distintos porcentajes de fusión en la fuente y contenido de volátiles y agua; identificándose como dos pulsos magmáticos principales.
- El segundo pulso, que originó la Granodiorita Huenchuquil, evolucionó y se diferenció por procesos de cristalización fraccionada en fundidos que generaron las unidades monzograníticas y leucograníticas del Monzogranito Nahuelfil, Monzogranito Antinao y Leucogranito La Pintada.
- El contexto geodinámico que mejor se ajusta a los datos estructurales, geoquímicos y petrológicos de los Granitoides Mamil Choique es un modelo de subducción continua con variaciones en el ángulo de la losa durante el Pérmico temprano a medio. Esta subducción activa habría proporcionado el aporte de fluidos necesario para la ocurrencia de los procesos magmáticos antes mencionados.
- La evolución geodinámica incluye una etapa de orógeno en avance y corteza engrosada que controlaría el emplazamiento de las unidades sin-deformacionales hasta los ~ 285 Ma, seguida de una etapa extensional asociada a un orógeno en retroceso después de ~ 285 Ma, que coincide con el emplazamiento de las unidades post-deformacionales.
- La homogeneidad isotópica y la ausencia de componentes juveniles en los Granitoides Mamil Choique aquí estudiados apoyan un modelo de subducción continua frente a otras propuestas tales como el modelo de ruptura de losa (*slab break-off*).

12. Referencias

- Abdel-Rahman, A. F. M. 1994. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology* 35 (2): 525–541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>.
- Alexandrov, P., Ruffet, G., y Cheilletz, A. 2002. Muscovite recrystallization and saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: an example from the Blond granite (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 1793–1807.
- Alonso-Pérez, R., Müntener, O., y Ulmer, P. 2009. Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 157 (4): 541–558.
- Anderson, J. L. 1996. Status of Thermobarometry in Granitic Batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87 (1–2): 125–138. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006544>.
- Azadbakht, Z., Lentz, D., McFarlane, C., y Whalen, J. 2020. Using magmatic biotite chemistry to differentiate barren and mineralized Silurian-Devonian granitoids of New Brunswick Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 175: 69.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25(3-4), 227-238.
- Bastías-Mercado, F., González, J., y Oliveros, V. 2020. Volumetric and compositional estimation of the Choiyoi Magmatic Province and its comparison with other Silicic large Igneous Provinces. *Journal of South American Earth Sciences* 103: 102749. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102749>.
- Bea, F., Fershtater, G., y Corretgé, L. G. 1992. The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos* 29 (1–2): 43–56.
- Beus, A. A. 1966. Distribution of tantalum and niobium in muscovites from granitic pegmatites. *Geokhimiya* 10: 1216–1220.
- Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Developments in geochemistry*. Vol. 2, 63-114.
- Briqueu, L., y Lancelot, J. R. 1979. RbSr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 43, nº 3, 385-396.
- Castillo, P., Fanning, C. M., Hervé, F., y Lacassie, J. P. 2016. Characterisation and tracing of Permian magmatism in the south-western segment of the Gondwanan margin; U–Pb age, Lu–Hf and O isotopic compositions of detrital zircons from metasedimentary complexes of northern Antarctic Peninsula and western Patagonia. *Gondwana Research*, 36, 1-13.
- Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., y Windley, B. F. 2009. Accretionary orogens through Earth history.

- Cerrodo, M.E., 1997. The metamorphism of Cushamen formation, Río Chico area. In North Patagonian Massif, Argentina. 8vo Congreso Geológico Chileno. Actas 2, 1236–1240.
- Cerrodo, M.E., López de Luchi, M.G., 1995. The metamorphic evolution of the Cushamen metamorphites, Río Chico, Río Negro Province, Argentina. In: da Silva, L.C., da Silva Caldas, A.L., Kirchner, C.A. (Eds.) 6th Simposio Sul-Brasileiro de Geologia, 1er Encuentro de Geología del Cono Sur, Actas 171–174, Porto Alegre, Brasil.
- 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.
- Cerrodo, M.E., López de Luchi, M.G., 2011. Metasedimentary and metaigneous protoliths in Cushamen formation. Río Chico área, Río Negro province. 18º Congreso Geológico Argentino Actas Electrónicas, Neuquén.
- Cerrodo, M.E., López de Luchi, M.G., Ostera, H., Cagnoni, M. y Linares, E. 2000. Amphibolic tonalites in the Southwestern corner of the North Patagonian Massif: geochemistry, age and tectonic setting. IX Congreso Geológico Chileno, Actas (2): 712-715.
- Cerrodo, M.E., Parica, C.A., Remesal, M.B., 2002. Facies de alto grado de la Formación Cushamen en Aguada del Pajarito, Macizo Norpatagónico. Chubut. 6th Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 85–88, Buenos Aires.
- Cerný P 1991 Rare-element granite pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part II: regional to global relationships and petrogenesis. *Geoscience Canada* 18: 49-81.
- Cerný P, Ercit T.S. 2005 The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist* 43: 2005-2026.
- Cerný, P., London, D., y Novák, M. 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Elements*, 8, 289–294.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 7, 173–174.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., y Wyborn, D. 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153, 142-153.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G. y Bouillin, J. P. 1999. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences. *Tectonophysics* 306, 97–116.
- Chernicoff, C. J., Zappettini, E. O., Santos, J. O., McNaughton, N. J., y Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Río Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, 4, nº 1, 37-56.

- Clemens, J. D., y Stevens, G. 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134, 317-329.
- Clemens, J. D., Stevens, G., y Farina, F. 2011. The enigmatic sources of I-type granites: the peritectic connexion. *Lithos*, 126(3-4), 174-181.
- Conrad, W. K., Nicholls, I. A., y Wall, V. J. 1988. Water-saturated and-undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *Journal of Petrology*, 29, n.º 4, 765-803.
- Dalla Salda, L. H., Cingolani, C., y Varela, R. 1991. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4), 263-276.
- 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), 377–386.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., y Dosseto, A. 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35, nº 9, 787-790.
- DePaolo, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and planetary science letters*, 53, nº 2, 189-202.
- Deckart, K., Hervé Allamand, F., Fanning, M., Ramírez, V., Calderón, M., y Godoy, E. 2014. U-Pb geochronology and Hf-O isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, south-central Chile.
- Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., Martínez, F., 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Res.* 37, 172–181. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.008>.
- Del Rey, A., Deckart, K., Planavsky, N., Arriagada, C., Martínez, F., 2019. Tectonic evolution of the southwestern margin of Pangea and its global implications: evidence from the mid-Permian–Triassic magmatism along the Chilean-argentine border. *Gondwana Res.* 76 (diciembre), 303–321.
- Duhart, P., Haller, M., y 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. *Congreso Geológico Argentino* 15, p. 97-100.
- Enrique, P., 2018. Clasificación normativa de las rocas plutónicas saturadas y sobresaturadas en sílice basada en la clasificación modal QAP: el diagrama 2Q–(or+ab)–4an. *Geogaceta* 63, 95–98.
- Fanning, C. M., Hervé, F., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Kleiman, L. E., Yaxley, G. M., y Castillo, P. 2011. Lu–Hf isotope evidence for the provenance of Permian detritus in accretionary

- complexes of western Patagonia and the northern Antarctic Peninsula region. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, n° 4, 485-496.
- Faure G 1986 *Principles of isotope geology*. John Wiley y Sons, Chichester. *Geological Magazine*, Vol. 124, n° 6, 594-595.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ agespectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica Cosmochimica. Acta* 41,15–32.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas. *Professional Paper*. No. 354-B.
- Frost, C. D., Bell, J. M., Frost, B. R., y Chamberlain, K. R. 2001. Crustal growth by magmatic underplating: isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology*, 29, n° 6, 515-518.
- Gao, P., Zheng, Y., Zhao, Z., 2016. Experimental melts from crustal rocks: a lithochemical constraint on granite petrogenesis. *Lithos* 266-267 (diciembre), 133–157.
- 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., Márquez, M., Nillni, A., Fernández, M., Fracchia, D., Parisi, C., Afonso, J., Paredes, J., Sciutto, J., 2004. Litología and 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 Asociación Geológica Argentina* 59 (4), 569–577.
- Giacosa, R. E., González, P. D., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S., y Rossi, A. 2014. Complejo ígneo-metamórfico Cáceres: Una nueva unidad metamórfica de alto grado en el basamento de Gastre, Macizo Nordpatagónico (Chubut). 19° Congreso Geológico Argentino.
- Gianni, G.M., Navarrete, C.R., 2022. Catastrophic Slab loss in Southwestern Pangea Preserved in the Mantle and Igneous Record. *Nature Communications* 13 (1), 698.
- Godoy, E.; Hervé, F.; Fanning, C.M. 2008. Edades U-Pb SHRIMP en 38°S de granitoides del Macizo Norpatagónico: implicancias geotectónicas. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1288-1289. San Salvador de Jujuy.
- González, P. D., Sato, A. M., Naipauer, M., Varela, R., Llambías, E. J., Greco, G. A., González, S.N., García, V. A. 2011. Conexión Macizo Norpatagónico-Antártida Oriental: fósiles Arqueociátidos, comparación geológica y circones detríticos. In XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén, mayo de 2011).
- González, P.D., Naipauer, M., Sato, A.M. Varela, R., Basei, M., Cávana, M.C., Vlach, S., Arce, M. y Parada, M. 2020. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of the Transpatagonian Orogen related to Gondwana assembly. *International Journal of Earth Sciences*, 110(1), 81-111.

- González, P.D., Giacosa, R.E., Lagorio, S., Ballivian Justiniano, C., Sato, A.M., Cabana, M.C., Basei, M.A., Busteros, A. y Silva Nieto, D., 2021. U-Pb geochronology of the meta-volcanic rocks from Sierra de Calcatapul: implications for the middle Triassic syn-rift volcanism and tectonic evolution of northern extra-andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 103170.
- Gordiyenko V., 1971, Concentration of Li, Rb, and Cs in potashfeldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. *Geology Review*, 13, p. 134-142.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., and Raniolo, A., 2008, Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina: *Gondwana Research*, v. 14, número. 3, p. 429–450. doi:10.1016/.2008.04.005.
- Gregori, D.A., Strazzere, L., Barros, M., Benedini, L., Marcos, P., Kostadinoff, J., 2020. The Mengué Batholith: Permian episodic arc-related magmatism in the western North Patagonian Massif, Argentina. *International Geological Review* 63 (3), 317–341.
- Grillo Vidal, C., López de Luchi, M. G., Martínez Dopico, C., y Basei, M. A. S. 2022. New age constraints for the Mamil Choique Granitoids: dating a muscovite biotite leucotonalite-granodiorite in the Sierra de Mamil Choique, SW North Patagonian Massif. In XII South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts book p. 31.
- Grillo Vidal, C., López de Luchi, M. G., Martínez Dopico, C., Ruffet, G., Basei, M. A., Schulz, B., Wemmer, K., Montenegro, T. y Rossello, E. 2024. Timing of the deformation in the Gondwanide orogeny: A structural and geochemical shift from syn-to post-tectonic magmatism recorded in the Permian Mamil Choique granitoids, Patagonia. *Lithos*, 482, 107717.
- Hammarstrom, J.N., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.* 71, 1297–1313.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., y Welch, M. D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., y 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.
- Hervé, F., Haller, M. J., Duhart, P., y Fanning, C. M. 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. In Congreso Geológico Argentino (número. 16, páginas. 309-314). Actas La Plata.

- Herve, F., Calderon, M., Fanning, C. M., Kraus, S., y Pankhurst, R. J. 2010. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geology*, 37, nº 2, 253-275.
- 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: 112-113.
- Hervé, F.; Calderón, M.; Fanning, C.M.; Pankhurst, R.J.; Fuentes, F.; Rapela, C.W.; Correa, J.; Quezada, P.; Marambio, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society* 173: 587-602. doi:10.1144/jgs2015-163. London.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C.W., Quezada, P., 2018. The country rocks of devonian magmatism in the north patagonian massif and chaitenia. *Andean Geology* 45 (3), 301–317.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sison, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231–239.
- Janoušek V, Bowes DR, Rogers G, Farrow CM, Jelínek E 2000 Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. *J Petrol* 41:511–543
- Janoušek, V., Moyen, J. F., Martin, H., Erban, V., y Farrow, C. 2016. Geochemical modelling of igneous processes—principles and recipes in R language. *Bringing the Power of R to a Geochemical Community*.
- Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., y Enzweiler, J. 2011. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines. *Geostandards and geoanalytical research*, 35, nº 4, 397-429.
- Jourdan, F., Renne, P.R., 2007. Age calibration of the fish Canyon sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard using primary K/Ar standards. *Geochimica Cosmochimica* 71, 387–402.
- Kleiman, L. E., Japas, M. S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473 (3), 283–299.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R., 2014. Granitoides del Pérmico superior de la sierra del Medio, Chubut: nuevos datos petrológicos and geocronológicos. XIX Congreso Geológico Argentino, Resumen S21–26, Córdoba, Argentina.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R., 2022. El magmatismo de la sierra del Medio, Chubut: nueva propuesta litoestratigráfica and caracterización geoquímica. XXI Congreso Geológico Argentino, Relatorio B7, Chubut, Argentina.

- Llambías, E.J., Llano, J.A., Rossa, N., Castro, C.E. y Puigdomenech, H.H. 1984a. Petrología de la Formación Mamil Choique en la sierra del Medio - Departamento Cushamen - Provincia del Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 554-567, San Carlos de Bariloche.
- López de Luchi, M. G. 1994. Geología de las unidades plutónicas del macizo Norpatagónico en la zona de Río Chico-Mamil Choique, provincia de Río Negro. In República Argentina. 7th Congreso Geológico Chileno, Actas vol. 1, p. 91-95.
- López de Luchi, M.G., Cerrredo, M.E., 1996. Metamorphism, deformation and related magmatism in Río Chico Area. Simposio sobre el margen protoandino de Gondwana (IGCP 345 and 376), 13th Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 5, páginas. 533–534.
- López de Luchi, M.G., Cerrredo, M.E., 1997a. Tunnel tonalites in the Río Chico area: basic precursor of the Mamil Choique granitoids. 8th Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 2, páginas. 1246–1249.
- López de Luchi, M.G., Cerrredo, M.E., 1997b. Mamil Choique granitoids in Sierra de Mamil Choique, SW North Patagonian Massif, Argentina. In: Ferreira, V.P., Sial, A.N. (Eds.), International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador de Bahía, Brazil. Extended Abstracts and Program, p. 125–126.
- López de Luchi, M.G., Cerrredo, M.E., 1997c. Paleozoic basement of the southwestern corner of the North Patagonian Massif: an overview. Simposio Final IGCP Project 345: Lithospheric Evolution of the Andes. 8th Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas, 3, páginas 1679–1683.
- López de Luchi, M.G. and Cerrredo, M.E., 1998. Garnet-lepidolite granites in Sierra de Mamil Choique, North Patagonian Massif, Argentina. Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología, 6º Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 231. Buenos Aires
- López de Luchi, M.G., Cerrredo, M.E., 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Río Chico, Río Negro, Argentina: late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25 (4), 526–546.
- López de Luchi, M.G., Ostera, H.A., Cerrredo M.E., Linares, E., Haller, M.J., Cagnoni, M.C., 1999. Unravelling the ages of the crystalline basement at Sierra de Mamil Choique, Río Negro, Argentina. 2nd Simposio de Geología Isotópica, Villa Carlos Paz, Anales 34, SEGEMAR, Buenos Aires, páginas. 322–326.
- López de Luchi, M.G., Ostera, H.A., Cerrredo M.E., Cagnoni, M.C., Linares, E., 2000. Permian Magmatism in Sierra de Mamil Choique, North Patagonian Massif, Argentina. 9th Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Actas 2, páginas. 750–754.
- López de Luchi, M.G., Ostera, H., Cagnoni, M., Cerrredo, M.E., Linares, E., 2002. Geodynamic setting for the western border of the North Patagonian Massif: Cushamen Formation at Río Chico, Río Negro. In: Cabaleri, N., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H., Panarello, H. (Eds.), 15th Congreso Geológico Argentino, Calafate, Actas 2, páginas. 210–216.

- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Rapalini, A.E., 2004. Magmatic and subsolidus deformation in the Mamil Choique Granitoids, SW North Patagonian Massif. 12º Reunión de Microtectónica, Salta, Argentina
- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Wemmer, K., Pawling, S., 2005. Cooling and Nd model ages of the Devonian to Late Paleozoic units of the SW corner of the North Patagonian Massif. 16th Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas I, páginas. 273–278.
- López de Luchi, M. G., Cerredo, M. E., y Wemmer, K. 2006. Time constraints for the tectonic evolution of the SW corner of the North Patagonian Massif, Argentina. In Fifth South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay Short Papers (vol. 221).
- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Rio Chico, Río Negro, Argentina: late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*. 25 (4), 526–546.
- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Martínez Dopico, C., 2010. Lithology and age of the Cushamen Formation. Devonian magmatism in the western North Patagonian Massif. Argentina. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 51, 71–74.
- López de Luchi, M.G. Rapalini, A.E., Martínez Dopico, C., Cerredo, M.E., Wemmer, K., 2011. Insights into the Paleozoic tectonic evolution of the North Patagonian Massif: start up -hypothesis on a sequence of collisional events. 18º Congreso Geológico Argentino Actas Electrónicas, Neuquén.
- López de Luchi, M.G, Martínez Dopico, C. y Grillo Vidal, C. 2022. Geochemical constrains fot the Permian Tunnel Toonalite: implications for the evolution of the SW margin of the North Patagonian Massif. Actas del XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Chubut, 2022. p.207-208.
- López de Luchi, M. L., Vidal, C. G., Dopico, C. M., Montenegro, T., y Rossello, E. 2022. The Cushamen Formation at Sierra de Mamil Choique dating basement septa, SW margin of the north Patagonian Massif. In XXI Congreso Geológico Argentino, Simposio Geocronología y Termocronología (p. 1351-1352).
- 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., y Pivetta, C. P. 2018. Pennsylvanian glacial marine sedimentation in the Cushamen Formation, western north Patagonian massif. *Geoscience Frontiers*, 9, n.º 2, 485-504.
- Marcos, P., Pavón Pivetta, C., Benedini, L., Gregori, D., Gerales, M., Scivetti, N., Barros, M., Varela, M., Costa Dos Santos, A., 2020. Late Paleozoic Geodynamic Evolution of the Western North

- Patagonian Massif and its Tectonic Context along the Southwestern Gondwana Margin. *Lithos* 376–377 (diciembre): 105801. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105801>.
- Marcos, P., Renda, E. M., González, P. D., Oriolo, S., Scivetti, N., Benedini, L., y Bahía, M. 2023. Devonian to Early Carboniferous Retreating—Advancing Subduction Switch in the Northwestern Patagonia Accretionary Orogen: U-Pb and Lu-Hf Isotopic Insights. *Tectonics*, 42, n° 11, e2022TC007533.
- Martínez, J.C., Dristas, J.A., Massonne, H., 2012. Paleozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geological Review* 54 (4), 472–490.
- Martínez Dopico, C., Lopez de Luchi, M., 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, 324–341.
- Martínez Dopico, C., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Fanning, C.M., Antonio, P.Y.J., 2019. Geochemistry and geochronology of the shallow-level La Esperanza magmatic system (Permian-Triassic), Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 96, 102347.
- McDonough, W.F., Sun, S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geological. Chemical Evolution. Mantle* 120 (3), 223–253.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press.
- Möller, P., y Morteani, G. 1987. Geochemical exploration guide for tantalum pegmatites. *Economic Geology*, 82, n.º 7, 1888-1897.
- Mosquera, A., y Ramos, V. A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *Geological Society of America*.
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., Brooker, R.A., 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contribution Mineral Petrology* 171 (10), 85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Caron, J.P., 1985. Composition chimique des Biotites et typologie magmatique des granitoids. In: C.R. Acadomic Sciences Paris, Series 2, 301, páginas. 813–818.
- Navarrete, C. et al. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: from a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth Science Review* 194, 125–159 2019.
- Nullo, F. E. 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén. Servicio Geológico Nacional.

- Oriolo, S., Schulz, B., González, P.D., Bechis, F., Olaizola, E., Krause, J., Renda, E.M., Vizán, H., 2019. The late Paleozoic Tectonometamorphic Evolution of Patagonia Revisited: Insights from the Pressure-Temperature-Deformation-Time (P-T-D-t) path of the Gondwanide Basement of the North Patagonian Cordillera (Argentina). *Tectonics* 38 (7), 2378–2400. <https://doi.org/10.1029/2018TC005358>.
- Oriolo, S., González, P.D., Renda, E.M., Basei, M.A.S., Otamendi, J., Cordenons, P., Marcos, P., Yoya, M.B., Ballivian Justiniano, B.A., Suárez, R., 2023. Linking accretionary orogens with continental crustal growth and stabilization: Lessons from Patagonia. *Gondwana Res.* 121, 368–382.
- Ostera, H.A., Linares, E., Haller, M.J., Cagnoni, M.C., Lopez de Luchi, M.G., 2001. A Widespread Devonian Metamorphic Episode in Northern Patagonia, Argentina, 642. Servicio Nacional de Geología and Minería, Chile.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E.J., Párica, C., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 321–325.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide Continental Collision and the Origin of Patagonia. *Earth Sci. Rev.* 76 (3–4), 235–257. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.02.001>.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., López De Luchi, M.G., Rapallini, A.E., Fanning, C.M., Galindo, C., 2014. The Gondwana Connections of Northern Patagonia. *Journal of the Geological Society* 171 (3), 313–328.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell Us about the Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of Granitic Magmas? *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 168 (1), 55–75.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121 (1), 227–244.
- Peccerillo, A., y Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58, 63-81.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., y Poitrasson, F. 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, 298, n.º 2, 209-217.
- Proserpio, C.A. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia de Chubut. Secretaría del Estado de Minería, Ministerio de Economía, Boletín 159, 75 páginas., Buenos Aires
- Ramos, V. A., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Kay, S. M., Cortés, J. M., y Palma, M. A. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. In Congreso Geológico Argentino (volumen. 9, páginas. 84-106). San Carlos de Bariloche Actas.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A Paleozoic Continent Adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26 (3), 235–251.

- Ramos, V. A., Lovecchio, J. P., Naipauer, M., y Pángaro, F. 2020. The collision of Patagonia: geological facts and speculative interpretations. *Ameghiniana*, 57, nº 5, 464-479.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Harrison, S.M., 1992. Triassic “Gondwana” Granites of the Gastre District, North Patagonian Massif. *Earth and Environmental Science Transactions* 83 (1–2), 291–304.
- Rapela, C.W., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Calderón, M., Fanning, C.M., Quezada, P., Poblete, F., Palape, C., Reyes, T., 2021. The Devonian accretionary orogen of the North Patagonian cordillera. *Gondwana Research* 96, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.04.004>.
- Rapela, C. W., Hervé, F., Pankhurst, R. J., Calderón, M., Fanning, C. M., Quezada P. 2022. The Chaitenia accretionary orogen of northwest Patagonia: new U-Pb SHRIMP ages of the foreland basin. *Actas del 21° Congreso Geológico Argentino* 1511-1512.
- Rapela, C. W., García, M., Hervé, F., Pankhurst, R. J., Calderon, M., Fanning, C. M., y Verdecchia, S. O. 2024. Late Paleozoic magmatism and foreland deformation associated with opening and closing of marginal basins in the North Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society*, 181, nº 2, jgs2023-171.
- Rapalini, A. E. 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: some palaeomagnetic constraints. *Geological Society* v. 246 p.305-328.
- Rapalini, A. E., y Astini, R. A. 2005. La remagnetización sanrafaélica de la Precordillera en el Pérmico: nuevas evidencias. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, n.º 2, 290-300.
- Rapalini, A. E., de Luchi, M. L., Tohver, E., y Cawood, P. A. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin?. *Terra nova*, 25, nº 4, 337-342.
- Ravazzoli, I.A., Sesana, F.L., 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Mapa Servicio Geológico Nacional.
- Renda, E.M., González, P.D., Vizán, H., Oriolo, S., Prezzi, C., González, V.R., Schulz, B., Krause, J., Basei, M.A.S., 2021. Igneous-metamorphic basement of taquetrén range, Patagonia, Argentina: a key locality for the reconstruction of the paleozoic evolution of patagonia. *J. S. Am. Earth Sci.* 106 (marzo), 103045 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103045>.
- Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, K.R., Mundil, R., Min, K., 2011. Response to the comment by W.H. Schwarz et al. On “Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40Ar for the fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology” by P.R Renne et al. 2010. *Geochimica Cosmochimica Acta* 75,5097–5100.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambias, E., Canile, F.M., da Rosa, O., 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Parana

- Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Res.* 19 (2), 509–523. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.07.003>.
- Rosenberg, C.L., Handy, M.R., 2001. Mechanisms and orientation of melt segregation paths during pure shearing of a partially molten rock analog (norcamphor–benzamide). *Journal Structural Geology* 23 (12), 1917–1932.
- Rosenberg, C. L., y Handy, M. R. 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of metamorphic Geology*, 23, nº 1, 19-28.
- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., Kiénast, J.R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chemical Geology* 121 (1–4), 327–343. ISSN 0009–2541. doi:10.1016/0009-2541(94)00132-R.Sesia Zone, Western Alps, northern Italy).
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., Leanza, H.A., 2008. The Permian Choiyoi cycle in Cordillera del Viento (Principal Cordillera, Argentina): over 25 Ma of magmatic activity. In: 6th South American Symposium on Isotope Geology, p. 4 paper 42. Buenos Aires.
- Sato, K., Basei, M.A.S., Ferreira, C.M., Vlach, S.R.F., Ivanuch, W., Siga Jr., O., Onoi, A.T., 2010. In Situ UeThePb isotopic analyses by Excimer laser Ablation/ICP-MS on Brazilian Xenotime Megacrystal: first UePb results at CPGeo-IG-USP. In: 7th South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia, p. 349e352.
- Schaltegger, U. 2007. Hydrothermal zircon. *Elements*, 3, nº 1, 51-79.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, 304–310.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 2004. Magmatic epidote. *Rev. Mineral. Geochem.* 56 (1), 399–430.
- Schmidt, M.W., Thompson, A.B., 1996. Epidote in Calc-Alkaline Magmas: an Experimental Study of Stability, phase Relationships, and the Role of Epidote in Magmatic Evolution. *Am. Mineral.* 81 (3–4), 462–474.
- Serra Varela, S., Giacosa, R. E., González, P. D., Heredia, N., Martín González, F., y Pedreira, D. 2016. Geología y geocronología del basamento paleozoico de los Andes Norpatagónicos en el área de San Martín de los Andes. In IX Congreso Geológico de España, Huelva.
- Serra-Varela, S., González, P.D., Giacosa, R.E., Heredia, N., Pedreira, D., Martín- González, F., Sato, A.M., 2019. Evolution of the Palaeozoic basement of the Northpatagonian Andes in the San Martín de los Andes area (Neuquen, Argentina): petrology, age and correlations. *Andean Geol.* 46, 102–130.
- Serra-Varela, S., Heredia, N., Giacosa, R., García-Sansegundo, J., Farias, P., 2020. Review of the polyorogenic Paleozoic basement of the Argentinean North Patagonian Andes: age, correlations, tectonostratigraphic interpretation and geodynamic evolution. *Int. Geol. Rev.*

- Serra-Varela, S., Heredia, N., Otamendi, J., y Giacosa, R. 2021. Petrology and geochronology of the San Martín de los Andes batholith: insights into the Devonian magmatism of the North Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103283.
- Sesana, F. L. 1968. Informe Preliminar sobre el Área de Granitos y Pegmatitas Litíferas de Mamuel Choique-Río Negro.
- Spandler, C., y Pirard, C. 2013. Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. *Lithos*, 170, 208-223.
- Speer, J.A., 1984. 9. Micas in igneous rocks. S.W. Bailey, páginas. 299–356. De Gruyter. <https://doi.org/10.1515/9781501508820-013>.
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42, nº 1, 313–345.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., y Dragusanu, C. 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168(3-4), 279-281.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of geophysics* 33 (2), 241–265.
- Tomezzoli, R. N., Cristallini, E. O., Tickyj, H., Arzadún, G., Calvagno, J. M., Choque, G., Febbo, B., Saguas, E. 2023. Following the steps of CHIPA: Chilenia and Patagonia formed the same drift terrain that collided with the southwest Gondwana margin during the middle Paleozoic. *Frontiers in Earth Science*, 11, 1225271.
- Tremblay, A., Ruffet, G., Lemarchand, J., 2020. Timing and duration of Archean orogenic gold deposits in the Bourlamaque pluton, Val d'Or mining camp, Abitibi, Canada. *Ore Geological Review* 127.
- Turner, J.C., 1965, Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén): *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, v. 20, p. 153–184.
- Turner, J. C. M. 1973. Descripción geológica de la hoja 37ab, Junín de los Andes. Servicio Nacional Minero Geológico.
- Turner, J. C. M. M. 1976. Descripción Geológica de la hoja 36a, Alumine: Provincia del Neuquén.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Taboada, A., Arnol, J.A., Basei, M.A.S., Portillo, N.S., 2018. Edades U-Pb en circones detríticos de las secuencias metasedimentarias precarboníferas de la zona de Esquel, Chubut. XVI Reunión Argentina de Sedimentología: Sedimentología Sin Frontera. T-S5. Resumen 65. 26 al 30 de noviembre de 2018. General Roca, Río Negro, Argentina.
- Urraza, I. A., Grecco, L. E., Delpino, S. H., Arrese, M. L., y Rapela, C. W. 2011. Petrología y Estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, Provincia de Neuquén, Argentina. *Andean geology*, 38, nº 1, 98-118.

- Urraza, I. A., Delpino, S. H., y Grecco, L. E. 2015. Counterclockwise post-emplacement evolution of metatrololites from the Aluminé Igneous-Metamorphic Complex, Neuquén, Argentina.
- Urraza, I. A., Delpino, S. H., y Grecco, L. E. 2019. MORB-derived amphibolites in the Paleozoic basement of the Aluminé Igneous-Metamorphic Complex, Neuquén, Argentina: Decoding its genesis, PT evolution and pre-Andean regional correlations.
- Varela, R., Dalla Salda, L. H., Cingolani, C. A., y Gomez, V. 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 18.
- Varela, R.; Basei, M.A.S.; Brito Neves, B.B.; Sato, A.M.; Teixeira, W.; Cingolani, C.A.; Siga Jr., O. 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo- Paso Flores, Río Negro, Argentina. In *South American Symposium on Isotope Geology (2)*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 34: 148-151. Buenos Aires.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O., Passarelli, C.R., 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica Chile* 32 (2), 167–187. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082005000200001>.
- Varela, R., Gregori, D.A., Gonzalez, P.D., Basei, M.A.S., 2015. Caracterización geoquímica del magmatismo de arco devónico and carbonífero-pérmico en el noroeste de Patagonia, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 72 (3), 419–432.
- Vernon, R. H. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, 5, 1-23.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, Special Issue: *Frontiers in geoscience: a tribute to Prof. Xuanxue Mo*, 9 (5), páginas. 1479–1493.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la región extra-andina del Departamento de Chubut (Chubut), entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (2): 85-107.
- Volkheimer, W., y Lago, J. 1981. Descripción geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador. Servicio Geológico Nacional.
- Von Gosen, W. 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, nº 6, 591-623.
- Von Gosen, W., Loske, W., 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the "Gastre fault system". *Journal of South American Earth Sciences* 18, 73–88.
- Von Gosen, W. 2009. Stages of late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geological Magazine* 146: 48-71. DOI:10.1017/S0016756808005311.

- Von Gosen, W., y Loske, W. 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the "Gastre fault system". *Journal of South American Earth Sciences*, 18, nº 1, 73-88.
- Watson, E. B., y Harrison, T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *earth and planetary science letters*, 64, nº 2, 295-304.
- Wemmer, K., Steenken, A., Müller, S. López, de Luchi, M.G., Siegesmund, S., 2011. The tectonic significance of K/Ar illite fine-fraction ages from the San Luis Formation (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *International Journal of Earth Sciences* 100, 659–669.
- Whitney, D. L., y Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95, nº 1, 185-187.
- Yoya, M.B., Oriolo, S., González, P., Restelli, F., Renda, E., Bechis, F., Christie Newbery, J., Marcos, P., Olaizola, E., 2023. The birth of the Gondwanide arc: Insights into Carboniferous magmatism of the North Patagonian Andes (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 123, 104225.
- Zaffarana, C.B., López de Luchi, M.G., Somoza R., Giacosa R. y Martino, R.D. 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, Central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 151-166. DOI: 10.1016/j.jsames.2010.10.003.
- Zaffarana, C.B., Montenegro, T. y Somoza, R. 2012. The host rock of the Central Patagonian Batholith in Gastre: further insights on the Late Triassic to Early Jurassic deformation in the region. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 106-126.
- Zaffarana, C.B., Somoza, R., y López de Luchi, M. 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 94–122. DOI:10.1016/j.jsames.2014.06.006
- Zen, E., Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12 (9), 515–518. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>.

13. Anexos

13.1 Metodología utilizada en las dataciones U-Pb en circón y resultados

13.1.a. Laboratorio Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo).

Para los análisis de U-Pb se utilizó un sistema de ablación láser excimer Analyte Excite de 193 nm, operando a una frecuencia de 6 Hz, con una energía de 6 mJ, un diámetro de punto de 20 μm y una energía de pulso equivalente al 100% (0,89 J/cm²). El gas portador fue helio, con flujos controlados por los caudalímetros MFC1 y MFC2, ambos ajustados a 0,300 L/min. Luego se analizaron los isótopos U-Pb utilizando un Neptune MC-ICP-MS. Cada análisis está compuesto por 40 mediciones secuenciales (de aproximadamente 1 segundo de integración cada una) en el ICP-MS "Neptune", siendo 10 con el láser apagado (para obtener el blanco instrumental) y 30 bajo ablación con el láser excimer "Analyte Excite". Se miden simultáneamente 7 señales de isótopos, 4 en copas de Faraday (de mayor amplitud): 206, 208, 232, 238, y 3 en MICs ("Contadores de Iones Múltiples", de mayor sensibilidad): 202, 204 y 207. Al final de cada secuencia de mediciones, el valor medio del blanco instrumental es inmediatamente restado de cada una de las 7 señales de isótopo. La señal del isótopo 235 no se mide, sino que se obtiene matemáticamente dividiendo la señal del 238 por la abundancia relativa 238/235 (= 137.88). contribución del Hg (del gas transportador) en la señal 204 se descuenta restando de esta el cociente: señal 202 / abundancia relativa 202/204 (= 4.355). Utilizando las razones: 206/238, 207/235 y 208/232 como estimativas de edad y las fórmulas de Stacey-Kramers, se calculan las abundancias relativas (variables según la edad geológica): 206/204, 207/204 y 208/204. La fracción de "Pb común" (no radiogénico) de los isótopos: 206, 207 y 208 se descuenta entonces restando, de cada uno de ellos, la señal del 204 multiplicada por su respectiva abundancia relativa: 206/204, 207/204 y 208/204. Los análisis del estándar GJ-1 se repiten periódicamente (aproximadamente cada 10 minutos), con el fin de corregir errores y/o variaciones del instrumento en las muestras posteriores.

Tabla 13.1.a.1: Resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra RC3.

Tabla 13.1.a.2: Resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra RC4.

Tabla 13.1.a.3: Resultados isotópicos de U-Pb en circón para las muestras RC142 y RC130.

Tabla 13.1.a.4: Resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra RC78b.

Tabla 13.1.a.5: Continuación de resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra RC78b.

13.1.b. Laboratorio LA.TE.ANDES S.A.

Los análisis de U-Pb realizados en el Laboratorio LA TE ANDES S.A. fueron realizados con una combinación instrumental de LA-ICP-MS (Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry): un láser de ablación Resolution 193 nm fabricado por Australian Scientific Instruments y un ICP-MS triple cuadrupolo modelo 8900 fabricado por Agilent Technologies. Para ello, los granos se seleccionaron evitando en lo posible inclusiones o fracturas. Las mediciones incluyen en general

uno o dos spots por circón analizado; con el objetivo de tener mediciones de los núcleos y bordes de los cristales y analizar posibles herencias o crecimientos metamórficos. El diámetro de spot se selecciona de acuerdo con el tamaño y la homogeneidad de los circones, pudiendo variar entre 20, 24 o 30 μm . A mayor diámetro de spot se selecciona un menor valor de fluencia, de acuerdo con los resultados reportados por Mukherjee et al. (2019); y, en general, una frecuencia también menor, la cual se selecciona en base a la menor dispersión estándar relativa (RSD) lograda durante la sintonización del ICP-MS en modo LA-ICPMS. La sintonización del ICP-MS se realiza en dos etapas. En la primera etapa se optimizan la sensibilidad y la estabilidad en modo solución utilizando una solución de sintonización Agilent conteniendo 1 ppb de ^7Li , ^{89}Y y ^{205}Tl . En la segunda etapa, la sintonización se realiza en modo LA-ICPMS usando una ablación lineal (diámetro de spot y fluencia de acuerdo con los que se usarán en la secuencia de medición, frecuencia entre 5 y 10 Hz, velocidad de scan de 1 $\mu\text{m/s}$) sobre vidrio NIST SRM 612 para alcanzar una intensidad máxima en cps (cuentas por segundo) en la masa 238 de modo que se cumplan las relaciones $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}\approx 1.05$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\approx 0.917$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\approx 2.17$ y $^{248}\text{ThO}/^{232}\text{Th}<0.3\%$; y con una RSD $\leq 5\%$. Se adicionó un caudal de 5 ml/min de N_2 para favorecer la ionización de los elementos en el plasma (Solari et al. 2010). El caudal de He fue de 370 ml/min. Las concentraciones elementales se obtienen considerando el vidrio NIST 610 como material de referencia (RM) primario y NIST 612 como RM secundario (Jochum et al. 2011). Las edades UPb se calculan a partir de las relaciones isotópicas empleando circón 91500 como material de referencia (Wiedenbeck et al. 2004) y mediciones repetidas sobre circón Plesovice (edad TIMS de referencia 337.13 $\pm$ 0.37 Ma; Slama et al. 2008) como testigo. Una secuencia analítica típica, consiste en 100-130 granos de una muestra, al comienzo y al final de cada muestra tres mediciones de vidrio NIST SRM612 y 610, tres de 91500 y dos de Plesovice; con un punto de análisis de Plesovice y uno de 91500 después de cada 10-20 análisis. La precisión de los resultados se confirma a través de la obtención de la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada del testigo (Plesovice). La secuencia analítica comprendió 25 segundos de mediciones de fondo (sin ablación), seguidas de 25 segundos de ablación y 5 segundos de lavado (láser apagado). Se monitorearon las siguientes masas mediante ICP-MS: 89 (Y), 91 (Zr), 111 (Cd), 131 (La), 206 (Pb), 207 (Pb), 208 (Pb), 232 (Th), 235 (U) y 238 (U). Para la reducción de los datos se utilizó el Software LADR 1.1.05. El procesamiento posterior se realizó con Isoplot 4.15 y IsoplotR.

Referencias

- Mukherjee, P.K., Souders, A.K., y Sylvester, P.J., 2019. Accuracy and precision of U-Pb zircon geochronology at high spatial resolution (7-20 μm spots) by laser ablation-ICP-single-collector-sector-field-mass-spectrometry. *JAAS* 34, 180-192.
- Slama et al., 2008. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem Geology* 249, 1-35; (7).
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O, y Tanner, Martin., 2009. U-Pb Zircon Geochronology with an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18.
- Wiedenbeck M. et. al., 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1), 9–39.

Tabla 13.1.b.1: Resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra G89 (localidad C29).

Tabla 13.1.b.2: Continuación de resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra G89.

Tabla 13.1.b.3: Resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra RC74a.

Tabla 13.1.b.4: Continuación de resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra RC74a.

13.1.c. Laboratorio Ele-Map GFZ Potsdam

Los análisis de U-Pb en circón realizados en el Laboratorio “Elemental Mapping by LA-ICP-MS Laboratory (EleMap)” del GFZ, Potsdam, mediante espectrometría de masas con ablación láser acoplada a plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS). Para ellos se utilizó un sistema de láser excimer Teledyne Analyte Excite de 193 nm acoplado a un espectrómetro de masas de plasma acoplado inductivamente con analizador cuadrupolar Thermo Scientific iCAP RQ, así como a un iCAP TQ también de Thermo Scientific, el cual permite el filtrado de masas mediante una celda de reacción (MS/MS). El sistema de láser proporciona un haz completamente homogeneizado, lo que garantiza una ablación uniforme en todo el rango de tamaños de punto, con una duración de pulso en el orden de los nanosegundos (<4 ns). La frecuencia de repetición es totalmente ajustable entre 1 y 300 Hz, con un tamaño de haz sobre la muestra que varía entre 2 y 150 micrones.

Se emplearon los siguientes parámetros de adquisición y procesamiento de datos: una relación isotópica fija de $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.818$. El tiempo máximo de adquisición por haz fue de 60 segundos, utilizando el método Laser log para el registro del tiempo de haz, con una sensibilidad establecida en 1000 unidades. El tipo de ajuste predeterminado aplicado a los datos fue exponencial, con un recorte de datos de 1 segundo tanto al inicio como al final del intervalo de señal (FitStartCrop = 1, FitEndCrop = 1). Los canales utilizados para indexar y enmascarar la señal corresponden ambos a U238, con un umbral de corte (MaskCutoff) de 1000, aplicando el método Laser log para el enmascaramiento. El resultado del enmascaramiento fue considerado como verdadero (TRUE), y no se aplicó recorte adicional (MaskTrim = 0). El material de referencia empleado fue el estándar internacional Z_91500. Se estableció un umbral de corte para los isótopos de uranio de 2.000.000, y el modo de isótopo de uranio seleccionado fue U238. Las constantes de desintegración utilizadas fueron: $\lambda^{232} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{ año}^{-1}$, $\lambda^{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ año}^{-1}$ y $\lambda^{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ año}^{-1}$.

Tabla 13.1.c. Resultados isotópicos de U-Pb en circón para la muestra M118.

13.2. Resultados y parámetros del método Ar-Ar en filosilicatos

Tabla 13.2.a: resultados de Ar-Ar en moscovita de la muestra RC286.

Tabla 13.2.b: Resultados de Ar-Ar en moscovita de la muestra RC130.

Tabla 13.2.c: Parámetros y referencias utilizadas en la medición de Ar-Ar en moscovita.

Parámetros	(36Ar/37Ar)Ca	0,000322	3	%
	(39Ar/37Ar)Ca	0,000788	4	%
	(38Ar/37Ar)Ca	0,000026	100	%
	(40Ar/37Ar)Ca	0,0006	100	%
	(40Ar/39Ar)K	0,00085	4	%
	(38Ar/39Ar)K	0,011	91	%
[3]	(36Cl/38Cl)	316	5	%
[1] y [1']	(40Ar/36Ar)Atm	298,56	0,104	%
[1] y [1']	(38Ar/36Ar)Atm	0,1885	0,159	%
[2]	Lambda 40	5,53E-10	1,35E-12	y-1
	Lambda 39	2,58E-03		y-1
	Lambda 37	1,98E-02		d-1
	Lambda 36Cl	2,26E-06		y-1

Referencias:	
[1]	Lee, JY, Marti, K, Severinghaus, JP, Kawamura, K, Yoo, HS, Lee, JB, Kim, JS (2006). A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. <i>Geochimica Cosmochimica Acta</i> , 70, 4507-4512.
[1]	Mark, DF, Stuart, FM, De Podesta, M (2011). New high-precision measurements of the isotopic composition of atmospheric argon. <i>Geochimica Cosmochimica Acta</i> , 75, 7494-7501.
[2]	Renne, PR, Balco, G, Ludwig, RL, Mundil, R, Min, K, . (2011). Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of (40)K decay constants and (40)Ar*/(40)K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for (40)Ar/(39)Ar geochronology" by PR Renne et al. (2010). <i>Geochimica Cosmochimica Acta</i> , 75, 5097-5100.
[3]	York, D, Personal Communication - McMaster reactor
Método de regresión	York, D. (1969). Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. <i>Earth Planet. Sci. Lett.</i> 5, 320-4.
Las edades y errores de los monitores Hb3gr y TCs se refieren a:	Rennes, PR, Balco, G, Ludwig, Mundil, R, Min, K, . (2011). Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of (40)K decay constants and (40)Ar*/(40)K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for (40)Ar/(39)Ar geochronology" by PR Renne et al. (2010). <i>Geochimica Cosmochimica Acta</i> , 75, 5097-5100.
Las edades y errores de los monitores Hb3gr y TCs se refieren a:	Rennes, PR, Balco, G, Ludwig, Mundil, R, Min, K, . (2011). Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of (40)K decay constants and (40)Ar*/(40)K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for (40)Ar/(39)Ar geochronology" by PR Renne et al. (2010). <i>Geochimica Cosmochimica Acta</i> , 75, 5097-5100.

13.3. Resultado del método K-Ar en filosilicatos

Tabla 13.3: Resultados de K-Ar en moscovita para las muestras LG8, MC1, 88-44 y 640.

13.4. Resultado de geoquímica de roca total

Tabla 13.4.1: Resultados geoquímica de roca total para los Granitoides Mamil Choique.

Tabla 13.4.2: Continuación de resultados geoquímica de roca total para los Granitoides Mamil Choique.

Tabla 13.4.3: Continuación de resultados geoquímica de roca total para los Granitoides Mamil Choique.

Tabla 13.4.4: Continuación de resultados geoquímica de roca total para los Granitoides Mamil Choique.

Tabla 13.4.5: Continuación de resultados geoquímica de roca total para los Granitoides Mamil Choique.

Tabla 13.4.6: Continuación de resultados geoquímica de roca total para los Granitoides Mamil Choique.

13.5. Resultados de análisis isotópicos de los sistemas Rb-Sr, Sm-Nd y Lu-Hf

13.5.a. Resultados Rb-Sr

Tabla 13.5.a.1: Resultados isotópicos Rb-Sr de este trabajo y de datos de la bibliografía para las unidades de los Granitoides Mamil Choique de la Sierra de Mamil Choique (Dalla Salda et al., 1994; Pankhurst et al., 2006 y López de Luchi y Cerrredo, 2008).

Tabla 13.5.a.2: Resultados isotópicos Rb-Sr de este trabajo para la Fm. Cushamen de la Sierra de Mamil Choique y de Río Chico.

13.5.b. Resultados Sm-Nd

Tabla 13.5.b: Resultados isotópicos de Sm-Nd de este trabajo para los Granitoides Mamil Choique y el basamento de la Formación Cushamen.

13.5.c. Resultados Lu-Hf

Tabla 13.5.c: Resultados isotópicos de Lu-Hf y condiciones de operación del láser, para la muestra RC142.

13.6. Resultados química mineral

13.6.a. Resultados muestra 88-44

Tabla 13.6.a.1: Resultados de la composición del anfíbol en base a la geoquímica mineral de la muestra 88-44.

Tabla 13.6.a.2: Resultados de la composición de las plagioclasas en base a la geoquímica mineral de la muestra 88-44.

Tabla 13.6.a.2: Resultados de la composición de las biotitas en base a la geoquímica mineral de la muestra 88-44.

13.6.b. Resultados de trazas en moscovita

Tabla 13.6.b.1: Resultados de las trazas en moscovitas analizadas de las muestras RC93, RC73, RC41, LG8 y MC1, todas pertenecientes a la unidad Leucogranito La Pintada.

Tabla 13.6.b.2: Metodología LA-SF-ICP-MS para elementos trazas en micas de las muestras realizadas.

13.7. Resultado de contenidos modales de los GMC

Tabla 13.7.1: Tabla con contenidos modales promedio de las unidades de los Granitoides Mamil Choique.

13.8. Resultados del modelado isotópico

Tabla 13.8.1: scripts en R utilizado, composiciones y ecuación de fusión utilizados para el modelado isotópico de la fusión parcial de la Fm. Cushamen, con el fin de obtener un % de fusión.

Tabla 13.8.2: resultado obtenidos para el modelado de mayoritarias de una mezcla binaria entre la Fm. Cushamen y los fundidos máficos tipo MOS-043 o SER-044.

13.9. Resultados de la cristalización fraccionada

Tabla 13.9.1: coeficientes de partición y resultados del modelado por cristalización fraccionada entre las granodioritas y los monzogranitos de la Granodiorita Huenchuquil.

Tabla 13.9.2: coeficientes de partición y resultados del modelado por cristalización fraccionada entre la Granodiorita Huenchuquil y los monzogranitos de Nahuel y Antinao.

Tabla 13.9.3: coeficientes de partición y resultados del modelado por cristalización fraccionada entre los monzogranitos de Nahuel y Antinao y el Leucogranito La Pintada.

Para solicitar el material complementario de los anexos enviar un mensaje a la dirección de mail:

carobgrillo@gmail.com