



B.7. EL MAGMATISMO PÉRMICO Y TRIÁSICO DE LA REGIÓN DE GASTRE Y SIERRA DEL MEDIO, SUROESTE DEL MACIZO NORPATAGÓNICO

Silvia LAGORIO, Alicia BUSTEROS, Diego SILVA NIETO, Claudia ZAFFARANA, Raúl GIACOSA, Pablo GONZÁLEZ

RESUMEN

Este trabajo aborda los aspectos distintivos que caracterizan los extensos afloramientos de granitoides de las serranías con orientación NO-SE de la región de Gastre y alrededores en el norte del Chubut. Los cuerpos graníticos del Pérmico son reunidos dentro del Complejo Mamil Choique en tanto que los del Triásico superior integran el Complejo Gastre - Lipetrén.

Las rocas de ambos complejos tienen características petrográficas y geoquímicas semejantes, son metaluminosas a peraluminosas, calcoalcalinas y mayormente de alto potasio. Están compuestas por facies biotíticas y biotítico-hornbléndicas, una facies biotítico-muscovítica sólo presente en los granitos pérmicos y una leucocrática (< 3% de biotita) que predomina entre los triásicos.

Las edades U-Pb obtenidas en las rocas pérmicas ponen de manifiesto que la actividad ígnea tuvo lugar en el intervalo $294,2 \pm 2$ Ma - $253,2 \pm 1,6$ Ma, incluyendo una facies de $276,3 \pm 6,3$ Ma, estas dos últimas edades provenientes de la sierra del Medio. Las edades U-Pb obtenidas en las rocas triásicas (221 ± 2 Ma - 213 ± 2 Ma) indican que todas las facies se intruyeron durante el Triásico tardío.

La petrogénesis de los magmas pérmicos y triásicos es congruente con procesos de hibridación con participación mantélica y cortical según las evidencias de campo, petrográficas, geoquímicas e isotópicas. Predominan las texturas magmáticas, deformación en estado sólido sólo presentan fundamentalmente el granito Yancamil y algunos cuerpos triásicos del área de Gastre, aunque estas milonitas, de pequeña escala y distribución local, representarían zonas de acomodamiento entre pulsos de magmas adyacentes.

Finalmente, se reseñan las varias hipótesis e interpretaciones existentes acerca del marco geodinámico imperante durante el magmatismo del Pérmico y Triásico de la región de Gastre, así como los regímenes tectónicos dominantes y los mecanismos de emplazamiento de los magmas.

Palabras clave. Granitos, Pérmico, Triásico, Chubut, calcoalcalinos.

ABSTRACT

This work deals with distinctive aspects that characterize the extensive granitic outcrops that emerge in all the NW-SE oriented mountain ranges of the Gastre region and its surroundings, in the north of Chubut. Permian plutons are gathered within the Mamil Choique Complex while those of the Upper Triassic in the Gastre - Lipetrén Complex.

Rocks of both complexes have similar petrographic and geochemical characteristics; they are metaluminous to peraluminous, calcalkaline and mostly high potassium. They comprise a biotitic and biotitic-hornblendic facies, a biotitic-muscovitic one within the Permian granites and a leucocratic facies (<3% biotite) prevailing among the Triassic ones.

U-Pb ages obtained from Permian rocks show that igneous activity took place in the lapse 294.2 ± 2 Ma - 253.2 ± 1.6 Ma, including a facies of 276.3 ± 6.3 Ma; the latter two ages come from Sierra del Medio. U-Pb ages obtained from the Triassic (221 ± 2 Ma - 213 ± 2 Ma) indicate that they were intruded during late Triassic times.

Field, petrographic, geochemical and isotopic evidence are consistent with mantle and crustal hybridization processes taking part in the petrogenesis of Permian and Triassic magmas. Magmatic textures predominate, solid state deformation only appears in Yancamil granite and in some Triassic bodies from the Gastre area, although these mylonites would represent areas of accommodation between adjacent magma pulses due to their small scale and local distribution.



Finally the geodynamic framework of the Gastre region during Permian and Triassic times is reviewed, as well as the dominant tectonic regimes and magma emplacement mechanisms.

Keywords. *Granites, Permian, Triassic, Chubut, calcalkaline.*

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es el resultado del levantamiento geológico de las Hojas Geológicas Gastre y Sierra del Medio, a escala 1:100.000 por parte del Servicio Geológico Argentino (SEGEMAR).

La zona se ubica en el extremo sudoeste del Macizo Norpatagónico (Fig. 1) y se caracteriza por presentar una profusa actividad ígnea entre el Paleozoico tardío y el Mesozoico, parti-

cularmente un significativo plutonismo entre el Cisuraliano y el Triásico tardío, reflejo de los procesos geodinámicos imperantes. Dicho magmatismo estaría ligado a la consolidación final de la Pangea y al comienzo de su desmembramiento, lo cual conllevó un cambio de régimen tectónico a nivel global.

Hasta el presente han sido realizados importantes estudios por parte de distintos grupos de investigación, que abordaron aspectos petrológicos, geoquímicos, geocronológicos y estructurales, que permitieron caracterizar la evolución tectónica del sector sudoeste del Macizo Norpatagónico. En esta contribución se dan a conocer los resultados de los estudios realizados hasta el presente, así como también una síntesis de los trabajos previos, a fin de plasmar un completo estado actualizado del conocimiento de magmatismo permotriásico en el noroeste del Chubut.

Si bien recientes dataciones radimétricas U-Pb han permitido reconocer la presencia de rocas volcánicas del Triásico medio (González *et al.* 2021, Lagorio *et al.* com. pers., Fig. 2), en el presente capítulo sólo se abordarán las rocas plutónicas permotriásicas, volumétricamente dominantes en la región.

ROCAS GRANÍTICAS PÉRMICAS

Están representadas esencialmente por rocas que afloran en la sierra del Medio, parte de la sierra de Calcatapul y en la zona suroeste de la región aquí estudiada (Fig. 2) que está ubicada al norte de la laguna del Toro (al sur del área mapeada). Fueron previamente asignados a la Formación Mamil Choique por Proserpio (1978) con una edad carbonífera; posteriormente Rapela *et al.* (1991) elevaron Mamil Choique a la categoría de Complejo y reconocieron en él dos unidades: Granitoides Laguna del Toro y Granitoides Sierra del Medio, de edad neopaleozoica. En este trabajo los autores también asignaron dentro de este Complejo al denominado Granito Yancamil de von Gosen y Loske (2004), quedando incluidas todas las rocas de

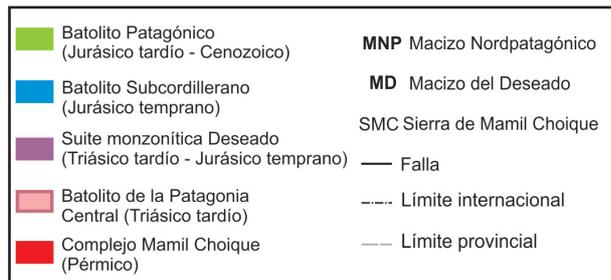
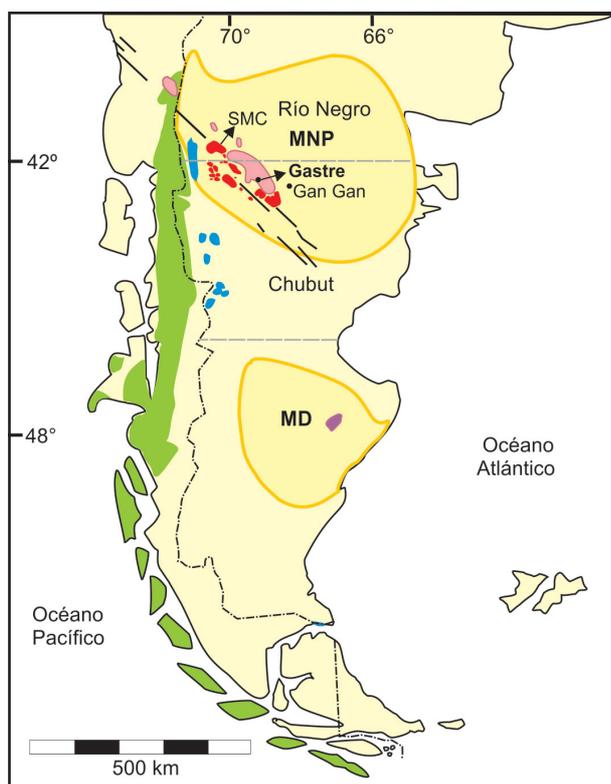


Fig. 1. Mapa esquemático de Patagonia, con las principales unidades plutónicas en la zona de Gastre - sierra del Medio y zonas aledañas. Modificado de Rapela *et al.* (2005), Pankhurst *et al.* (2006), Bouhier *et al.* (2017) y Hauser *et al.* (2017).



edad pérmica, más allá de que la mayoría de las dataciones U-Pb obtenidas para Mamil Choique en otras áreas revelan edades esencialmente del Pérmico temprano. A nivel regional en esta zona de estudio, la franja de granitos pérmicos tiene una disposición NO-SE entre la sierra de Mamil Choique (Río Negro) y las proximidades de Gan Gan (Fig. 1).

Granodioritas, tonalitas y granitos Laguna del Toro

Estudios petrológicos, geoquímicos y geocronológicos en estas rocas fueron realizados por Rapela *et al.* (1991, 1992), Pankhurst *et al.* (2006), Fanning *et al.* (2011) y Castillo *et al.* (2017).

Las rocas afloran en el sector SO de la región estudiada (Fig. 2); 2 km al sur de esta zona, en el cañadón del Zaino, intruyen a las metasedimentitas de alto grado del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres (Giacosa *et al.* 2014a) del Devónico (González y Giacosa 2021 este volumen), y son cubiertas por sedimentitas jurásicas.

La unidad está integrada por rocas de color gris claro a ligeramente rosadas, con textura granosa mediana a gruesa, hipidiomórfica inequigranular, en ocasiones con desarrollo de megacristales que alcanzan hasta 1,5 cm. Presentan foliación de flujo y exhiben pequeños *schlieren* y enclaves microdioríticos, a veces elongados siguiendo dicha foliación (Fig. 3a); están intruidas por granitos leucocráticos, venas aplíticas y pegmatíticas, así como también por diques dioríticos y lamprofíricos.

Las rocas presentadas en este estudio clasifican modalmente como granodioritas y tonalitas (Fig. 4a) biotíticas y biotítico-hornbléndicas. Rapela *et al.* (1991) incluyen además en esta unidad granitos con biotita y muscovita (Fig. 4a).

Las granodioritas y tonalitas están constituidas por plagioclasa (55-40%), cuarzo (45-25%), feldespato potásico (25-0%), biotita (15-5%), hornblenda (8-0%) y escasa augita (~2%), estas dos últimas fases sólo en la variedad biotítico-hornbléndica; como minerales accesorios hay apatita, circón, minerales opacos, muscovita (en la variedad biotítica) y titanita euhedral (en la

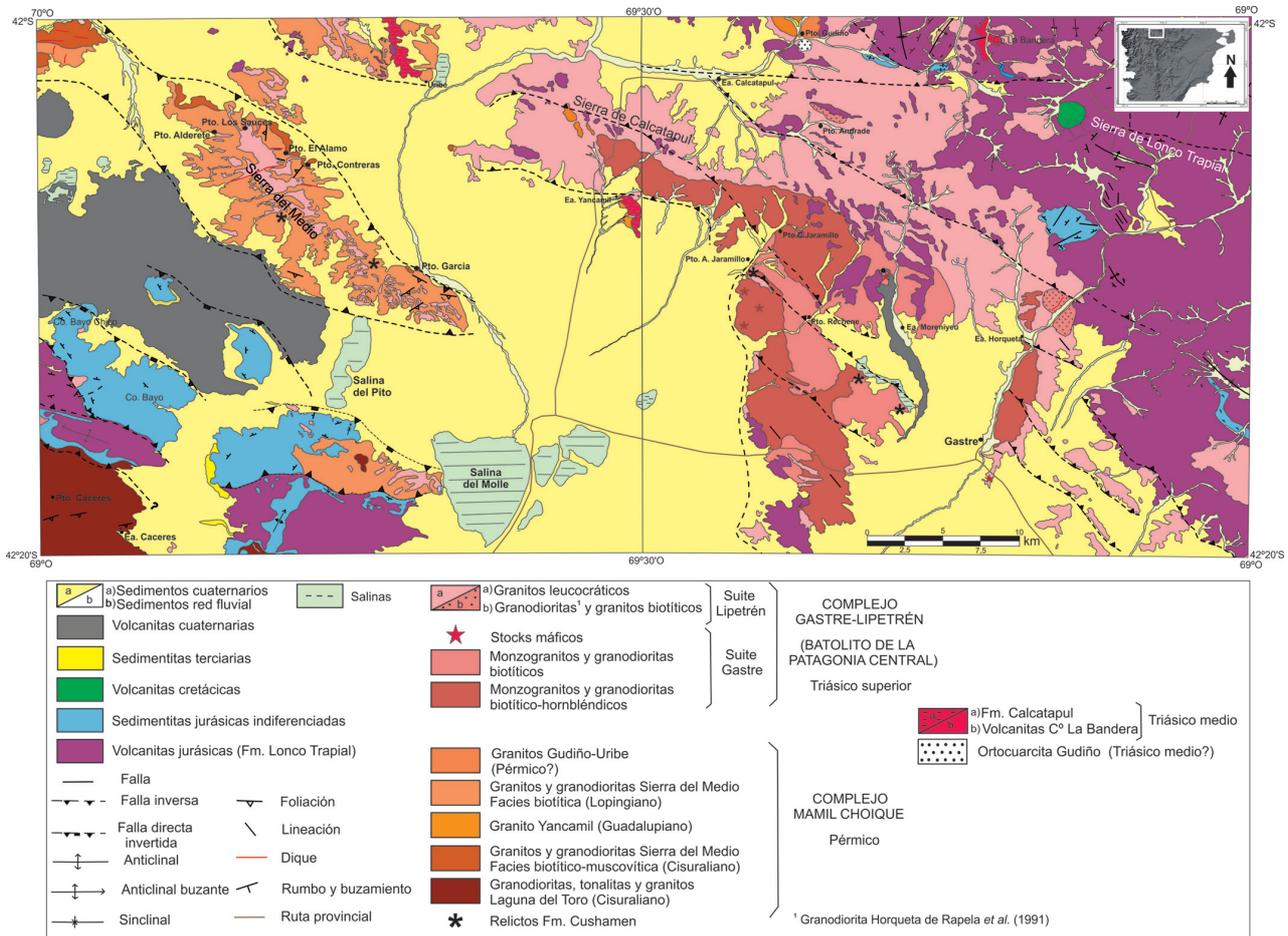


Fig. 2. Mapa geológico de la región Gastre - Sierra del Medio.

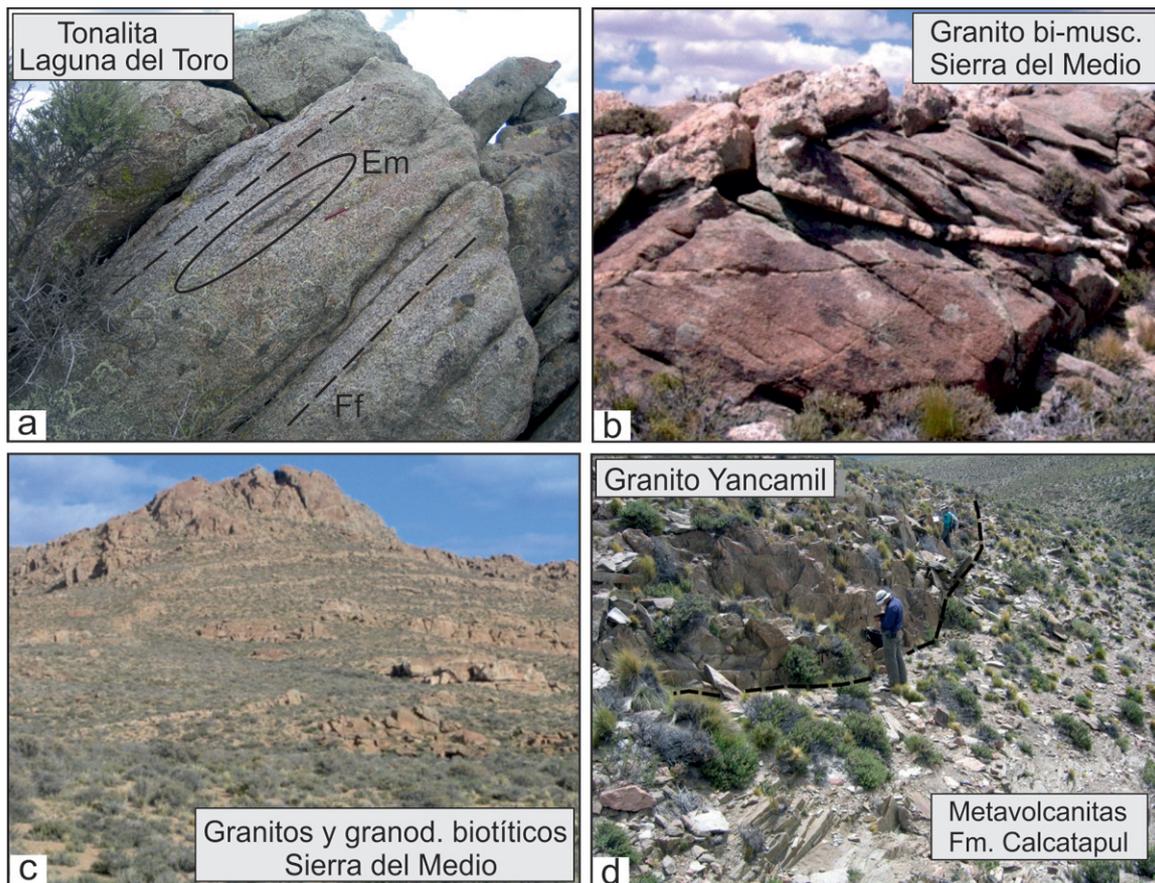


Fig. 3. Fotografías de afloramientos de las rocas graníticas pérmicas. a) Tonalita biotítico-hornbléndica foliada con enclaves máficos (Em) aplanados junto a la foliación de flujo (Ff). b) Monzogranitos biotítico-muscovíticos Sierra del Medio (GBM) atravesados por láminas y venas pegmatíticas. c) Monzogranitos y granodioritas biotíticas Sierra del Medio (GB) atravesados por láminas pegmatíticas y graníticas leucocráticas subhorizontales concordantes con la foliación, que confieren al afloramiento un aspecto pseudoestratificado. d) Granito Yancamil en contacto tectónico con las metavolcanitas de la Formación Calcatapul, a lo largo de la zona de cizalla Yancamil.

biotítico-hornbléndica). La plagioclasa exhibe incipiente alteración sericitica, inclusiones de biotita y ocasionales mirmequitas. El cuarzo puede llegar a presentar extinción ondulosa y fragmentosa, en ocasiones migración de borde de grano, así como textura en damero. El feldespatopotásico constituye oicocristales que engloban secciones de plagioclasa y biotita, presentando algunas secciones un avanzado reemplazo de ortosa por microclino. La biotita y la hornblenda se encuentran en secciones subhedrales mayormente frescas (Fig. 5a).

La textura de las rocas es eminentemente magmática, si bien se observan algunos rasgos subordinados de deformación de alta temperatura en estado sólido sobreimpuesta como textura en damero en el cuarzo y microclinización de la ortosa. Estas texturas son atribuidas al flujo magmático o flujo suspendido de Paterson *et al.* (1998), en condiciones cercanas a la temperatura del *solidus*, con presencia de fundido intersticial entre los cristales, habiendo sido el porcentaje de magma superior al fundido crítico de

Arzi (1978) como se sintetiza conceptualmente en González (2008).

Las tonalitas y granodioritas presentan enclaves de microdioritas cuarzosas. Están constituidos esencialmente por plagioclasa, hornblenda y biotita, con cuarzo muy subordinado (7-10%).

Los análisis químicos que se realizaron para el presente estudio señalan que las rocas biotítico-hornbléndicas son mayormente metaluminosas mientras que las biotíticas son peraluminosas con un índice de saturación en aluminio (ISA, Shand 1943) < 1,15 (Fig. 4c, Lagorio *et al.* com. pers.). Las rocas de ambas variedades clasifican como calcoalcalinas en el diagrama AFM y el de SiO_2-K_2O , de alto potasio en algunas muestras (Figs. 4d, e), y calcoalcalinas a cálcicas en el gráfico del índice álcalis-calcio modificado (Frost *et al.* 2001) vs. sílice (Fig. 4f).

Distintas edades fueron obtenidas por distintos autores utilizando diversos métodos (Fig. 6). Los primeros datos geocronológicos corresponden a una isocrona Rb-Sr presentada por

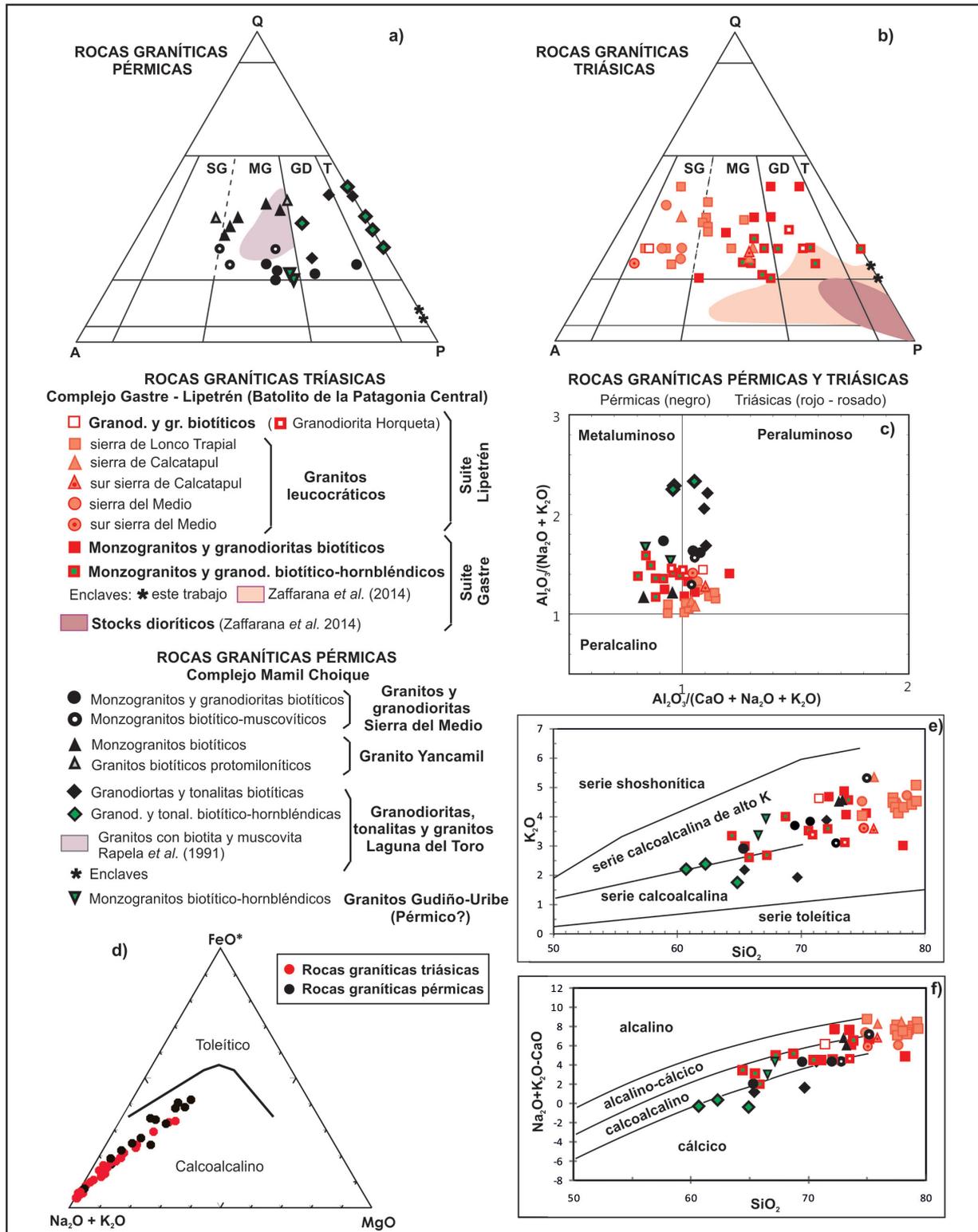


Fig. 4. a) Diagrama QAP modal (Le Maitre 1989) para las rocas graníticas pérmicas; b) Diagrama QAP modal (Le Maitre 1989) para las rocas graníticas triásicas; c) Diagrama de Shand (1943) ACNK molar para las rocas graníticas pérmicas y triásicas; d) Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971); e) Diagrama SiO_2 - K_2O (Peccerillo y Taylor 1976); d) Diagrama del índice álcalis-calcio modificado (Frost *et al.* 2001) vs. sílice con las suites definidas por Peacock (1931) para las rocas pérmicas y triásicas. SG = sienogranito, MG = monzogranito, GD = granodiorita, T = tonalita.

Rapela *et al.* (1992), que dio una edad de $345,7 \pm 35,2$ Ma, correspondiente al Carbonífero. Posteriormente, una edad U-Pb SHRIMP en circones de $294,2 \pm 2$ Ma obtenida por Pankhurst *et*

al. (2006) permitió ajustar con precisión su ubicación temporal en el Cisuraliano (Pérmico). Las edades de enfriamiento K-Ar obtenidas en biotita de las dos variedades, biotítico-hornbléndica

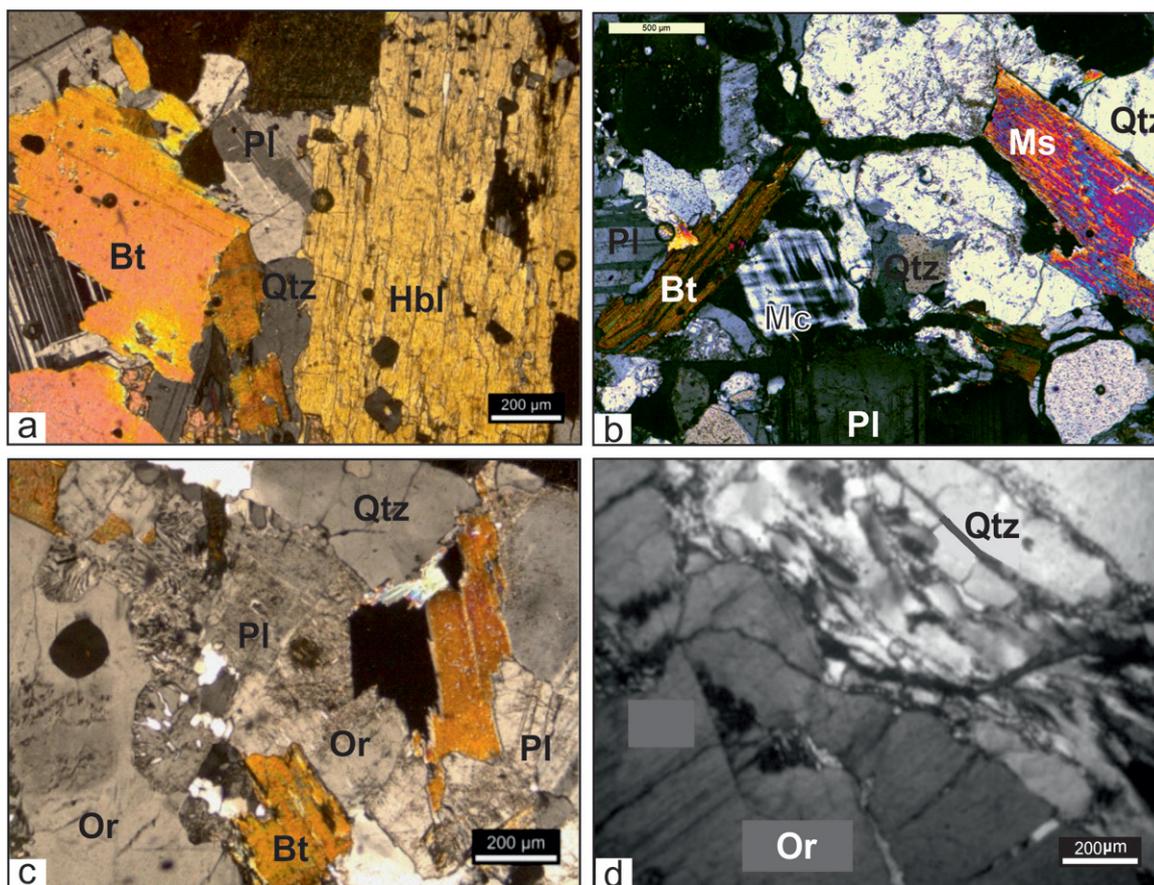


Fig. 5. Fotomicrografías de las rocas pérmicas, con analizador. a) Tonalita Laguna del Toro con biotita (Bt) y hornblenda (Hbl); b) Monzogranito de la facies biotítico-muscovítica; c) Monzogranito de la facies biotítica, nótese los lóbulos mirmequíticos que reemplazan a la ortosa (Or) con finas perfitas, y cuarzos (Qtz) con textura en damero; d) Granito Yancamil: cristales aplanados de cuarzo (Qtz) formando microestructuras tipo cinta contra un cristal más resistente de ortosa (Or). Mc = microclino, Ms = muscovita, Pl = plagioclasa. Abreviaturas según Kretz (1983)

y biotítica, son $274,7 \pm 5,6$ Ma y $270 \pm 7,2$ Ma, respectivamente.

Respecto a los rasgos estructurales, las granodioritas y tonalitas Laguna del Toro presentan foliación, lineación mineral y estiramiento de enclaves por flujo magmático. La foliación es de rumbo $N60^{\circ}-80^{\circ}E$, inclinando hacia el SE y es paralela a la foliación metamórfica de su roca de caja, las metasedimentitas de alto grado del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres (Giacosa *et al.* 2014a). La ausencia de fábricas tectónicas dúctiles en los granitos sugiere que fueron emplazados tardíamente respecto de la fase principal de deformación y metamorfismo.

Granitos y granodioritas Sierra del Medio

El magmatismo en esta zona fue estudiado por Llambías *et al.* (1984a) y Rapela *et al.* (1991, 1992). Estos últimos autores aportaron los primeros datos geoquímicos y geocronológicos en el área. Más recientemente, Lagorio *et al.*

(2014, 2022 este congreso) distinguieron facies y aportaron nuevos análisis químicos así como dataciones radimétricas.

Si bien la roca de caja no aflora en la sierra, escasos relictos de esquistos biotíticos y sillimaníticos cordieríticos incluidos en estas rocas, fueron asignados a la Formación Cushamen. Por otro lado, se encuentran cubiertos por andesitas de la Formación Lonco Trapial en un sector ubicado al NE de la sierra (Fig. 2).

El estudio de campo realizado por Lagorio *et al.* (2014) permitió diferenciar las siguientes variedades: 1) granitoides (monzogranitos y granodioritas) biotíticos (GB) y 2) leucogranitos (LG), pegmatitas y aplitas. Trabajos de campo recientes permitieron reconocer una nueva facies, integrada por monzogranitos biotítico-muscovíticos (GBM), lo que llevó a realizar modificaciones en la propuesta previa. Por lo tanto, la unidad queda integrada por las siguientes dos facies: 1) monzogranitos y granodioritas biotíticos (GB), dominantes volumétricamente, y 2) monzogranitos biotítico-muscovíticos (GBM),



subordinados arealmente (Lagorio *et al.* 2022 este congreso). Los granitos leucocráticos que intruyen profusamente a las rocas de ambas facies, son actualmente considerados como parte del magmatismo triásico por lo que son tratados posteriormente.

Facies de monzogranitos biotítico-muscovíticos (GBM). Aflora esencialmente en el sector noreste de la sierra, como una faja marginal estrecha y discontinua que se extiende hasta las proximidades del puesto Contreras (Fig. 2). También hay asomos en unas lomadas muy redondeadas al NO de la sierra del Medio y, asimismo, se observó un pequeño afloramiento en el extremo occidental de la sierra de Calcatapul. Cabe aclarar que en los trabajos presentados por Rapela *et al.* (1991, 1992) se considera a los granitos con biotita y muscovita como la litología dominante en toda la sierra, previamente considerados como migmatitas y granitos migmáticos por Llambías *et al.* (1984a).

Son granitos de color castaño grisáceo claro. Se caracterizan por poseer elevado grado de silicificación, y algunas partes tienden a desgranarse. En sectores se observa foliación de flujo magmático, con valores de N36°E/30°NO, N8°E/43°NO y N20°O/22°SO. Las rocas están intruidas por otras de una facies biotítica y están atravesadas por diques leucocráticos, así como por finas láminas y venas pegmatíticas (Fig. 3b) con actitudes N34°E/14°NO, N5°E/17°O, N30°E/19°NO.

Los monzogranitos (Fig. 4a) presentan textura granosa media, hipidiomórfica e inequigranular. Están constituidos por ortosa (41-25%), plagioclasa (34-22%), cuarzo (26-23%), biotita (10-6%), muscovita (5-3%) y circón como mineral accesorio. La ortosa en algunos casos exhibe un avanzado grado de microclinización. La plagioclasa suele presentar cristales con fuerte zonalidad, mirmequitas en secciones intersticiales y alteración sericítico-arcillosa leve. El cuarzo posee algunas secciones con textura en damero y otras con migración de borde de grano. La biotita posee escasa alteración parcial a muscovita, epidoto y clorita. La muscovita exhibe secciones de hasta 2 mm (Fig. 5b), frescas o como reemplazo de la biotita.

La textura es esencialmente magmática, si bien existen algunos rasgos subordinados indicadores de deformación de alta temperatura en estado sólido (*e.g.*, cuarzo en damero, microclinización de la ortosa) que se atribuyen al flujo magmático o flujo suspendido de

Paterson *et al.* (1998). Estas texturas se generan en condiciones cercanas a la temperatura del *solidus*, con presencia de fundido intersticial entre los cristales, habiendo sido el porcentaje de magma superior al fundido crítico de Arzi (1978). Por otro lado, algunas rocas poseen textura cataclástica superpuesta, con un 30% de matriz, por lo que tipifican como granitos protoclásticos (o protoclasitas).

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas analizadas son peraluminosas, con un índice de saturación en aluminio < 1,1 (ISA, Shand 1943; Fig. 4c). Son calcoalcalinas en los diagramas AFM y K₂O-SiO₂ y en el del índice alcali-calcio modificado de Frost *et al.* (2001) vs. sílice (Fig. 4d, e, f).

En cuanto a la edad, si bien habían sido originalmente consideradas como pre-carboníferas por Llambías *et al.* (1984a), datos geocronológicos Rb-Sr dieron un valor de 267 ± 27 Ma (Rapela *et al.* 1992), correspondiente al Guadalupiano (Pérmico) (Fig. 6). Lagorio *et al.* (2022 este congreso) presentan una nueva edad U-Pb por ablación laser en circones de un monzogranito de esta facies de 276,3 ± 6,3 Ma (Figs. 6, 7a). Asimismo, fue detectado un evento de menor temperatura sobreimpuesto, a una edad de 256,3 ± 8 Ma (Fig. 7b).

Una edad U-Pb SHRIMP de 281 ± 2 Ma (MAC-128, Pankhurst *et al.* 2006) fue obtenida en el área de la sierra de Mamil Choique (Río Negro), en donde las edades magmáticas U-Pb varían entre 295 y 272 Ma (Varela *et al.* 2015). Rocas de la Formación Mamil Choique afloran también hacia el sudeste (Fig. 1), en las cercanías de Gan Gan, en donde circones portados por las volcanitas jurásicas de la Formación Cañadón Asfalto en el área del yacimiento Navidad, dieron por ablación láser una edad U-Pb de 281,3 ± 8,7 Ma (Bouhier *et al.* 2017). Dataciones U-Pb en circones de una arenisca de la Formación Cañadón Asfalto en la subcuenca Fossati dieron valores en el rango 359-230 Ma para el denominado evento Mamil Choique (Hauser *et al.* 2017).

Facies de monzogranitos y granodioritas biotíticos (GB). Constituyen la litología más abundante en la sierra del Medio. Son rocas de color gris claro, de grano mediano a grueso, que poseen marcada foliación y lineación mineral de flujo. Presentan *schlieren* y enclaves redondeados microdioríticos a veces aplanados en la dirección de la foliación. Están profusamente intruidos por los granitos leucocráticos, pegmati-



tas y aplitas; los magmas leucocráticos se emplazaron como diques, mientras que hacia la parte superior de los afloramientos se disponen frecuentemente como láminas subhorizontales concordantes (Fig. 3c), o bien discordantes respecto a la foliación de las rocas graníticas biotíticas. Éstas se encuentran asimismo intruidas por diques riolíticos y dacíticos de hasta 4,5 km de longitud, así como también microdioríticos, con textura lamprofírica (espeartitas) y una edad de 215 ± 10 Ma (Llambías *et al.* 1984a).

Los monzogranitos y granodioritas (Fig. 4a) presentan textura hipidiomórfica inequi-granular. Están constituidos por plagioclasa (45-35%), feldespato potásico (30-25%), cuarzo (25-20%), biotita (15-5%) y, como minerales accesorios, titanita, circón, muscovita, apatita y minerales opacos. La plagioclasa presenta frecuentes lóbulos mirmequíticos (Fig. 5c) en el contacto con la ortosa e incipiente alteración sericítica. La ortosa exhibe pertitas tipo *string*, algunas secciones con textura micrográfica y un pasaje en grado variable a microclino. El cuarzo posee secciones con extinción ondulosa y puede exhibir ocasionalmente textura en damero, así como migración de borde de grano de alta temperatura. La biotita en sectores está orientada en bandas subparalelas discontinuas, presentando en ocasiones alteración a sericita, muscovita, epidoto, allanita, zoisita y titanita.

Las rocas tienen esencialmente textura magmática, registrándose algunas evidencias de deformación de alta temperatura en estado sólido (cuarzo con extinción ondulosa, textura en damero y migración de borde de grano de alta temperatura, microclinización de la ortosa), que se consideran inherentes a la etapa magmática en presencia de escaso fundido intersticial, superior al fundido crítico de Arzi (1978).

Las rocas clasifican como metaluminosos y peraluminosos, siendo el ISA $< 1,1$ (Fig. 4c). Caracterizan como calcoalcalinas tanto en el diagrama AFM como en el K_2O-SiO_2 , de alto potasio, y en el del índice álcalis-calcio modificado de Frost *et al.* (2001) vs. sílice (Fig. 4d, e, f).

Una datación U-Pb SHRIMP en circones de una granodiorita biotítica indicó una edad de cristalización de $253,2 \pm 1,6$ Ma, correspondiente al Lopingiano (Figs. 6, 7c), mientras que la edad K-Ar de enfriamiento en biotita de otra roca de esta facies dio $236,8 \pm 6,4$ Ma (Lagorio *et al.* 2014).

Al igual que las granodioritas y tonalitas Laguna del Toro, los monzogranitos y granodioritas biotíticos Sierra del Medio se caracterizan por poseer foliación y lineación mineral de flujo así como estiramiento de enclaves. La foliación de flujo indica dos poblaciones con direcciones diferentes. Una tiene un rumbo predominante NO-SE (con valores entre $N290^\circ$ y $N355^\circ$) e in-

ERA	PERÍODO	SERIE - EPOCA	PISO - EDAD	EDAD (Ma)	GRANITOIDES SIERRA DEL MEDIO		GRANITOIDES LAGUNA DEL TORO		GRANITO YANCAMIL	GRANITOS GUZIÑO
					Rapela <i>et al.</i> (1992)	Lagorio <i>et al.</i> (2014 y 2022)	Rapela <i>et al.</i> (1992)	Pankhurst <i>et al.</i> (2006)	Lagorio <i>et al.</i> (este trabajo)	Von Gosen y Loske (2004)
MESOZOICO	TRIÁSICO	SUPERIOR	Rhaetiano	202,3						
			Noriano	209,5						
			Carniano	228,4						
			Ladiniano	237,0		GB 236,8 ± 6,4 K-Ar				235,8 ± 6,1 K-Ar
			Anisiano	242,0						
		MEDIO	Olenisiano	247,2						
			Indusiano	251,2		GB 253,2 ± 2,3 U-Pb SH				
			Changhsingiano	254,1						
			Wuchiapingiano	259,1						
			Capitaniano	265,1						261 ± 16 U-Pb
PALEOZOICO	PERMIANO	Wordiano	268,8	269 ± 27 Rb-Sr				GB 270 ± 7,2 K-Ar		
		Roadiano	272,9				GBA 274,7 ± 5,6 K-Ar			
		Kunguriano	283,5		GBM 276 ± 6,3 U-Pb					
		Artinskiano	290,1							
		Sakmariano	293,5							
	CARBÓNIFERO	CISURALIANO	Asseliano	298,9						
DEVONICO	PENNSILVANIANO	Gzheliano	308,7							
		Kasimoviano	307,0							
		Moscoviano	315,2							
		Bashkiriano	333,2							
		Serpukhoviano	330,9							
	MISSISSIPPIANO	Viseano	346,7							
		Tournaisiano	359,9							
SUPERIOR	Famenniano	372,2								
	Frasniano	382,7								

Fig. 6. Cuadro de edades de rocas pérmicas de la zona de Gastre - Sierra del Medio presentadas por distintos autores. SH=SHRIMP.



clinación al SO y otra, subordinada, localizada en el extremo sur de la sierra, de rumbo NE-SO (entre N40° y N80°) e inclinación al SE, de manera similar a la que presentan las granodioritas y tonalitas Laguna del Toro y a la foliación de su roca de caja (Fig. 2).

Estas rocas no presentan evidencias de deformación dúctil, a diferencia de lo que ocurre en el área de la sierra de Mamil Choique, en donde la deformación sería mas importante (e.g. López de Luchi y Cerredo 2008). Estudios de anisotropía y susceptibilidad magnética llevados a cabo por Renda *et al.* (2017) en la facies biotítica en sierra del Medio, les permitieron definir

que la dirección de máximo estiramiento durante el emplazamiento del magma tiene una disposición aproximada NE-SO.

Granito Yancamil

Estas rocas fueron mapeadas por Proserpio (1978) como pertenecientes a la Formación Mamil Choique, con una edad carbonífera. Rapela *et al.* (1991, 1992) las consideraron como parte de la Superunidad Lipetrén del Batolito de la Patagonia Central, de edad trásica, particularmente afectadas por una intensa milonitización. Posteriormente, von Gosen y

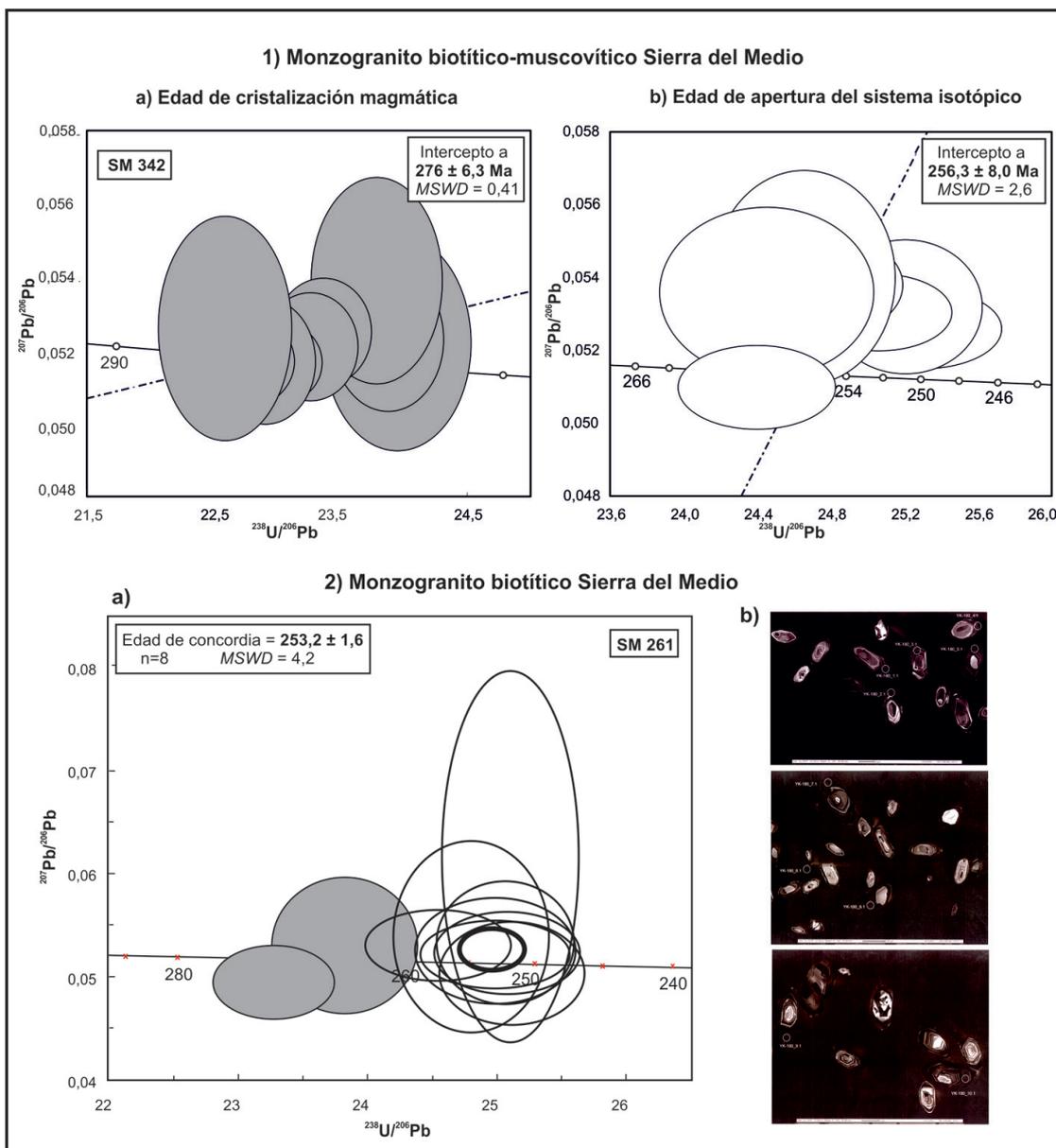


Fig. 7. Edades U-Pb en circones de los granitos Sierra del Medio. 1) Datación por el método de ablación láser LA-MC-ICPMS de monzogranito biotítico-muscovítico. a) Edad de cristalización magmática; b) Edad de apertura del sistema isotópico, probablemente debido a la intrusión de los cuerpos de la facies biotítica. 2) Datación U-Pb SHRIMP de monzogranito biotítico. a) Diagrama de concordia, nótese que las elipses grises corresponderían a spots efectuados en circones provenientes de los granitos biotítico-muscovíticos más antiguos; b) imágenes de catódoluminiscencia de los circones medidos.



Loske (2004) describieron, dataron y denominaron Granito Yancamil a las rocas graníticas que afloran en las inmediaciones del puesto Yancamil, en la ladera suroeste de la sierra de Calcatapul.

Son rocas de color rosado grisáceo y grano medio, y portan enclaves hipermicáceos biotíticos lenticulares de hasta 2 cm. Si bien fueron consideradas intrusivas en la secuencia volcanosedimentaria de la Formación Calcatapul por los autores precedentes (e.g., von Gosen y Loske 2004, Zaffarana *et al.* 2010, 2017), datos radimétricos recientemente obtenidos (González *et al.* 2021) permiten considerar al Granito Yancamil como el basamento prerift de la cuenca donde se depositaron los flujos ignimbríticos y sedimentos del Triásico medio de la Formación Calcatapul (Fig. 3d). El granito está intruido por pequeños stocks y diques leucocráticos y está milonitizado a lo largo de su borde oriental, donde presenta una marcada foliación y lineación milonítica.

Clasifican modalmente como monzogranitos (Fig. 4a) y están constituidas por ortosa (42-34%), cuarzo (40-28%), plagioclasa (24-19%), biotita (6-2%), minerales opacos (2-1%) y circón. El cuarzo posee secciones con migración de borde de grano de alta y de baja temperatura y textura en damero. Asimismo algunas muestras presentan cristales elongados tipo cinta (*ribbon*) con extinción ondulosa y *patchy* que pueden estar en contacto con feldespatos exhibiendo comportamiento frágil a través de marcadas fracturas (Fig. 5d), o bien se encuentran rodeados por finos subgranos recrystalizados (*bulging* y recrystalización dinámica). Si bien los feldespatos presentan deformación frágil, se observaron algunas secciones de plagioclasa con *microkinking* en sus maclas. La ortosa presenta microclinización parcial o completa de sus cristales. La biotita recrystalizó en forma de pequeñas secciones con alteración a sericita y ocasional clorita, epidoto y óxidos, e inclusiones de circón, apatita, titanita y minerales opacos. En algunas rocas, los cristales de biotita quedan dispuestos entre las cintas de cuarzo, con disposición pseudoparalela, elongados y flexurados. En muestras que provienen del borde oriental del granito Yancamil en su contacto con la Formación Calcatapul, afloran protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. En estos casos, los porfiroclastos (2%) son de cuarzo con extinción ondulosa, y de plagioclasa y microclino ocasionalmente rotados; la foliación posee planos sinuosos y paralelos de pequeñas tablillas de biotita

recrystalizada, epidoto (pistacita), gránulos de opacos y cuarzo finalmente recrystalizado, y la fábrica se caracteriza por microbandas de cizalla S/C y porfiroclastos delta. Modalmente clasifican como monzogranitos y sienogranitos (Fig. 4a).

Se observan texturas de deformación de alta temperatura en estado sólido en el cuarzo como migración de borde de grano y textura en damero, y microclinización de la ortosa, que se interpreta corresponden a la etapa magmática en condiciones cercanas a la temperatura del *solidus*, con presencia de fundido intersticial entre los cristales, superior al fundido crítico de Arzi (1978). A estas texturas se sobreimpone otra correspondiente a deformación de baja temperatura en estado sólido (e.g. cristales tipo cinta rodeados por cuarzo finamente granuloso o *bulging*), que tuvo lugar en la parte más baja de la facies de esquistos verdes (deformación D1 de von Gosen y Loske 2004) y que involucró formación de milonitas (desde protomilonitas hasta ultramilonitas) en los sectores marginales del cuerpo granítico. Posteriormente tuvo lugar una deformación frágil (D2) que afectó a todos los granitos del área.

Químicamente clasifica como metaluminoso y calcoalcalino en el diagrama AFM, calcoalcalino de alto potasio en el diagrama K_2O-SiO_2 y calcoalcalino a alcalino-cálcico en el del índice álcalis-calcio vs. sílice (Fig. 4c, d, e, f).

La edad U-Pb en circones por ablación láser obtenida por von Gosen y Loske (2004) de $261 \pm 16/-17$ Ma, correspondiente al Pérmico (Guadalupiano), fue considerada como probable edad mínima, mientras que recientemente González *et al.* (2021) en base a recálculos obtuvo una edad de 272 ± 14 Ma. Nuevas dataciones U-Pb por ablación láser en circones de las metaignimbritas de la Formación Calcatapul revelaron una edad de 245 Ma (González *et al.* 2021).

En cuanto a los rasgos estructurales, el monzogranito Yancamil está en contacto tectónico en su borde oriental con la Formación Calcatapul mediante una faja de milonitas graníticas que definen la zona de cizalla Yancamil (González *et al.* 2021), cuya foliación y lineación milonítica son paralelas a la foliación de plano axial de las metavolcanitas y metasedimentitas. La zona de cizalla es el resultado de la inversión tectónica con metamorfismo dinámico asociado, de una falla normal labrada sobre el granito Yancamil, que limitó el depocentro del Triásico



medio de la Formación Calcatapul (González *et al.* 2021). Zaffarana *et al.* (2010, 2017) consideraron una fábrica tectónica común para ambas unidades, por lo que infirieron que ambas se habrían deformado simultáneamente durante el Pérmico. Si bien von Gosen y Loske (2004) señalaron compresión con un acortamiento regional SO-NE, Zaffarana *et al.* (2010, 2017) concibieron que hubo una deformación transpresiva oblicua con partición de la deformación, fundamentalmente sobre la base de las lineaciones magnéticas tanto subhorizontales como subverticales obtenidas en ambas litologías.

En términos de su relación con la orogénesis gondwanica, las rocas graníticas de laguna del Toro, sierra del Medio y Yancamil son de emplazamiento tardío a posorogénico, en tanto que la faja milonítica del granito Yancamil en la zona de la zona de cizalla Yancamil, es posterior al relleno de la cuenca posorogénica de Calcatapul (González y Giacosa 2021 este volumen).

Granitos Gudiño-Uribe

Estas rocas afloran en cercanías de los puestos Gudiño y Uribe, en la zona norte del área de estudio, y están intruidas por granitos leucocráticos (Fig. 2). Las rocas graníticas del área del puesto Uribe poseen pequeños enclaves microdioríticos, semejante a lo observado en las rocas biotíticas de la sierra del Medio, con las cuales presentan marcada similitud.

Clasifican como monzogranitos (Fig. 4a) y poseen textura granosa inequigranular hipidiomórfica. La composición modal promedio es plagioclasa (43%), ortosa (25%), cuarzo (19%), biotita (7%), hornblenda (3%) y minerales opacos, apatita y circón (3%). La ortosa posee frecuentes micropertitas. La hornblenda suele presentar núcleos corroídos de clinopiroxeno y leve alteración a biotita y/o tremolita-actinolita. La biotita está fresca en el granito Gudiño y parcialmente reemplazada por clorita y titanita en el granito Uribe.

Las rocas analizadas clasifican como metaluminosas (Fig. 4c) y calcoalcalinas de alto potasio según los diagramas AFM, K_2O-SiO_2 e índice álcalis-calcio vs. sílice (Fig. 4d, e y f).

Una datación K-Ar en biotita de una muestra del granito Gudiño dio una edad de $235 \pm 6,1$ Ma, que se presenta en esta contribución (Fig. 6), y que resulta homologable a la que se obtuvo en un granodiorita biotítica Sierra del Medio

($236,8 \pm 6,4$ Ma, Fig. 6). La edad U-Pb obtenida para esta facies fue de $253 \pm 1,6$ (Lopingiano), como se señaló precedentemente, lo que permite inferir una probable edad semejante de cristalización para el granito Gudiño.

ROCAS GRANÍTICAS TRIÁSICAS

Los primeros estudios fueron realizados por Volkheimer (1963) y Proserpio (1978). Los granitos triásicos del área de Gastre fueron considerados durante décadas como neopaleozoicos sobre la base de correlaciones regionales con las formaciones Mamil Choique y Lipetrén, de edad carbonífera y pérmica respectivamente (Proserpio 1978). Sin embargo, la obtención de las primeras edades Rb-Sr permitió asignarlos al Triásico superior - Jurásico inferior. Esto llevó a Rapela y Kay (1988) a denominar como Batolito de la Patagonia Central (BPC) a las suites plutónicas de esta edad con disposición NO-SE ubicadas desde Gastre hasta Pilcaniyeu y con probable extensión hasta el lago Panguipulli (Chile). En la zona de Gastre, Rapela *et al.* (1991, 1992) definieron dos superunidades o suites: Gastre y Lipetrén, junto a una de menor jerarquía denominada Granodiorita Horqueta. La Superunidad Gastre está integrada por dos variedades: 1) granitoides foliados con hornblenda y biotita, y 2) granitos leucocráticos, en tanto que la Superunidad Lipetrén estaba compuesta por cuatro unidades: 1) granitoides leucocráticos granofíricos, 2) granitoides con hornblenda y biotita, 3) pórfidos cuarzo-monodioríticos y 4) felsitas (Fig. 8). Rapela *et al.* (1992) aportaron datos geocronológicos Rb-Sr y geoquímicos que permitieron caracterizar el magmatismo del BPC.

Más recientemente Zaffarana *et al.* (2014, 2017) proporcionaron nuevos datos petrológicos, geocronológicos y estructurales, particularmente de anisotropía y susceptibilidad magnética, que permitieron profundizar la caracterización del BPC y contribuyeron a esclarecer sus condiciones de emplazamiento. Dichos autores, si bien mantuvieron la nomenclatura de superunidades para diferenciar las dos suites temporalmente distintas, redistribuyeron y agregaron nuevas unidades a las preexistentes, presentando un nuevo esquema. Así, la Superunidad Gastre según estos autores estaría formada por cuatro unidades: 1) granodioritas equigranulares con hornblenda y biotita, 2)



monzogranitos porfiroides con biotita y hornblenda, 3) monzogranitos biotíticos equigranulares, y 4) dioritas-monzodioritas con hornblenda (Fig. 8). Las felsitas definidas por Rapela *et al.* (1991, 1992) no fueron consideradas por Zaffarana *et al.* (2014) debido a que en su mayoría corresponderían a rocas deformadas a partir de un protolito incierto o bien representarían intrusiones subvolcánicas ácidas de la suprayacente Formación Lonco Trapial. Dichos autores señalaron que todas las unidades de la Superunidad Gastre, presentan enclaves máficos microgranulares irregularmente distribuidos en las rocas hospedantes, poseen secciones rómbicas de titanita como mineral accesorio característico y están intruidas por diques y stocks de composición desde diorítica a monzodiorítica cuarzoza. La Superunidad Lipetrén en el esquema propuesto por Zaffarana *et al.* (2017) queda conformada esencialmente por granitos biotíticos (monzogranitos y sienogranitos) a los que se suman las rocas pertenecientes a la Granodiorita Horqueta (Fig. 8), previamente consideradas como del Paleozoico tardío (Zaffarana *et al.* 2014). Las rocas de la Superunidad Lipetrén intruyen a las de la Superunidad Gastre, se caracterizan por presentar miarolas, no contener enclaves máficos ni titanita como mineral accesorio y por no estar intruidas por diques dioríticos o cuarzo-dioríticos. Zaffarana *et al.* (2014, 2017) señalaron que tanto las cavidades miarolíticas, como las texturas granofíricas que presentan esencialmente los granitos de la Superunidad Lipetrén, indican que los magmas habrían sido emplazados a niveles someros, subvolcánicos, a diferencia de lo que habría ocurrido con las rocas de la Suite Gastre.

En esta contribución se presenta el esquema de mapeo propuesto para las Hojas Geológicas 1:100.000 Gastre y Sierra del Medio, teniendo en cuenta los estudios realizados por los autores precedentes y los trabajos de campo y gabinete inherentes a la confección de las Hojas. Se propone denominar Complejo Gastre - Lipetrén a las rocas que integran el Batolito de la Patagonia Central en el área, reconociendo las dos suites temporalmente distinguibles: Gastre y Lipetrén, siguiendo los criterios definidos por Zaffarana *et al.* (2014). La Suite Gastre está integrada por tres facies: 1) monzogranitos y granodioritas con biotita y hornblenda, 2) dioritas cuarzosas hornbléndicas, 3) monzogranitos y granodioritas biotíticos, mientras que la Suite Lipetrén está conformada por dos facies: 1) granitos leucocráticos (< 3% biotita) y 2) granodioritas y granitos biotíticos, que incluyen a las rocas de la denominada Granodiorita Horqueta (Figs. 4 y 8). El esquema es muy semejante al presentado por Zaffarana *et al.* (2017), y difiere esencialmente en que, debido a la escala, no se discriminaron facies sobre la base de rasgos texturales. Al igual que estos autores y priorizando las observaciones de campo para el mapeo, se reúne a todos los granitos con biotita y hornblenda en la Suite Gastre, así como a los leucocráticos en la suite Lipetrén.

Es importante resaltar que hacia el norte del área de estudio, en la provincia de Río Negro, el BPC aparece sólo representado por granitos biotíticos y/o leucocráticos correspondientes a la Suite Lipetrén, no habiéndose reportado hasta el momento rocas pertenecientes a la Suite Gastre, lo que justifica la nomenclatura Complejo Gastre - Lipetrén para caracterizar al BPC en este sector noroccidental del Chubut.

Proserpio (1978)	Rapela <i>et al.</i> (1991, 1992)	Zaffarana <i>et al.</i> (2017)	Lagorio <i>et al.</i> (este trabajo)
Fm. Lipetrén	Granodiorita Horqueta (GH)	Superunidad Lipetrén Granodiorita Horqueta (GH) Granitos biotíticos	Suite Lipetrén Granitos leucocráticos Granodioritas (GH) y granitos biotíticos
	Superunidad/Suite Lipetrén Granitos granofíricos Granitos con biotita y hornblenda Pórfidos cuarzo-monzodioríticos Felsitas		
Fm. Mamil Choique	Superunidad/Suite Gastre Granitos leucocráticos Granitoides foliados con biotita y hornblenda	Superunidad Gastre Dioritas cuarzosas hornbléndicas Monzogranitos biotíticos equigranulares Monzogranitos con bi+ho porfíricos Granodioritas con bi+ho equigranulares	Suite Gastre Dioritas cuarzosas hornbléndicas Monzogranitos y granodiotias biotíticos Monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicas

Fig. 8. Cuadro esquemático de las denominaciones formales, facies, variedades litológicas o litotipos de rocas graníticas triásicas distinguidos por los distintos autores que trabajaron en la región de Gastre (sierras de Lonco Trapial y Calcatapul). GH = Granodiorita Horqueta.

El BPC se encuentra constituido por cuerpos epizonales como fuera señalado por Rapela *et al.* (1991). Al oeste de Gastre, en las proximidades de los puestos Rechene y Jaramillo (Fig. 2), pequeños afloramientos de septos tabulares con rumbo NO-SE de esquistos biotítico-anfibólicos, anfibolitas y esquistos muscovíticos fueron atribuidos a la Formación Cushamen e interpretados como parte de la roca de caja (Zaffarana *et al.* 2012).

Los rocas graníticas del Complejo Gastre-Lipetrén intruyen a la Formación Calcatapul en puesto Yancamil y, a su vez, están cubiertas por lavas andesíticas y dacíticas, por depósitos ignimbríticos riolíticos e intruidas por diques andesíticos y riolíticos de la Formación Lonco Trapial, de edad jurásica temprana (Zaffarana y Somoza 2012, Lagorio *et al.* 2018, Zaffarana *et al.* 2020).

Suite Gastre

Facies de monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos. Está integrada por los denominados granitoides foliados con biotita y hornblenda de la Superunidad Gastre de Rapela *et al.* (1991) que afloran al S-SE de la sierra de Calcatapul (Fig. 2) y las rocas que están

expuestas al noreste de la localidad de Gastre, denominadas granitos con biotita y hornblenda e incluidas en la Superunidad Lipetrén por Rapela *et al.* (1991). Este criterio de unificación fue ya empleado por Zaffarana *et al.* (2014).

Las rocas de esta facies están intruidas por monzogranitos y granodioritas biotíticos y por granitos leucocráticos, así como por diques aplíticos y pegmatíticos póstumos (Fig. 9a). Son de color gris con tonalidades castañas, de textura granosa media a gruesa; mientras que un grupo es equigranular a ligeramente inequigranular otro es porfiroide. Presentan foliación de flujo magmático y se caracterizan por presentar enclaves microdioríticos. Zaffarana *et al.* (2014) señalaron que en algunos sectores se registran enjambres de enclaves que ocupan un corredor de una longitud de ~ 2,5 km, cuya disposición estructural coincide con la foliación magmática de las rocas hospedantes (Fig. 9b). Los enclaves (de 1 cm a 1 m) son desde porfíricos a equigranulares, coexistiendo en el mismo enjambre.

A nivel local estas rocas exhiben fajas discretas de milonitización de pequeña escala, por ejemplo en las proximidades del puesto Jaramillo, con disposición NO-SE y espesores de ~ 20 cm a 1m (von Gosen y Loske 2004, Zaffarana *et al.* 2010), así como otras denominadas

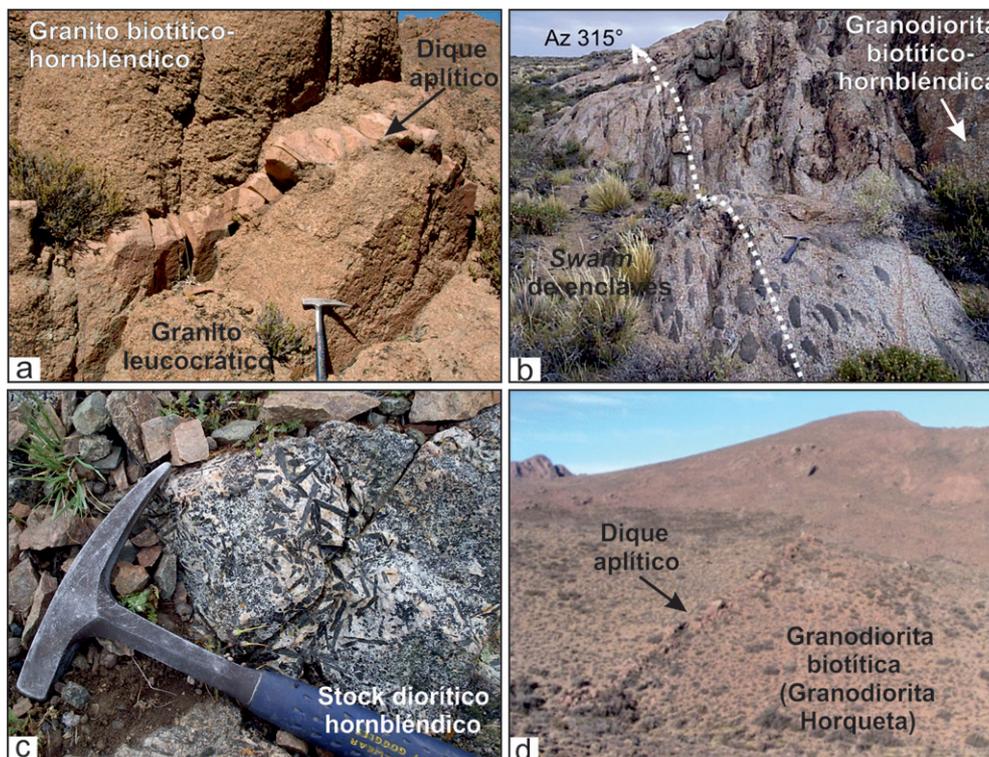


Fig. 9. Fotografías de afloramientos de rocas triásicas. a) Monzogranito biotítico hornbléndico (Suite Gastre) intruido por sienogranito leucocrático (Suite Lipetrén) y vena aplítica; b) *Swarm* de enclaves elongados con disposición tabular y orientación NO-SE en granodiorita biotítica hornbléndica (Suite Gastre); c) Stock diorítico hornbléndico con cristales aciculares de hornblenda de hasta 5 cm rodeados por minerales félsicos (Suite Gastre); d) Granodiorita biotítica (Granodiorita Horqueta) intruida por dique aplítico (Suite Lipetrén).

Rechene, Horqueta y milonita S-C (Zaffarana *et al.* 2017).

Las muestras presentan textura hipidiomórfica desde equigranular a inequigranular y hasta porfiroide. Dominan los monzogranitos y granodioritas, con participación muy subordinada de tonalitas (Fig. 4b). Están constituidas por plagioclasa (60-35%), ortosa o microclino (35-15%), cuarzo (30-20%), biotita (10-4%), hornblenda (7-2%), junto a titanita, minerales opa-

cos, apatita, clinopiroxeno y circón, como minerales accesorios (<3%). La plagioclasa presenta frecuente zonalidad exhibiendo núcleos cálcicos (An_{45-32}) y bordes más ácidos (An_{43-29}) de acuerdo a lo determinado con microsonda electrónica (Zaffarana *et al.* 2014). Algunos cristales poseen uniones en *synneusis*, en ocasiones se desarrollan lóbulos mirmequíticos en el contacto con el feldespato potásico (Fig. 10a) e incipiente alteración sericítica. La ortosa exhi-

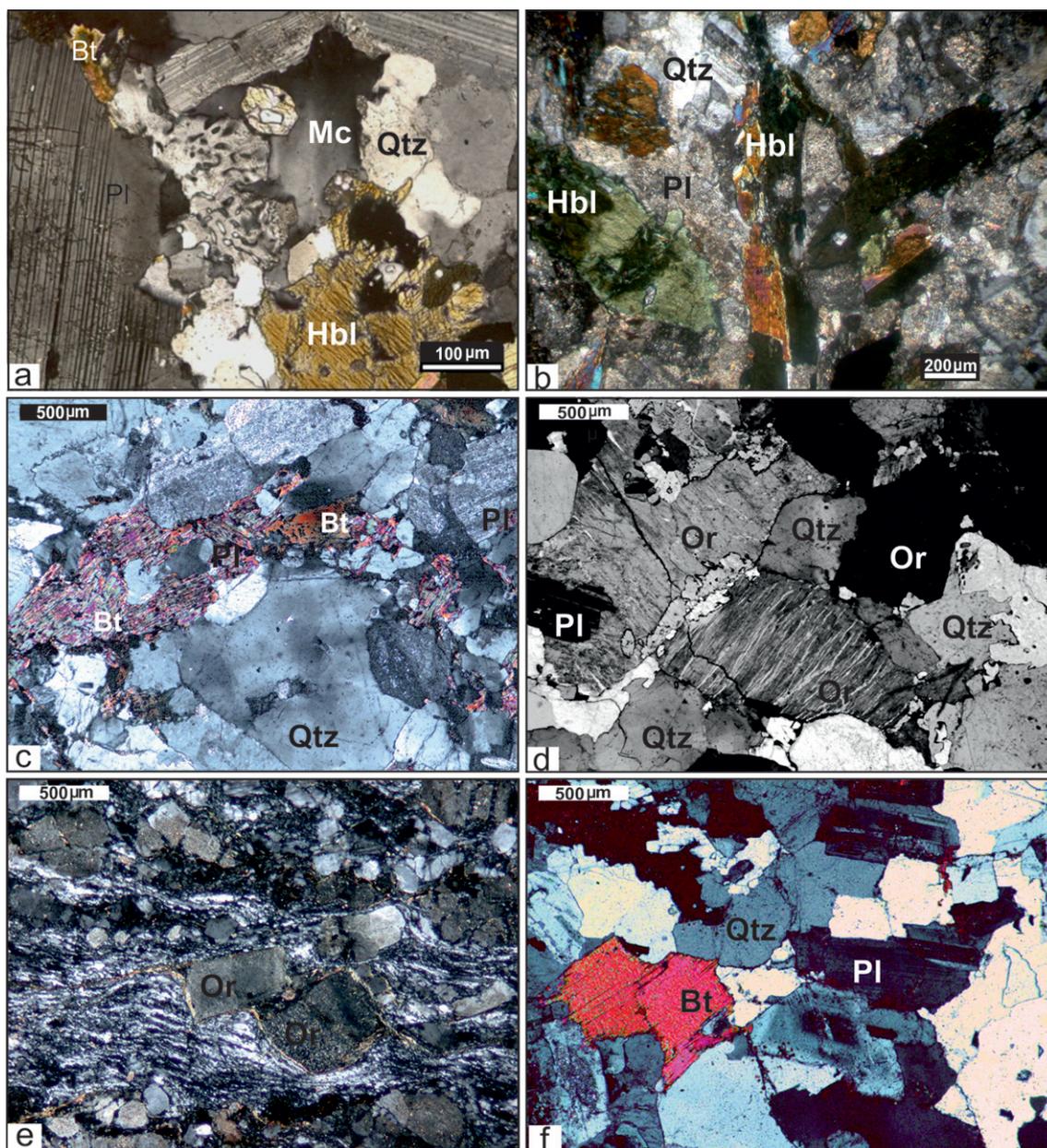


Fig. 10. Fotomicrografías de rocas triásicas, con analizador. a) Granodiorita con biotita (Bt) y hornblenda (Hbl) Suite Gastre, con cristales de plagioclasa (Pl) algunos de los cuales exhiben mayor desarrollo y reborde límpido, lóbulos mirmequíticos intersticiales que reemplazan a secciones de microclino (Mc), y cuarzos (Qtz) con textura en damero incipiente; b) Stock diorítico hornbléndico Suite Gastre mostrando cristales aciculares de hornblenda (Hbl) euhedrales inmersos en una matriz formada por plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz) intersticial; c) Monzogranito biotítico Suite Gastre exhibiendo secciones de cuarzo (Qtz) con textura en damero; d) Sienogranito leucocrático Suite Lipetrén mostrando cristales de ortosa (Or) con perfitas film; e) Milonita que aflora al este de Gastre cuyo protolito es un granito leucocrático; la deformación dúctil está expresada en las bandas de cuarzo con presencia de muscovita recristalizada, mientras que la deformación tardía se manifiesta por los porfiroclastos de ortosa (Or) con contornos angulosos, fallados, rotados y de diseño sigma. f) Granodiorita biotítica Suite Lipetrén (Granodiorita Horqueta de Rapela *et al.* 1991) presentando secciones de plagioclasa (Pl) con marcada zonalidad. Abreviaturas según Kretz (1983)



be frecuentes pertitas, alteración alofánica leve y en algunas secciones microclinización parcial a total. El cuarzo presenta en algunas muestras cristales con extinción ondulosa, así como textura en damero y migración de borde de grano de alta temperatura. La biotita está mayormente fresca, sólo en ocasiones puede observarse clorita, prehnita, titanita y minerales opacos como productos de alteración; a veces está flexurada y puede llegar a desarrollar *kink-bands*. La hornblenda posee en algunas secciones clinopiroxeno relicto en sus núcleos, inclusiones de plagioclasa y alteración parcial a biotita. Los minerales máficos tienden a concentrarse constituyendo *clots*, en sectores orientados por flujo magmático. La titanita es un accesorio característico de esta facies, exhibiendo secciones rómbicas euhedrales. Las muestras de la variedad porfiroide poseen megacristales de feldespato potásico de hasta 3 cm inmersos en una base de grano medio, hipidiomórfica, compuesta por plagioclasa, microclino, cuarzo, biotita y hornblenda (en ocasiones escasa) junto a titanita euhedral, apatita y minerales opacos.

Si bien se observaron rasgos de deformación de alta temperatura en estado sólido en algunas muestras (microclinización de la ortosa, cuarzos con textura en damero y migración de borde de grano de alta temperatura), éstos se habrían formado durante la etapa magmática, con presencia de fundido intersticial entre los cristales en condiciones cercanas al *solidus* (Zaffarana *et al.* (2010, 2017), habiendo sido el porcentaje de magma superior al fundido crítico de Arzi (1978), por lo que las texturas son consecuentemente de flujo magmático o flujo suspendido de Paterson *et al.* (1998) como se

synetiza conceptualmente, por ejemplo, en González (2008).

En los sectores milonitizados se observa recristalización dinámica del cuarzo a través de *bulging*, *micro-kinking* en la plagioclasa, así como alteración de los feldespatos a sericita y de biotita a clorita y minerales opacos, lo cual representa la parte más baja de la facies esquistos verdes inherente a la deformación de baja temperatura sobreimpuesta localmente (Zaffarana *et al.* 2010). Los enclaves presentes en estas rocas clasifican modalmente como dioritas cuarzosas, dioritas, monzodioritas cuarzosas, monzonitas cuarzosas y tonalitas (Fig. 4b).

Las rocas con biotita y anfíbol analizadas son metaluminosas (Fig. 4c) y calcoalcalinas de alto potasio según los diagramas AFM, K₂O-SiO₂ y álcalis-calcio vs. sílice (Fig. 4d, e, f).

Los datos de Rb-Sr de las muestras con biotita y hornblenda presentados por Rapela *et al.* (1992) definieron una isocrona que arrojó una edad de 210 ± 11 Ma mientras que los datos de los leucogranitos biotíticos asociados por ellos distinguidos permitieron extender dicha isocrona, de modo que la edad para la Superunidad Gastre quedó definida en 220 ± 3 Ma (Rapela *et al.* 1992, Fig. 11). Dichos autores señalaron entonces una diferencia isotópica y geoquímica distinguible entre esos leucogranitos biotíticos y los de la Suite Lipetrén, marcando en consecuencia diferencias genéticas entre ambos magmas leucocráticos. Posteriormente, Zaffarana *et al.* (2014) recalcularon la edad Rb-Sr sobre la base de la reasignación de unidades por ellos efectuada, esencialmente considerando a todos las rocas con biotita y hornblenda como parte de la Suite Gastre, habiendo obtenido una edad para dicha suite de 222 ± 3 Ma (Fig. 11). La edad de enfria-

ERA	PERÍODO	SERIE - EPOCA	PISO - EDAD	EDAD (Ma)	S. GASTRE sensu	S. GASTRE sensu	S. LIPETRÉN sensu	S. LIPETRÉN sensu	S. LIPETRÉN sensu	GRANDIORITA HORQUETA		LG SIERRA DEL MEDIO		
					Rapela et al. (1992 y 2005)	Zaffarana et al. (2014)	Rapela et al. (1992)	Zaffarana et al. (2014)	Lagorio et al. (2015 y 2022)	Rapela et al. (1992)	Zaffarana et al. (2014)	Lagorio et al. (2015)	Lagorio et al. (2014)	
MESOZOICO	TRIÁSICO	SUPERIOR	Tithoniano	145,0										
			Kimmeridgiano	152,1										
			Oxfordiano	157,3										
			Calloviano	163,5										
			Bathoniano	170,3										
			Bajociano	174,2										
		MEDIO	Asteliense	182,7										
			Toarciano	190,8										
			Pliensbachiano	198,9										
		INFERIOR	Sinemuriano	201,3										
			Hettangiano	209,5										
			Rhaetiano	206 ± 2 Rb-Sr (2)	206 ± 5 Ar-Ar	206,4 ± 5,3 Rb-Sr R	215 ± 1 U-Pb SH	214 ± 2 Ar-Ar	213 ± 2 U-Pb SH	208,1 ± 5,6 K-Ar				
			Norian	220 ± 3 Rb-Sr	219 ± 5 Ar-Ar	222 ± 3 Rb-Sr R								
TERCIARIO	SUPERIOR	Camriano	228,4											
		Ladiniense	237,0											
	MEDIO	Anisiano	242,0											
		Olenkiense	247,2											
	INFERIOR	Induano	252,2											

Fig. 11. Cuadro de edades de rocas graníticas triásicas de la zona de Gastre - Sierra del Medio presentadas por distintos autores. SH=SHRIMP.



miento Ar-Ar obtenida en biotitas fue de 213 ± 5 Ma (Zaffarana *et al.* 2014, Fig. 11). Por otro lado, Rapela *et al.* (2005) mencionaron una edad U-Pb SHRIMP no publicada para rocas de la Superunidad Gastre de 221 ± 2 Ma (Fig. 11). Cabe aclarar que los granitos leucocráticos fueron todos considerados pertenecientes a la Superunidad Lipetrén tanto por Zaffarana *et al.* (2014) como en esta propuesta, habiendo hecho prevalecer esencialmente el criterio de campo.

El rasgo estructural más importante es la foliación de flujo con rumbos $N300^{\circ}$ - 310° que presentan particularmente las rocas que afloran en el sector S-SE de la sierra de Calcatapul. Las fábricas magmáticas medidas en el campo y obtenidas según el método de anisotropía de susceptibilidad magnética son subverticales y de rumbo NO-SE (Zaffarana *et al.* 2010, 2017) como se verá más adelante. Las fajas miloníticas de pequeña escala reconocidas representan una deformación dúctil en estado sólido de baja temperatura sobreimpuesta.

Facies de dioritas cuarzosas hornbléndicas. Esta unidad está representada por stocks dioríticos y monzodioríticos cuarzosos, así como por diques dioríticos y cuarzo-dioríticos, de acuerdo a lo señalado por Zaffarana *et al.* (2014). Los stocks afloran en las proximidades del puesto Rechene y al SE de Gastre (Fig. 2). Intruyen y son a su vez intruidos por granodioritas con biotita y hornblenda, cortando a todas las unidades definidas por dichos autores en la Superunidad Gastre; son paralelos o bien cortan la foliación magmática de la roca hospedante, presentan contactos netos con ésta y textura granosa fina.

Los stocks exhiben texturas desde equigranular a marcadamente inequigranular por la presencia de grandes cristales de anfíbol de hasta 5 cm, en algunas segregaciones pegmatíticas (Fig. 9c). Están conformados por plagioclasa (50-40%), hornblenda (45-20%), cuarzo (10-5%), biotita (~10%), feldespato potásico (10-2%), como minerales principales (Fig. 10b) y titanomagnetita (~5%), apatita y titanita, como fases accesorias. Los diques están compuestos por escasos fenocristales de plagioclasa (2%) en una pasta pilotáxica a microgranosa, compuesta por plagioclasa, anfíbol verde acicular, titanomagnetita, cuarzo y feldespato potásico.

Facies de monzogranitos y granodioritas biotíticos. Están localizados en el extremo sur-sureste de la sierra de Calcatapul hasta la estancia Moreniyeu (Fig. 2). Tanto los monzo-

granitos (dominantes) como las granodioritas (subordinadas, Fig. 4b) poseen textura granosa media a gruesa, hipidiomórfica e inequigranular. Están integradas por cuarzo (50-19%), feldespato alcalino (47-5%), plagioclasa (38-28%), biotita (7-3%), minerales opacos, titanita y circon. Los cristales de feldespato potásico y plagioclasa llegan hasta los 2 mm, si bien también se observan en secciones pequeñas. El cuarzo presenta secciones con extinciones ondulosas y texturas en damero (Fig. 10c), así como con migración de borde de grano de alta temperatura. La ortosa es generalmente micropertítica y presenta un avanzado pasaje a microclino. Son frecuentes las mirmequitas en el contacto entre cristales de feldespato potásico y plagioclasa. La biotita se presenta en secciones pequeñas si bien algunas alcanzan mayor desarrollo, en ocasiones con reemplazo leve a clorita, titanita, epidoto, prehnita y minerales opacos. Se observan secciones rómbicas de titanita como mineral accesorio característico, lo cual constituye un elemento en común de las rocas asignadas a la Suite Gastre, como fuera mencionado previamente.

Las texturas de deformación de alta temperatura en estado sólido observadas en el cuarzo así como la microclinización de la ortosa se interpretan que corresponden a la etapa magmática, cuando había bajas proporciones de fundido entre los cristales. Presentan enclaves microdioríticos (Zaffarana *et al.* 2014), lo cual sustenta su asignación a dicha suite, tal como fuera señalado.

Las rocas analizadas son metaluminosas y peraluminosas (Fig. 4c), calcoalcalinas en el diagrama AFM así como en el de K_2O-SiO_2 , la mayoría de alto potasio (Fig. 4d, e), y también en el gráfico índice álcalis-calcio vs. sílice, si bien algunas son alcalino-cálcicas o bien cálcicas (Fig. 4f).

Suite Lipetrén

Facies de granitos leucocráticos. Afloran principalmente en las sierras de Lonco Trapial y Calcatapul; se observan también en la sierra del Medio, así como al norte y sur de dicha sierra (Fig. 2).

Las rocas del sureste de la sierra de Lonco Trapial que afloran en las proximidades de la estancia Horqueta y de Gastre, son equivalentes a los leucogranitos granofíricos de Rapela *et al.* (1991, 1992) pertenecientes a la Superunidad Lipetrén, y a los monzogranitos y sienogranitos



biotíticos definidos por Zaffarana *et al.* (2014) (Fig. 8). Rapela *et al.* (1991, 1992) consideraron a los granitos leucocráticos y biotíticos del S-SE de la sierra de Calcatapul, como parte de la Superunidad Gastre sobre la base de los datos isotópicos y químicos por ellos obtenidos, a pesar reconocer la similitud litológica que guardan con los de la Superunidad Lipetrén, como se ha mencionado. En el presente trabajo, priorizando las observaciones de campo para el mapeo, se reúne a todos los granitos leucocráticos como integrantes de la Suite Lipetrén, equivalentes de los monzogranitos y sienogranitos biotíticos de Zaffarana *et al.* (2014, 2017), quienes compararon también este criterio.

Los afloramientos están conformados por rocas de grano medio a fino, de color rosado a castaño claro, que intruyen a los monzogranitos y granodioritas con biotita y hornblenda en la sierra de Lonco Trapial y S-SE de la sierra de Calcatapul (Fig. 9a), así como a los biotíticos en esta última zona. Por otro lado también intruyen a las rocas biotíticas y biotítico-muscovíticas en la sierra del Medio. Están atravesados por venas cuarzo-feldespáticas, frecuentemente pegmatoides. Poseen biotita en muy bajas proporciones (<3%). En la sierra de Lonco Trapial y S-SE de la sierra de Calcatapul, se caracterizan por presentar miarolas de hasta 1 m de diámetro, o cavidades rellenas por material pegmatítico, sin enclaves máficos ni diques dioríticos a cuarzo-dioríticos que los atraviesen, siendo éstos rasgos típicos de la Superunidad o Suite Lipetrén, como se mencionó inicialmente.

En el sector norte de la sierra de Lonco Trapial son frecuentes los pórfiros graníticos y riolíticos, consistente con el carácter subvolcánico ya señalado por Rapela *et al.* (1991) para las rocas de la Superunidad Lipetrén. También fueron mapeadas por dichos autores felsitas en ese sector de la sierra, facies fina que es el equivalente subvolcánico de los granitos granofíricos.

Los granitos leucocráticos presentan algunos niveles miloníticos, como la denominada milonita Gastre, que aflora en dos sitios al este de dicha localidad, con espesores de 3-10 m y ~ 20-30 m (von Gosen y Loske 2004, Zaffarana *et al.* 2017). Se trata de una zona con deformación dúctil-frágil con un importante aplastamiento, que inclina al oeste y tiene cinemática inversa. Por otro lado, varias fajas de deformación frágil conjugadas afloran en diferentes sectores de los afloramientos leucocráticos, así como delgadas fajas de filonitas se encuentran en el ex-

tremo noroeste de la sierra de Lonco Trapial, en las inmediaciones del puesto Gudiño.

Las rocas poseen textura granosa fina a mediana, hipidiomórfica equigranular a inequigranular. Clasifican modalmente como monzogranitos y sienogranitos (Fig. 4b). En los monzogranitos, la composición modal de las fases principales está caracterizada por cuarzo (50-25%), feldespato potásico (40-25%) y plagioclasa (40-20%), mientras que en los sienogranitos es de feldespato potásico (60-35%), cuarzo (50-30%) y plagioclasa (25-10%). Las fases accesorias (3-5%) son biotita (< 3%, sólo en en escasas muestras puede llegar hasta 4-5%), minerales opacos, apatita y circón, a los que se suman muscovita, epidoto y pequeñas secciones de titanita en los sienogranitos de la sierra del Medio. El cuarzo presenta en algunas muestras extinción ondulosa, así como migración de borde de grano (de alta temperatura, con bordes suturados) y textura en damero. En escasas muestras se observan porfiroclastos de cuarzo con subgranos elongados, que exhiben puntos triples en las uniones. La ortosa exhibe pertitas tanto tipo *film* (Fig. 10d) como parche, ligera alteración arcillosa y frecuente microclinización parcial o completa de sus cristales. La plagioclasa suele presentar desarrollo de mirmequitas, particularmente en cristales englobados en ortosa pertítica anhedral. Es común la textura granofírica rodeando cristales de ortosa de mayor dimensión, frecuente en varias muestras de la sierra de Lonco Trapial, así como el desarrollo de lóbulos mirmequíticos de reemplazo en el feldespato potásico observado en varios sienogranitos de la sierra del Medio. La biotita se encuentra generalmente fresca, sólo en ocasiones presenta leve alteración a clorita, titanita, epidoto y minerales opacos, así como también a escasa muscovita en los sienogranitos de la sierra del Medio.

La textura predominante es magmática y como en las rocas de las otras facies, se observan algunas evidencias de deformación de alta temperatura en estado sólido sobreimpuesta (migración de borde de grano y textura en damero en el cuarzo, microclinización de la ortosa, presencia de mirmequitas). Se considera que están vinculadas a la etapa magmática, con presencia de fundido intersticial entre los cristales en condiciones cercanas al *solidus*, y un porcentaje de magma superior al fundido crítico de Arzi (1978), como fue señalado por Zaffarana *et al.* (2017).



Algunas rocas presentan rasgos de deformación de baja temperatura en estado sólido (por ejemplo, porfiroclastos de cuarzo con subgranos elongados, que exhiben puntos triples en las uniones, presencia de granos recristalizados de cuarzo, plagioclasa y microclino, véase Zaffarana *et al.* 2017) llegando a formarse milonitas en la zona de Gastre, como fue mencionado anteriormente. Al microscopio presentan recristalización dinámica del cuarzo a través de *bulging*, con bandas de cuarzo y micas subordinadas que exhiben una marcada textura de flujo, junto a porfiroclastos de feldespatos fallados y rotados (Fig. 10e). Representa una deformación en estado sólido de baja temperatura sobreimpuesta localmente a la fábrica magmática.

Desde el punto de vista químico, los granitos leucocráticos analizados son peraluminosos y metaluminosos en menor proporción (Fig. 4c). Caracterizan como calcoalcalinos de alto potasio en el diagrama AFM y en el K_2O-SiO_2 , si bien la división respecto al K_2O es efectiva hasta un contenido de 70% de sílice (Fig. 4d, e). Del mismo modo, en el gráfico de índice álcalis-calcio vs. sílice, tipifican como calcoalcalinos y alcalino-cálcicos, si bien la discriminación precisa llega hasta un contenido de 75% de sílice (Fig. 4f).

La edad de cristalización Rb-Sr sobre roca total obtenida para las muestras de la Suite Lipetrén fue de 208 ± 1 Ma (Rapela *et al.* 1992, Fig. 11), siendo la edad para los granitos rosados presentada por estos autores de 206 ± 2 Ma. Posteriormente Zaffarana *et al.* (2014) recalcularon la edad de la isocrona Rb-Sr de la Superunidad Lipetrén en $206,4 \pm 5,3$ Ma de acuerdo a la redefinición de las superunidades por ellos efectuada; asimismo presentaron una edad de enfriamiento $^{40}Ar-^{39}Ar$ en biotitas de granitos biotíticos de 206 ± 5 Ma (Zaffarana *et al.* 2014, Fig. 11). Finalmente, una datación U-Pb SHRIMP en circones de un sienogranito leucocrático dio una edad de 215 ± 1 Ma (Lagorio *et al.* 2015, Figs. 11 y 12a), siendo la edad media de 213 ± 1 Ma (Fig. 12a). Por otro lado, una edad K-Ar obtenida en un sienogranito leucocrático de las proximidades de Gastre fue de 194 ± 4 Ma (Fig. 11). En cuanto a los granitos leucocráticos de la sierra del Medio, la edad K-Ar obtenida en una de esas rocas fue de $208,1 \pm 5,3$ Ma (Lagorio *et al.* 2014, Fig. 11). Teniendo en cuenta que la diferencia entre la edad de cristalización y la de enfriamiento para los sienogranitos de Gastre es de ~ 20 Ma, se puede inferir en consecuencia una edad triásica tardía también para

los leucogranitos de sierra del Medio y alrededores. Por lo tanto, estas rocas serían homologables a los granitos leucocráticos que integran el BPC, asignados en esta región al Complejo Gastre-Lipetrén. Futuras dataciones U-Pb permitirán corroborar completa o parcialmente esta estimación.

Facies de granodioritas y granitos biotíticos. El principal afloramiento está expuesto en las proximidades de la estancia Horqueta y son rocas que fueron denominadas Granodiorita Horqueta por Rapela *et al.* (1991) (Fig. 2). Se presentan asimismo pórfiros graníticos biotíticos en el noroeste de la sierra de Lonco Trapial, en las cercanías del puesto Andrade (Fig. 2).

Las granodioritas están atravesadas por diques aplíticos (Fig. 9d). Presentan colores que oscilan entre el grisáceo claro y el castaño con tintes rosados, y poseen textura granosa media. Al microscopio muestran textura granosa mediana hipidiomórfica, inequigranular a seriada, conformada por cristales de mayor desarrollo y otros con disposición intersticial, de plagioclasa (50-40%), cuarzo (36-30%), ortosa (20-10%) y biotita (10-6%) como fases principales (Fig. 10f), junto a minerales opacos, apatita y circón como minerales accesorios. La plagioclasa (oligoclasa) se observa en cristales zonales de hasta 2 mm, con frecuentes rebordes albíticos y alteración sericitica leve. La ortosa exhibe ligera alteración arcillosa, e inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y apatita. El cuarzo en escasas secciones tiene extinción ondulosa. La biotita se observa mayormente fresca en secciones bien desarrolladas (< 1 mm), con ocasional alteración a clorita y/o epidoto.

Los pórfiros biotíticos localizados en el NO de la sierra de Lonco Trapial, clasifican modalmente como sienogranitos (Fig. 4b). Presentan cristales de ortosa de considerable desarrollo (hasta 3 cm) y cuarzo inmersos en una pasta microgranosa. La ortosa exhibe numerosas pertitas tipo *film* y pequeñas inclusiones de plagioclasa junto a escasas de cuarzo y ortosa de una nueva generación. La biotita (7-5%) se presenta en secciones pequeñas, formando nidos, parches o venillas en la base fina, asociada a apatita y minerales opacos e inclusiones de circón.

Las rocas analizadas son metaluminosas y peraluminosas (Fig. 4c), calcoalcalinas en el diagrama AFM, así como en el de K_2O-SiO_2 , siendo la mayoría de alto potasio (Fig. 4d, e), y también en el gráfico índice álcalis-calcio vs. sílice, si

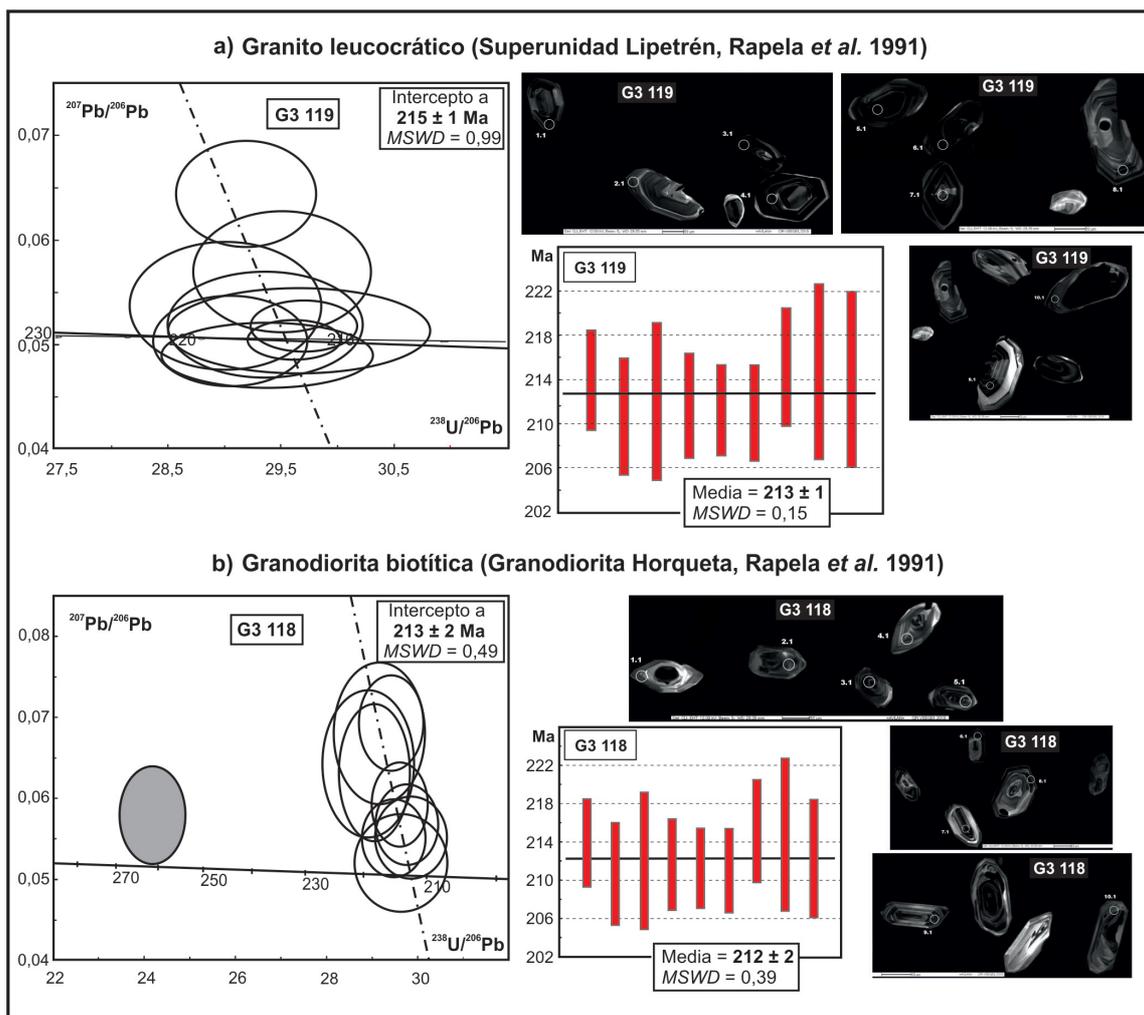


Fig. 12. Edades U-Pb SHRIMP en circones de rocas triásicas (Complejo Gastre-Lipetrén, Batolito de la Patagonia Central). Diagramas e imágenes de catodoluminiscencia de los circones analizados. a) Granito leucocrático; b) Granodiorita biotítica (Granodiorita Horqueta, Rapela *et al.* 1991). La elipse gris denota un *spot* efectuado en un circón más antiguo, revelando presencia de rocas pérmicas en el sustrato.

bien algunas son alcalino-cálcicas o bien cálcicas (Fig. 4f).

Los datos isotópicos Rb-Sr para las muestras biotíticas de la denominada Granodiorita Horqueta dieron una errorcrons de 172 ± 15 Ma (Rapela *et al.* 1992, Fig. 11). Una edad de enfriamiento $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 214 ± 2 Ma fue obtenida en biotitas (Zaffarana *et al.* 2014, Fig. 11). Estas rocas se caracterizan por presentar una elevada relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, superior a la de las rocas triásicas y semejante al de las rocas de laguna del Toro y sierra del Medio; en consecuencia, Zaffrana *et al.* (2014) las consideraron paleozoicas, compartiendo enfriamiento con los granitos triásicos. Posteriormente, una edad U-Pb SHRIMP en circones de estas rocas dio 213 ± 2 Ma (Lagorio *et al.* 2015, Figs. 11 y 12b), con una edad media de 212 ± 2 Ma (Fig. 12b), que queda comprendida en el intervalo temporal de la del granito leucocrático analizado.

Procesos de mezcla en magmas

Los monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos presentan evidencias de hibridación magmática (Zaffarana *et al.* 2014). Los enclaves máficos microgranulares que portan dichas rocas tienen por lo general bordes difusos, lo que sugiere que el contacto entre magmas de diferente temperatura fue un evento temprano en la historia de cristalización del plutón hospedante. Como fue descrito e ilustrado precedentemente, hay enclaves máficos concentrados formando enjambres, que presentan diferente grado de hibridación, lo cual fue interpretado por dichos autores como indicio de que la mezcla de magmas de diferente composición se habría producido de manera episódica. Asimismo, las rocas graníticas están intruidas por diques afaníticos de composición diorítica a cuarzo-diorítica, lo que indica que la interacción



entre magmas de diferente composición habría sido un proceso que tuvo lugar durante toda la historia de cristalización de este conjunto de rocas intrusivas. La hibridización experimentó tanto mezcla de magmas como *mingling* (mezcla incompleta). Las diferentes texturas de hibridización habrían sido controladas esencialmente por la reología del magma félsico en los diferentes estadios, y se habrían formado desde la etapa temprana de la segregación del magma (representada por los enclaves) hasta en la etapa posterior al emplazamiento de los plutones (ejemplificada por los diques).

En cambio, los magmas de la Suite Lipetrén se habrían generado y emplazado posteriormente, ya que no presentan ninguna evidencia de *mingling* (Zaffarana *et al.* 2014).

Estructura interna de las rocas graníticas triásicas de Gastre

Se aplicó el método de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) para estudiar la estructura interna del BPC, mediante 149 sitios que cubren un área de ~400 km² y respetando un grillado de 1x1 km (Zaffarana 2011, Zaffarana *et al.* 2017). Dentro de esta área, las fábricas de los plutones fueron clasificadas como magmáticas a submagmáticas (fábricas tipo M) y fábricas de estado sólido (de tipo S), de acuerdo con la clasificación de de Saint Blanquat y Tikoff (1997). Estas últimas deben presentar deformación visible en la muestra de mano. En todos los casos en los que pudo medirse la foliación magmática la misma coincide con la foliación magnética, lo que generalmente permite interpretar las lineaciones magnéticas como lineaciones minerales.

Las rocas de la Suite Gastre de acuerdo a la redefinición de Zaffarana *et al.* (2014, 2017) y la de este trabajo, muestran una anisotropía de susceptibilidad gobernada por magnetita y en menor medida por los minerales paramagnéticos, su K_m es $15.26 \cdot 10^{-3}$ SI. En cambio, las rocas de la Suite Lipetrén tienen una K_m de un orden de magnitud menor, de $4,014 \cdot 10^{-3}$ SI, y su fábrica magnética está gobernada, principalmente por la biotita, y en menor medida por magnetita (< 1%) y por los minerales diamagnéticos (cuarzo).

En el BPC se encontraron tanto fábricas magmáticas como de deformación en estado sólido, pero puede afirmarse que en todo el batolito predominan las fábricas magmáticas a

submagmáticas subverticales de rumbo NO-SE, como se describió para las distintas facies. Esencialmente los monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos con fábrica magmática definen un patrón muy consistente de fábricas magnéticas subverticales con orientación NO-SE y que se utilizó para definir el «corredor estructural Gastre» de fábricas magmáticas (Fig. 13). Dentro del corredor, las foliaciones magmáticas subverticales de rumbo NO-SE mimetizan la forma de los contactos entre unidades y las lineaciones magnéticas pueden ser de inclinación alta, intermedia o baja (Fig. 14).

Los granitos leucocráticos y biotíticos aquí mapeados entre Gastre y La Horqueta (Suite Lipetrén, Superunidad Lipetrén de Zaffarana *et al.* 2014, 2017) presentan foliaciones magnéticas de origen magmático con rumbo variable e inclinación moderada a subvertical. Las lineaciones magnéticas varían de inclinación somera a moderada. En cambio, en el área del corredor estructural, los stocks pequeños y dispersos de granitos leucocráticos tienen generalmente foliación magmática (magnética), paralela a la fábrica magmática que muestran los monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos.

Fábricas tectónicas de estado sólido se encontraron en sólo 23 de los 149 sitios del BPC. En estado sólido, las foliaciones magnéticas de las rocas con biotita y hornblenda son casi siempre subparalelas a las fábricas desarrolladas en estado magmático, tanto fuera como dentro del corredor estructural Gastre (Fig. 13). Dentro del corredor estructural, las lineaciones magnéticas de estado sólido pueden tener inclinación alta o baja (Fig. 14). Los leucogranitos y granitos biotíticos tienen foliación de estado sólido paralela a la foliación de su roca encajante, aún cuando la foliación magmática no lo sea.

Las rocas graníticas del BPC tienen fábrica magmática que puede ser paralela o no a la foliación milonítica de las unidades paleozoicas.

Fábricas miloníticas propiamente dichas se observaron sólo en siete localidades, de las cuales cinco pertenecen a los monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos (Suite Gastre) y dos a los granitos leucocráticos (Suite Lipetrén). Entre las de la Superunidad Gastre Zaffarana *et al.* (2017) incluyeron las milonitas de la zona del Puesto Uribe, ortomilonitas de más de 100 m de espesor, que dichos autores sospechan puedan ser granitos milonitizados de la Superunidad Gastre. Excepto esta faja miloniti-

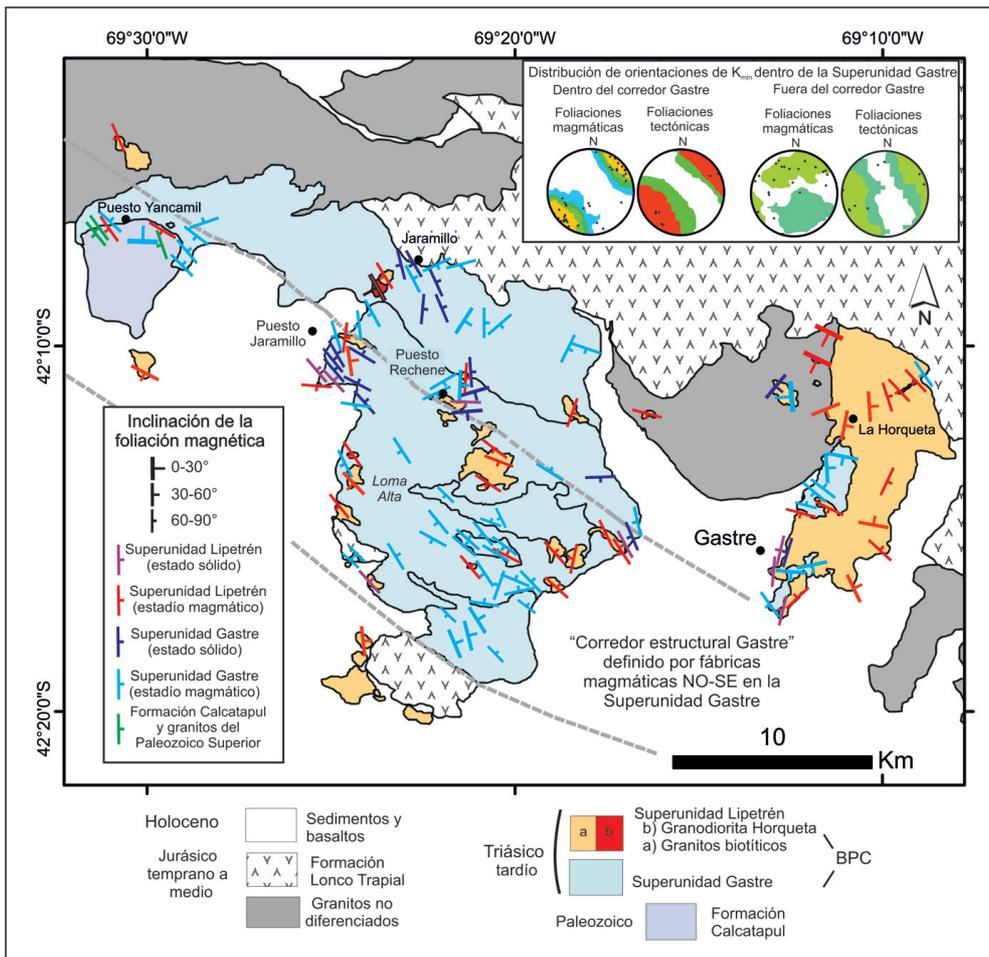


Fig. 13. Mapa de foliaciones magnéticas del área estudiada del BPC.

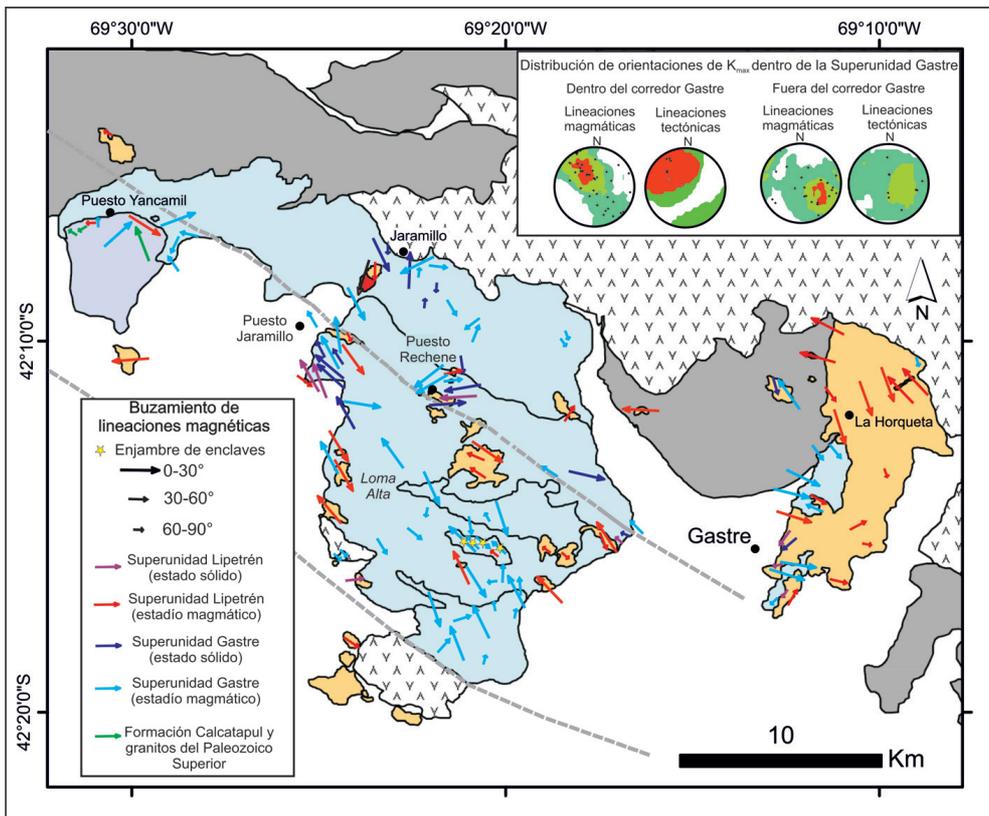


Fig. 14. Mapa de lineaciones magnéticas del área estudiada dentro del BPC.



ca, el resto posee menos de diez metros de espesor.

Modelo de emplazamiento del BPC

Zaffarana *et al.* (2014, 2017) señalaron que las cavidades miarolíticas, así como las texturas granofíricas que presentan esencialmente los granitos de la Superunidad Lipetrén, indican que los magmas habrían sido emplazados a niveles someros, subvolcánicos, como se señaló precedentemente, de alrededor de 1,5-2 kb (Candela 1997). Esto representaría 5-6 km de profundidad o aún menos, siendo condiciones más superficiales respecto a las representadas por los monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos de la Superunidad Gastre, por lo que estos últimos se habrían estado exhumando en forma continua durante el lapso que involucró los dos eventos intrusivos. Los datos de química mineral en los monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos y en una monzodiorita hornbléndica permitieron a Zaffarana *et al.* (2017) determinar una presión de ~2 kb (7 km de profundidad) para la cristalización de estas rocas de la Superunidad Gastre.

Como se mencionó anteriormente, al norte del área de estudio, en la sierra de Lipetrén (provincia de Río Negro) el Batolito de la Patagonia Central aparece sólo representado por granitos leucocráticos y/o biotíticos, no habiéndose reportado hasta el momento las facies de granitos con biotita y anfíbol, ni la de dioritas cuarzosas hornblendíferas (Superunidad Gastre de Zaffarana *et al.* 2014, 2017). Estos autores señalaron que la diferente distribución areal sumada a la separación temporal (~ 5-8 Ma) sugiere un desacople temporal y espacial en este magmatismo triásico, que surge también al analizar las fábricas magnéticas.

La estructura interna de los monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos sugiere que diferentes pulsos de magma ascendieron y se emplazaron como cuerpos tabulares elongados de rumbo NO-SE. Dentro del corredor estructural Gastre, las lineaciones magnéticas de origen magmático de los diferentes pulsos son variables. Esto demuestra que el nivel estructural actual corresponde a zonas donde el magma ascendía y a su vez se emplazaba (Zaffarana *et al.* 2017).

Dentro del corredor estructural Gastre, las rocas con deformación de estado sólido del BPC son de orientación NO-SE y subverticales, sugi-

riendo que la deformación que controló el desarrollo de las fábricas magmáticas de la facies con biotita y hornblenda continuó activa durante el enfriamiento de las dos suites intrusivas. Las lineaciones de los granitos deformados pueden tener inclinación alta o baja, lo cual es interpretado por Zaffarana *et al.* (2017) como coherente con una deformación transpresiva con partición de la deformación. De acuerdo con estos autores ambientes transpresivos son comunes en arcos magmáticos en condiciones de convergencia ligeramente oblicua (Saint Blanquat *et al.* 1998). En este contexto, la morfología menos controlada estructuralmente y las fábricas magmáticas de los granitos leucocráticos y biotíticos de la Superunidad Lipetrén pueden deberse a su nivel de emplazamiento más somero.

Zaffarana *et al.* (2017) consideraron que la actividad de esta zona transpresiva habría empezado en el Paleozoico tardío antes del emplazamiento del BPC (von Gosen y Loske 2004, Zaffarana *et al.* 2010), pero habría durado durante su emplazamiento, asistido por fracturas que corresponden a la fuerte estructuración regional del Paleozoico tardío y cuya actividad duró durante toda la historia de enfriamiento del batolito. Según estos autores, las condiciones transpresivas habrían facilitado el transporte y emplazamiento de los magmas, habiendo afectado a las rocas de la Superunidad Gastre. Basaron estas consideraciones en las características de la deformación que presentan las milonitas del granito Yancamil (paleozoicas) y las milonitas Rechene y Uribe (triásicas, que infirieron se formaron a partir de granitos de la Superunidad Gastre). Señalaron que las milonitas de mucha menor escala que están dentro del BPC pueden representar zonas de acomodamiento entre pulsos de magma adyacentes, ya que por lo general están ubicadas fuera del área del corredor estructural, y su cinemática no es uniforme entre sí.

En cambio, Giacosa *et al.* (2017) señalaron que el emplazamiento de las rocas graníticas triásicas se inserta dentro de un régimen de extensión generalizada SO-NE, que habría generado fallas normales, mediante un mecanismo de inversión tectónica negativa, aprovechando de manera preferencial las estructuras contraccionales gondwánicas de rumbo general NO, producto del acortamiento general SO-NE, de finales del Paleozoico.

Es importante señalar que en el margen austral del Macizo Nordpatagónico la tectónica



mesozoica habría estado fuertemente condicionada por la estructura paleozoica tardía como manifestaron tanto los autores que concibieron procesos transpresivos (Zaffarana *et al.* 2017) como extensionales o transtensionales (e.g., Giacosa *et al.* 2017, Vizán *et al.* 2017, Renda *et al.* 2019, Giacosa 2020), estructuración que se heredaría de la etapa de amalgamamiento de Gondwana (e.g., Pankhurst *et al.* 2006) o bien más antigua y relacionada al desarrollo del orógeno Transpatagónico durante el cambro-ordovícico (González *et al.* 2020, González y Giacosa 2021 este volumen).

Implicancias sobre el denominado Sistema de Fallas de Gastre

El Batolito de la Patagonia Central se emplazó entre el ciclo orogénico Gondwánico y el principio de la orogenia Andina en el margen sudoccidental de Gondwana. Su emplazamiento había sido propuesto por Rapela *et al.* (1991, 1992) y por Rapela y Pankhurst (1992) como producido durante la actividad del Sistema de Fallas de Gastre. Estas fallas de orientación NO-SE señaladas en sus comienzos como parte del Sistema Gastre por Coira *et al.* (1975), han sido la forma elegida para restaurar la posición de Patagonia en las reconstrucciones paleogeográficas paleozoicas. Así, se utiliza este sistema de fallas para que Patagonia encastre con las sucesiones sedimentarias de las islas Malvinas y con la faja plegada y corrida del Cabo en Sudáfrica (e.g. Storey *et al.* 1999, Macdonald *et al.* 2003). Esta correlación requiere una rotación horaria de -100° de las Islas Malvinas, determinada en forma independiente por los resultados paleomagnéticos de diques de rumbo NE-SO que afloran en las islas (Taylor y Shaw 1989). De acuerdo con este modelo, casi todo el desplazamiento dextral que pase por el Sistema de Fallas de Gastre debe ser más joven que 190–180 Ma, que es la edad de los diques estudiados paleomagnéticamente (e.g. Mussett y Taylor 1994). No obstante, autores como Ramos *et al.* (2017) descartan esas rotaciones.

Los estudios paleomagnéticos realizados en el BPC por Ruiz González *et al.* (2020) revelaron que los granitos triásicos definen un polo paleomagnético que indica un basculamiento de unos 12° que podría estar vinculado a la formación de la cuenca de Gastre durante la orogenia Andina. Es importante señalar que los granitos no presentan una anomalía en la declinación

magnética, lo que implica que no hubo desplazamientos laterales luego de su emplazamiento durante el Triásico tardío. Por otra parte, estudios paleomagnéticos realizados en la Formación Lonco Trapial también muestran que no existieron rotaciones tectónicas dextrales que pasen por la localidad de Gastre durante el Jurásico (Zaffarana y Somoza 2012). En cambio, la deformación que involucraría un desplazamiento lateral fue posiblemente pérmica (Vizán *et al.* 2015, 2017), por un movimiento intragondwánico generado por tracción de losa en el margen norte del océano Paleotetis.

Además, las observaciones a escala de los afloramientos no apoyan la existencia de cizallamientos dextrales de escala continental que pasen por la localidad de Gastre (von Gosen y Loske 2004, Zaffarana *et al.* 2010, 2014, 2017). La cartografía estructural indica que los relieves más importantes de la región están asociados a fallas inversas, desestimándose un régimen de transcurrencia como una contribución importante en la estructuración regional (Giacosa *et al.* 2017).

GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS DEL MAGMATISMO PÉRMICO Y TRIÁSICO

Caracterización geoquímica

Como se mencionó en la parte descriptiva de cada unidad, tanto las rocas pérmicas como las triásicas son metaluminosas y peraluminosas (Fig. 4c), de acuerdo con el índice de saturación en alúmina (ISA), como fuera señalado por Rapela *et al.* (1992).

Las muestras pérmicas de laguna del Toro se caracterizan por presentar los mayores valores de alúmina/álcalis, las de sierra del Medio poseen cocientes intermedios, mientras que las triásicas (Complejo Gastre-Lipetrén del BPC) exhiben los menores valores (Fig. 4c, Lagorio *et al.* com. pers.). Las variedades con biotita y anfíbol (desde tonalitas hasta monzogranitos) tienden a ser metaluminosas, en tanto que los leucogranitos (sieno y monzogranitos) son mayormente peraluminosos, si bien ligeramente, lo que se refleja en un índice de saturación en aluminio (ISA) $< 1,1$; sólo un grupo reducido llega a presentar un ISA de hasta 1,15 (Fig. 4c). Las rocas biotíticas (desde monzogranitos a tonalitas) son tanto metaluminosas como peraluminosas (la mayoría con ISA $< 1,1$, si bien hay una muestra con ISA = 2) mientras que los monzogranitos con



biotita y muscovita son también ligeramente peraluminosos ($ISA < 1,1$) (Fig. 4c).

En el diagrama AFM todas las muestras pérmicas y triásicas clasifican como calcoalcalinas, caracterizando la mayoría como de alto potasio (Figs. 4d y e). De acuerdo al índice álcalis-calcio modificado en función de la sílice (MALI, Frost *et al.* 2001), las muestras triásicas quedan comprendidas en los campos calcoalcalino y alcalino-cálcico, mientras que las pérmicas están comprendidas en los campo cálcico y calcoalcalino, si bien la mayoría de las muestras de los dos grupos corresponde al campo calcoalcalino (Fig. 4f).

Los diagramas de variación muestran tendencias bastante semejantes para las rocas pérmicas y triásicas, como también indican Rapela *et al.* (1992). Respecto a los elementos mayores (Figs. 15a y b) se observa en ambos grupos de rocas disminución de MgO , Fe_2O_3t , TiO_2 , Al_2O_3 y CaO e incremento de K_2O con el aumento de la sílice, mientras que para el Na_2O el comportamiento es invariante. Surge de estos gráficos que las rocas pérmicas presentan términos menos evolucionados (60 - 64 % SiO_2 , Fig. 15a) que las triásicas. Dichos términos corresponden a las tonalitas biotítico-hornbléndicas Laguna del Toro, mientras que las muestras más primitivas triásicas (64 - 65 % SiO_2 , Fig. 15b) son las granodioritas biotítico-hornbléndicas de la Suite Gastre. El grupo de muestras pérmicas más primitivas se caracteriza por presentar valores ligeramente mayores de Fe_2O_3t , TiO_2 , Al_2O_3 y CaO , así como levemente menores de Na_2O y K_2O , que las rocas menos evolucionadas triásicas, si bien a paridad de sílice tienen comportamientos semejantes.

Los gráficos ponen también de manifiesto que las muestras triásicas llegan a presentar valores superiores de sílice (75-79 % SiO_2 , Fig. 15b). Estas rocas de alta sílice corresponden a los granitos leucocráticos de la Suite Lipetrén, que registran los tenores más bajos de MgO , Fe_2O_3t , TiO_2 , Al_2O_3 y CaO , así como los mayores de K_2O respecto al conjunto de muestras triásicas y pérmicas. Las rocas pérmicas más diferenciadas (72-75 % SiO_2 , Fig. 15a) son los granitos biotítico-muscovíticos Sierra del Medio (GBM), que muestran las mismas tendencias, poseen los menores contenidos de MgO , Fe_2O_3t , TiO_2 de todas las rocas pérmicas analizadas y tendencias análogas a las leucocráticas triásicas para el resto de los elementos mayores. Las rocas biotíticas tanto pérmicas como triásicas poseen por

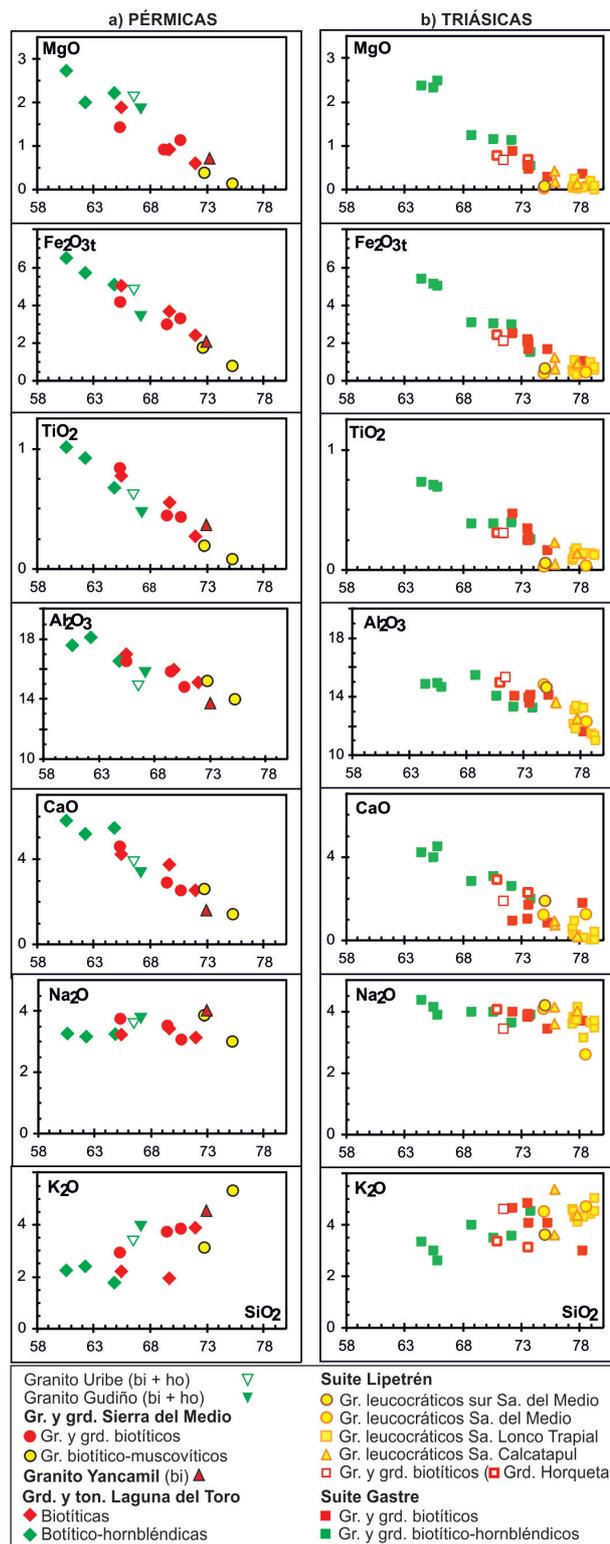


Fig. 15. Diagramas de variación de elementos mayores (%) en función de SiO_2 para las rocas graníticas analizadas. a) Pérmicas; b) Triásicas. Gr. = granitos, Grd. = granodioritas, Ton. = tonalitas.

lo general valores intermedios entre los de las muestras con biotita y hornblenda y los de las leucocráticas (escasa biotita, < 3%). Las rocas graníticas biotíticas Laguna del Toro y Sierra del Medio presentan contenidos intermedios en intervalos de variación semejantes. En cambio, el



granito Yancamil muestra mayor semejanza respecto a los granitos biotítico-muscovíticos Sierra del Medio en cuanto a SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O y K_2O (Fig. 15a). Las muestras biotíticas triásicas de la Suite Gastre poseen mayormente más SiO_2 que las biotíticas de la Suite Lipetrén, así como menores contenidos de CaO y mayores de K_2O , a paridad de sílice, particularmente respecto a la denominada Granodiorita Horqueta, las rocas con menos SiO_2 de la Suite Lipetrén (Fig. 15b).

En cuanto a los elementos traza, las tendencias para las rocas graníticas pérmicas y triásicas también presentan numerosas analogías (Fig. 16a y b). Para ambos grupos de rocas se observa aumento del Rb con la sílice, así como disminución de Sr e Y. Respecto a Zr, La y Nb se registra una disminución de sus contenidos, con el incremento de la sílice en las rocas pérmicas, mientras que para las triásicas el comportamiento es prácticamente invariante, si bien en el intervalo 75%-79% de SiO_2 se registra una marcada dispersión de los valores. Es notable asimismo que las rocas triásicas exhiben valores de Zr marcadamente inferiores que las muestras pérmicas menos evolucionadas (intervalo 60%-70% de SiO_2). El Ba no posee tendencias claras ni para las rocas pérmicas, ni para las triásicas. El granito Yancamil muestra contenidos de traza más afines a los de las rocas graníticas biotíticas de sierra del Medio y laguna del Toro (e.g., Ba, Sr, Nb, La). Es de notar que los granitos más evolucionados tanto pérmicos (GBM de sierra del Medio) como triásicos (leucogranitos Suite Lipetrén) exhiben los menores valores de Zr y La, particularmente bajos en los triásicos de las sierras de Calcatapul y del Medio. Respecto a las rocas biotíticas de la Suite Gastre, exhiben mayormente contenidos superiores de Rb e Y, así como inferiores de Sr respecto a las de la Suite Lipetrén, en especial respecto a las muestras de la denominada Granodiorita Horqueta, que se distinguen por presentar contenidos particularmente elevados de Sr (Fig. 16b).

Los diagramas de tierras raras poseen semejanzas respecto a las presentados por Rapela *et al.* (1992) y Pankhurst *et al.* (2006). Los diagramas aquí graficados (Fig. 17a y b) muestran diseños con pendientes considerables para las granodioritas y tonalitas Laguna del Toro, con relaciones $(\text{La}/\text{Yb})_N = 19-78$ (Lagorio *et al.* com. pers.), exhibiendo sólo anomalías negativas de Eu para las muestras biotítico-hornbléndicas ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,7-0,8$). En cambio, los granitos y

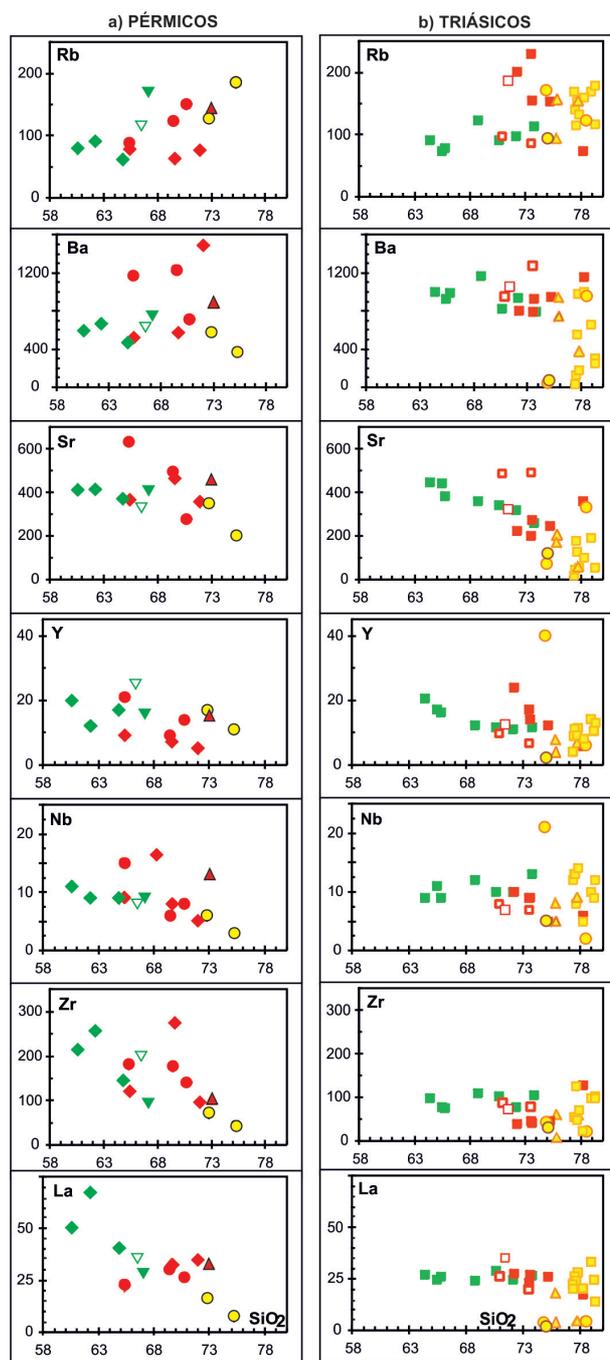
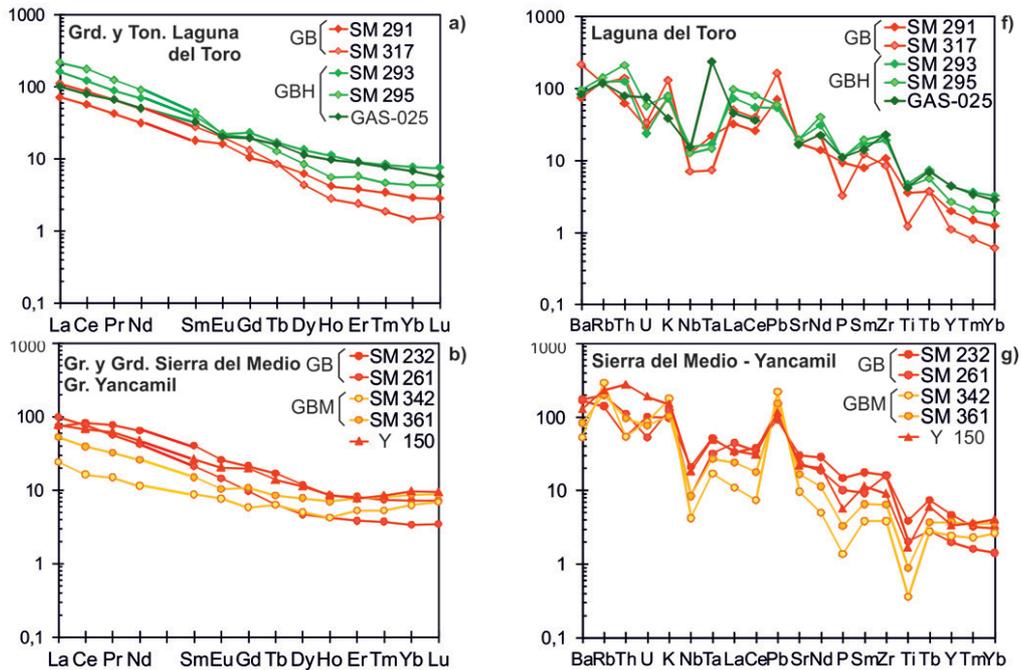


Fig. 16: Diagramas de variación de elementos traza (ppm) en función de de la SiO_2 para las rocas graníticas analizadas. a) Pérmicas; b) Triásicas. Símbolos como en la Fig. 15.

granodioritas Sierra del Medio presentan diseños con pendientes menores, particularmente las muestras de la facies biotítico-muscovítica ($\text{La}/\text{Yb}_N = 5$ vs. 18 en las muestras de la facies biotítica, Lagorio *et al.* com. pers.), sin presentar anomalías de Eu (Fig. 17b). El granito Yancamil posee mayores analogías respecto a los granitos y granodioritas biotíticos Sierra del Medio. En éstos se observa un diseño plano para las tierras raras pesadas (ETRP), con relaciones $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,9-3$ que contrastan con las de las granodioritas



ROCAS GRANÍTICAS PÉRMICAS (COMPLEJO MAMIL CHOIQUE)



ROCAS GRANÍTICAS TRIÁSICAS (COMPLEJO GASTRE - LIPETRÉN)

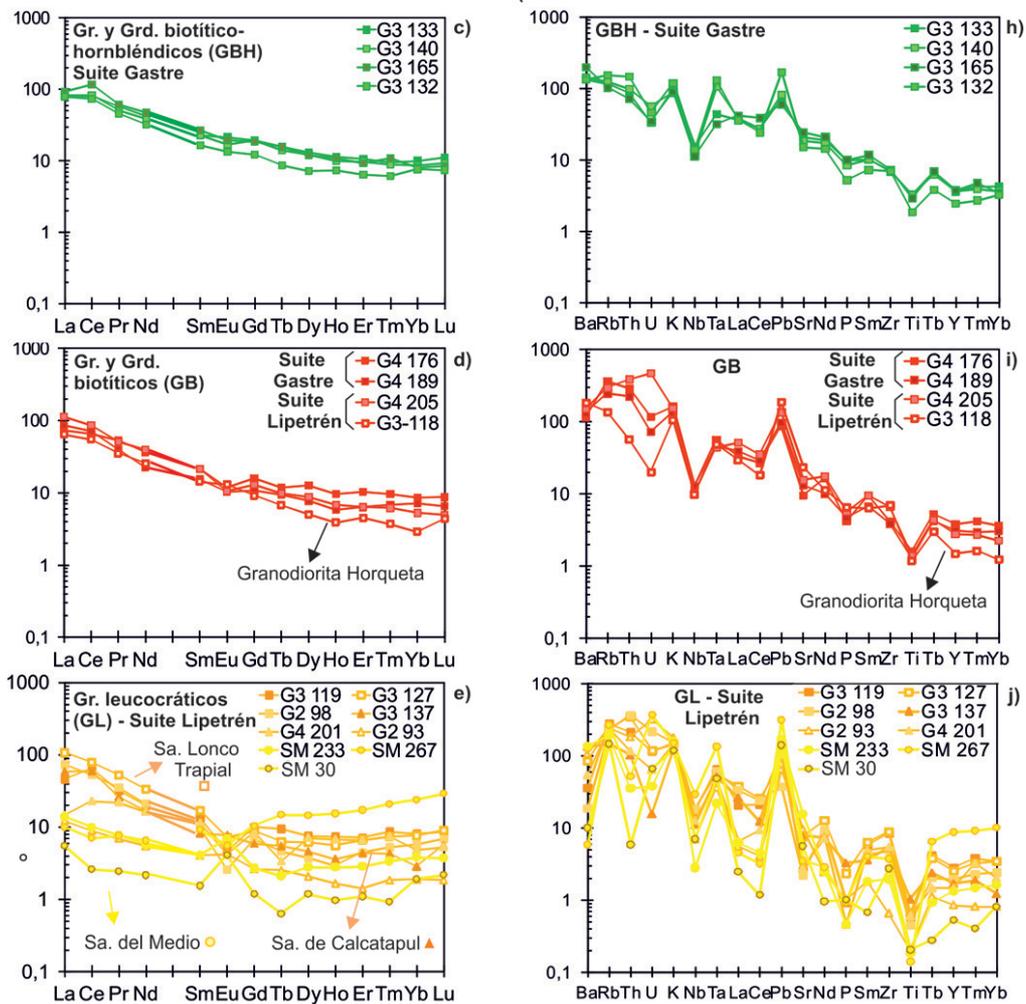


Fig. 17. Diagramas de tierras raras normalizados a condrito (Boynton 1984). a-b) Rocas graníticas pérmicas, incluyendo la muestra GAS-025 de Pankhurst *et al.* (2006); c-e) Rocas graníticas triásicas. Diagramas multielementales normalizados al manto primordial (Sun y McDonough 1989). f-g) Rocas graníticas pérmicas; h-j) Rocas graníticas triásicas. e-j) Granitos leucocráticos: sierra de Lonco Trapial (cuadrados), sierra de Calcatapul (triángulos), sierra del Medio y sur de esa sierra (círculos).



y tonalitas Laguna del Toro $(Gd/Yb)_N = 2,4-9,1$, y también con las que exhiben los granitos biotítico-muscovíticos Sierra del Medio con relaciones $(Gd/Yb)_N = 0,9-1,3$ (Lagorio *et al.* com. pers.), siendo en este último caso las pendientes de los ETRP levemente positivas.

Por otro lado, las muestras triásicas de las facies biotítico-hornbléndica y biotítica tanto de la suites Gastre como Lipetrén, tienen diseños con muy baja pendiente para las tierras raras pesadas (ETRP), con los valores más bajos para la muestra de la Granodiorita Horqueta (Fig. 17c, d), mostrando relaciones $(La/Yb)_N = 8-23$ y $(Gd/Yb)_N = 1,5-3,2$ (Lagorio *et al.* com. pers.), y un diseño general ligeramente cóncavo para las rocas con biotita y hornblenda, condicionado por bajos contenidos de tierras raras medianas (ETRM). Estas rocas prácticamente no registran anomalía negativa de Eu o es mínima ($Eu/Eu^* = 0,88 - 1,02$, Lagorio *et al.* com. pers., Fig. 17c), mientras que en las biotíticas de ambas suites dicha anomalía es modesta ($Eu/Eu^* = 0,64 - 0,80$, Fig. 17d), excepto para la muestra correspondiente a la Granodiorita Horqueta (Suite Lipetrén), con una anomalía levemente positiva ($Eu/Eu^* = 1,14$, Lagorio *et al.* com. pers., Fig. 17d). Los granitos leucocráticos de las sierras de Lonco Trapial y Calcatapul exhiben diseños semejantes (Fig. 17e), mostrando relaciones $(La/Yb)_N = 3-20,3$, $(La/Sm)_N = 1,3-7,6$ y $(Gd/Yb)_N = 1,2-2,2$ (Lagorio *et al.* com. pers.), así como anomalías negativas de Eu pronunciadas, si bien algunas muestras de la sierra de Calcatapul presentan anomalías positivas ($Eu/Eu^* = 0,5 - 1,3$, Fig. 17e). En cambio, las muestras de la sierra del Medio y sur de la misma, presentan valores menores de tierras raras livianas (ETRL) y diseños planos o ascendentes para las tierras raras pesadas (Fig. 17e), con relaciones $(La/Yb)_N = 0,4-3,6$, $(La/Sm)_N = 1,1-3,6$ y $(Gd/Yb)_N = 0,4-0,7$, mostrando una tendencia de disminución de las relaciones $(Gd/Yb)_N$ y $(La/Sm)_N$ en forma sistemática hacia el oeste, asociada a la presencia mayoritaria de anomalías positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,6-3$, Lagorio *et al.* com. pers., Fig. 17e).

Los diagramas multielementales normalizados (Fig. 17f-j) muestran para las rocas pérmicas y triásicas anomalías negativas para Nb, Sr, P y Ti, mientras que positivas para Pb y Ta; Ba, U, La-Ce presentan en la mayoría de las rocas analizadas anomalías negativas, así como K, Rb, Sm, Zr y Tb generalmente positivas. Se observa que el granito Yancamil exhibe un diseño semejante a los granitos y granodioritas biotíti-

cas Sierra del Medio (GB). Los granitos biotítico-muscovíticos Sierra del Medio (GBM) se caracterizan por presentar menores contenidos de casi todos los elementos traza respecto a las muestras pérmicas analizadas, mientras que los tenores menores para todas las muestras estudiadas corresponden a los granitos leucocráticos triásicos, que poseen diseños análogos si bien exhiben anomalías más pronunciadas que definen patrones más aserrados (Fig. 17j). Las rocas biotíticas triásicas de ambas suites muestran diagramas semejantes, si bien la muestra de la Granodiorita Horqueta posee menores contenidos de Rb, Th, U, así como de los ETRP (Fig. 17i) que la distinguen tanto de las muestras de la Suite Gastre como de la otra roca analizada de la Suite Lipetrén.

CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS

La tendencia evolutiva general de disminución de MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO en función de la sílice observada tanto en las muestras pérmicas como triásicas resulta compatible con el fraccionamiento de diversas fases como plagioclasa, hornblenda y titanita (Fig. 15a y b). El comportamiento del Na_2O , invariante para las muestras pérmicas o bien ligeramente descendente en las triásicas, permite inferir fraccionamiento de una plagioclasa prevalentemente cálcica. La disminución de Sr (Fig. 16a y b) es congruente con la cristalización de dicha fase, si bien anomalías negativas significativas de Eu sólo se registran en los magmas leucocráticos triásicos (Suite Lipetrén). Mientras que los magmas pérmicos sólo presentan una discreta anomalía negativa de Eu en las granodioritas y tonalitas biotítico-hornbléndicas Laguna del Toro, los magmas triásicos registran una tendencia creciente hacia anomalías negativas de Eu con el aumento de la sílice (Fig. 17a-e), como fuera ya señalado por Rapela *et al.* (1992).

No obstante, las rocas con menos sílice pérmicas son las que poseen las mayores concentraciones de elementos traza incompatibles como Zr, Nb, La (y demás ETRL, no mostrados), mientras que la tendencia es en términos generales invariante para los triásicos (Fig. 16a y b). Éstas no son las tendencias esperadas en un proceso de diferenciación por fraccionamiento de fases, por lo que no surge una relación evolutiva entre los magmas más primitivos y aque-



llos más silíceos, respecto a dichos elementos traza. Esto también queda evidenciado en los diagramas de variación del MgO, Rb y La en función del Zr tanto para los magmas pérmicos como triásicos (Fig. 18), en donde las tendencias son inversas a las esperadas. Por lo tanto, esto permite inferir otro tipo de procesos involucrados en la petrogénesis. Respecto a los magmas pérmicos, un proceso de hibridación entre magmas derivados del manto y de la corteza fue señalado por Pankhurst *et al.* (2006). Las relaciones isotópicas obtenidas por estos autores en rocas del Complejo Mamil Choique revelan valores de ϵNdt entre -4 y -6, y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial entre 0,7057 y 0,7078 (Fig. 19). De acuerdo con dichos autores las relaciones isotópicas obtenidas para los magmas pérmicos del Macizo Norpatagónico parecen representar un gran episodio magmático híbrido que involucra fusión de toda la sección de la corteza. Procesos que involucran interacción entre corteza y manto también son considerados por López de Luchi y Cerredo (2008) en la caracterización de la fuente de los Granitoides Mamil Choique en la sierra homónima. Si bien los datos de isótopos Lu-Hf obtenidos por Faning *et al.* (2011) en dos muestras del Complejo Mamil Choique, una granodiorita Laguna del Toro y otra Mamil Choi-

que en la zona de la sierra homónima (GAS-025 y MAC-128, de Pankhurst *et al.* 2006) dieron valores de ϵHf negativos y por lo tanto compatibles con un origen cortical para los magmas pérmicos, dichos autores concibieron una mezcla entre materiales corticales de edades esencialmente mesoproterozoicas (Hf T_{DM} mayormente entre 1000-1600 Ma) con una participación mantélica subordinada relacionada con subducción, como explicación isotópicamente más factible para la fuente de los magmas pérmicos del Macizo Norpatagónico. Las edades modelo Hf T_{DM} son semejantes a las edades modelo Nd T_{DM} de los granitos pérmicos presentadas anteriormente por Pankhurst *et al.* (2006). Más recientemente, análisis isotópicos de O-Hf en circones de aquellas muestras pérmicas llevados a cabo por Castillo *et al.* (2017), permitieron distinguir ambas componentes, cortical y mantélica. Por otro lado, los granos de circón de las areniscas de la Formación Cañadón Asfalto en la subcuenca Fossati también presentaron valores ϵHf negativos y edades modelo Hf T_{DM} entre 1500 y 1300 Ma, indicando asimismo reciclado de una corteza mesoproterozoica durante el Pérmico (Hauser *et al.* 2017). Pankhurst *et al.* (2006) señalaron como una característica de los magmas pérmicos, la presencia de circones heredados

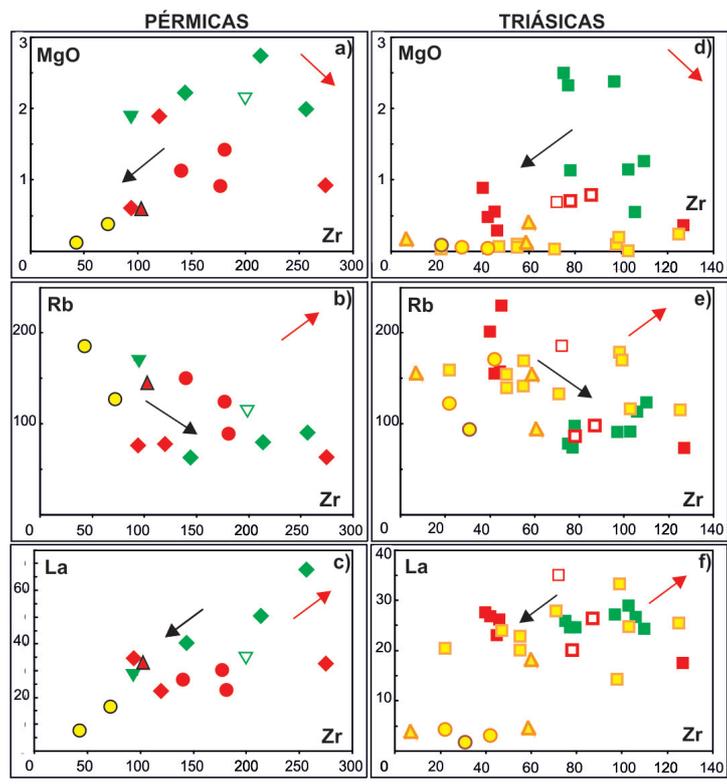


Fig. 18. Diagramas de variación MgO (%), Rb (ppm) y La (ppm) en función de Zr (ppm) para las rocas graníticas aquí analizadas. a-c) Pérmicas; d-f) Triásicas. Símbolos como en la Fig. 15. Flechas negras = tendencias obtenidas, flechas rojas = tendencias evolutivas generales por fraccionamiento de fases.

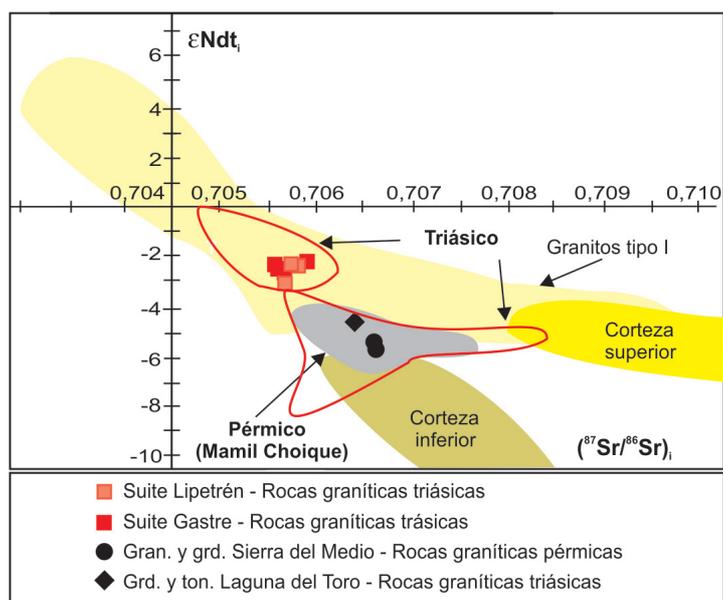


Fig. 19. Diagrama de composiciones iniciales Sr-Nd para las rocas graníticas pérmicas y triásicas, con datos presentados por Rapela *et al.* (1992) y Pankhurst *et al.* (2006); valores corregidos a los datos de edad obtenidos por dichos autores. Corteza inferior, superior y granitos tipo I tomado de Rapela *et al.* (2005). Gr. = granitos, Grd. = granodioritas, Ton. = tonalitas.

provenientes de la corteza antigua de Gondwana, ya sea como granos discretos o bien como núcleos en cristales polifásicos, lo cual fue corroborado en los circones del granito biotítico Sierra del Medio (véanse fotos Fig. 7b) y constituye una indudable evidencia de participación de la corteza en la petrogénesis. Esto fue interpretado por Pankhurst *et al.* (2006) como producto de un voluminoso evento de fusión cortical a nivel regional producido durante el Pérmico, por el efecto del denominado *slab break-off* en un ambiente tectónico postcolisional, como se detallará más adelante.

Respecto a los magmas triásicos, del mismo modo a lo mencionado, la ausencia de un incremento en los valores de elementos incompatibles como Zr, Nb y La (y demás ETRL no mostrados) hacia los términos más evolucionados, tampoco avala una relación evolutiva entre las rocas con menos sílice (pertenecientes a la Suite Gastre) y las más síliceas (Suite Lipetrén). Del mismo modo, las tendencias en los diagramas de MgO, Rb y La vs. Zr son inversas a las esperadas (Fig. 18e y f). Esto resulta también consistente con los procesos de mezcla con hibridación de los magmas señalados por Zaffarana *et al.* (2014). De todos modos, dichos autores concibieron una relación evolutiva considerando a las dioritas cuarzosas hornbléndicas como un magma máfico que habría intruído de manera episódica durante toda la historia de cristalización del batolito; los fraccionamientos habrían operado luego del proceso de

hibridación, como parte de la evolución de la Suite Gastre. Dichos autores concibieron a las dioritas cuarzosas hornblendíferas como uno de los miembros extremos de la suite hibridada que experimentó tanto mezcla de magmas como *mingling* (mezcla incompleta) con los monzogranitos y granodioritas biotíticos (el otro miembro extremo), siendo los monzogranitos y granodioritas biotítico-hornbléndicos un término intermedio de esa suite. Magmas juveniles provenientes del manto habrían producido fusión y consecuente asimilación de la corteza. El proceso de mezcla según Zaffarana *et al.* (2014), resulta consistente asimismo con el valor promedio de ϵNd (-2,5) y Sm/Nd presentados por Rapela *et al.* (1992). En cambio, los magmas de la Suite Lipetrén se habrían generado y emplazado posteriormente, ya que no presentan ninguna evidencia de *mingling*. De acuerdo a las composiciones, los términos más evolucionados de la Suite Lipetrén no habrían podido ser derivados a partir de los magmas de la Suite Gastre. Se infiere en principio un origen fuertemente cortical para los leucogranitos de la suite Lipetrén. De todos modos, estudios en curso permitirán terminar de caracterizar integralmente la petrogénesis de los magmas triásicos.

Por otro lado, las relaciones isotópicas presentadas por Rapela *et al.* (1992) para muestras de la Superunidad Gastre, oscilan respecto al ϵNdt entre - 2,2 y - 2,7, mientras para el $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,705526 y 0,705865; en cambio, las muestras de la Superunidad Lipetrén poseen



ϵNdt entre $-2,3$ y $-3,1$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ entre $0,705659$ y $0,705809$ (Fig. 19), denotando estas últimas una ligeramente mayor impronta cortical. De acuerdo con dichos autores, material astenosférico habría producido esencialmente la fusión de corteza inferior, constituyendo ésta la fuente principal de los magmas primarios del Batolito de la Patagonia Central (BPC), con una edad Nd modelo algo menor a 1000 Ma. No obstante, Rapela *et al.* (2005) señalaron mezcla entre fundidos derivados del manto y corticales. Pankhurst *et al.* (2006) graficaron para los granitos triásicos valores ϵNdt de hasta $-8,5$, y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de hasta $0,7085$ (Fig. 19), señalando tanto para los magmas triásicos como para los pérmicos, fuentes asociadas con corteza profunda y antigua.

En cuanto a la fuente del magmatismo pérmico, está caracterizada por la presencia de granate residual, infiriéndose de mayor importancia cuantitativa en la fuente de las granodioritas y tonalitas Laguna del Toro, que poseen en todos los casos concentraciones normalizadas de $\text{ETR} < 10$ y las mayores relaciones $(\text{Ga}/\text{Yb})_N$ (Figs. 17a, b y 20a, Lagorio *et al.* com. pers.), disminuyendo su significación en la fuente de los granitos y granodioritas Sierra del Medio y del granito Yancamil, acorde a la progresiva disminución de las relaciones $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ y $(\text{La}/\text{Yb})_N$. La fuen-

te de los granitos biotítico-muscovíticos Sierra del Medio son los que registran su menor presencia (Fig. 20a). Esto asimismo ya es evidente a partir de los diseños pandos de ETR, con un bajo fraccionamiento ETRL/ETRP (Fig. 17a y b), lo que permite inferir condiciones más someras respecto a las que imperaban durante la petrogénesis de los magmas de la facies biotítica. Estudios en curso permitirán profundizar y completar la caracterización de la fuente del magmatismo pérmico en este sector sudoccidental del Macizo Norpatagónico.

Respecto a la fuente de los magmas triásicos, la presencia de granate residual resulta más significativa en las rocas biotíticas de la Suite Lipetrén, particularmente en las correspondientes a la Granodiorita Horqueta (Figs. 17c, d, e y 20b). En cuanto a los granitos leucocráticos se observan diferencias entre los que afloran en las sierras de Lonco Trapial y de Calcatapul respecto a los de la sierra del Medio y sur de esta sierra. Mientras que los granitos del primer grupo muestran relaciones $(\text{La}/\text{Sm})_N$ y $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ moderadas y anomalías negativas de Eu, los del segundo grupo exhiben una disminución en dichas relaciones y anomalías de Eu positivas prevalentes, poniendo de manifiesto una variación sistemática de estas características de este a oeste. El empobrecimiento en ETRL que registran los leucogranitos del segundo grupo puede evidenciar presencia de allanita residual en la fuente. Del mismo modo, la anomalía positiva de Eu que presenta la mayoría de estos granitos puede reflejar condiciones de elevada hidratación en la fuente durante la fusión que produce la consumición de la plagioclasa (no queda residual en la fuente ni tampoco se fracciona). Por otro lado, la falta de empobrecimiento en ETRP registrada también en estos leucogranitos, que se refleja en sus bajas relaciones $(\text{Gd}/\text{Yn})_N$ (Lagorio *et al.* com. pers.) permiten concebir una menor participación de granate en la fuente de estos magmas, como surge del diagrama $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ vs. $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (Fig. 20b) y también de los diseños pandos de ETR obtenidos (Fig. 17e). Incluso, una de las muestras exhibe una pendiente positiva, con valores normalizados > 10 para todos los ETRP indicando ausencia de granate en la fuente, lo que permite inferir condiciones más someras durante la génesis de estos magmas. Estudios en curso permitirán completar la caracterización de la fuente del magmatismo triásico, para la que se infieren variaciones a nivel regional, y concluir la com-

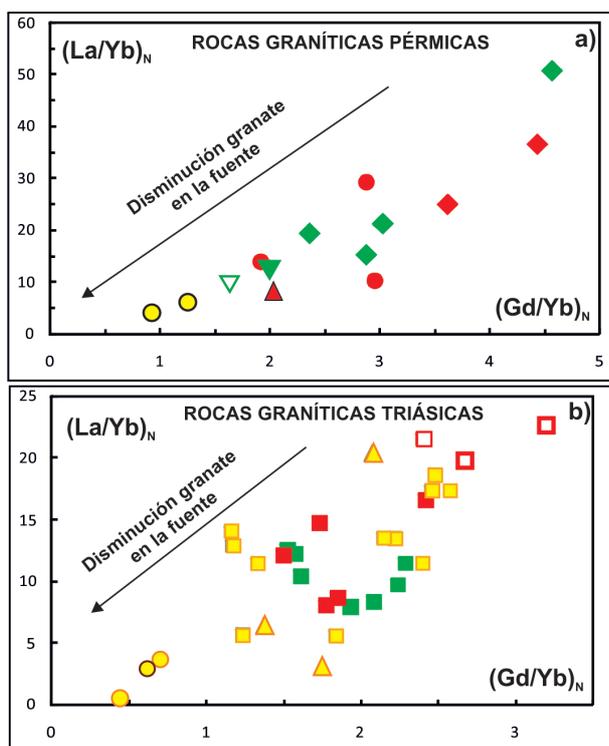


Fig. 20. Variación de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ vs. $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ para las rocas graníticas analizadas. a) Pérmicas; b) Triásicas. Símbolos como en la Fig. 15.



paración con la fuente del magmatismo pérmico en el sector sudoccidental del Macizo Norpatagónico.

CONSIDERACIONES TECTÓNICAS

Las rocas graníticas pérmicas y triásicas de la región estudiada caracterizan en los diagramas tectónicos como de arco magmático (Fig. 21a y b), lo cual fuera señalado por diversos autores (e.g. Rapela *et al.* 1992, Varela *et al.* 2005, 2015). En el gráfico Nb vs. Rb/Zr estas rocas quedan comprendidos en el campo de arcos continentales normales (Fig. 21b). De este modo Varela *et al.* (2015) caracterizaron el magmatismo gondwánico (Carbonífero - Pérmico temprano), mientras que el magmatismo chánico (Devónico) presenta rasgos de un arco relativamente inmaduro. Asimismo, tanto la anomalía negativa para el Nb como la positiva para el Pb que surgen en los diagramas multielementales normalizados de las rocas pérmicas aquí analizadas (Fig. 17f-j), son rasgos característicos de magmas relacionados con subducción.

De acuerdo con Varela *et al.* (2015) tanto el arco chánico como el gondwánico se habrían localizado en el margen sudoeste de Gondwana. Ramos (2008) previamente propuso un modelo con dos arcos magmáticos: uno occidental que fue activo desde el Devónico hasta el Carbonífero medio, y otro que se traslapó parcialmente en el tiempo y habría llevado a la colisión de la Patagonia contra el margen sudoccidental de Gondwana durante el Pérmico temprano.

Más recientemente Castillo *et al.* (2017) presentaron composiciones isotópicas de O-Hf en circones de muestras del Pérmico temprano del noroeste de Patagonia, que les sugirieron la continuidad del cinturón pérmico a lo largo del margen occidental de Sudamérica más al norte, y les permitió, junto a otros rasgos geológicos, concebir un origen autóctono o parautóctono para el norte de la Patagonia, como fuera también considerado por otros autores previamente (e.g., Gregori *et al.* 2008, 2016, Rapalini *et al.* 2013, Pankhurst *et al.* 2014). Gregori *et al.* (2016) consideraron la orogenia gondwánica en el ámbito del Macizo Norpatagónico representada por rocas ígneas con edades entre el Carbonífero y el Triásico; y concibieron la génesis de los granitos más antiguos dentro del contexto de un arco continental, mientras que para los granitoides del Pérmico tardío - Triásico temprano recono-

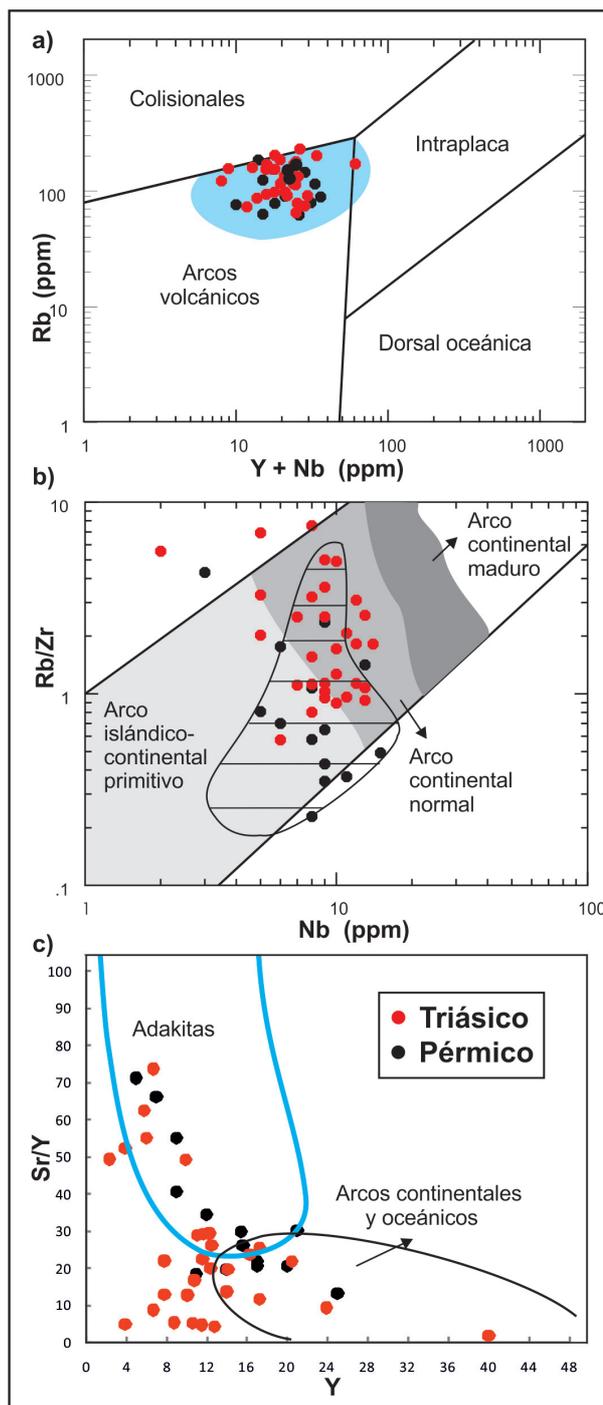


Fig. 21. Diagramas tectónicos para las rocas graníticas pérmicas (círculos negros) y triásicas (círculos rojos) analizadas. a) Diagrama Rb vs. Y + Nb (Pearce *et al.* 1984), en celeste se señala el campo en donde quedan graficadas las muestras pérmicas y triásicas analizadas por Rapela *et al.* (1992); b) Diagrama Rb/Zr vs. Nb (Martin 1994), el área rayada indica el campo de los granitos gondwánicos analizados por Varela *et al.* (2015); c) Diagrama Sr/Y vs. Y para discriminar adakitas (Drummond y Defan 1990).

cieron una disminución de la influencia de la subducción y un aumento en los rasgos químicos de intraplaca (Gregori *et al.* 2020).

Respecto al magmatismo triásico, Rapela *et al.* (1991) y Rapela y Pankhurst (1992) concluyeron que la generación y el emplazamiento de



los magmas que constituyeron el Batolito de la Patagonia Central habrían sido controlados por fallas transcurrentes con rumbo NO-SE y desplazamiento dextral, dentro del contexto previo al desmembramiento de Gondwana. De acuerdo con estos autores, material astenosférico habría producido esencialmente la fusión de corteza inferior, constituyendo ésta la fuente principal de los magmas primarios del Batolito de la Patagonia Central (BPC). De todos modos, Rapela *et al.* (1991) y Rapela y Alonso (1991) ya mencionaban afinidad con arcos magmáticos continentales, si bien caracterizaron un ambiente particular con mezcla de componentes de subducción y extensión. Rapela *et al.* (1992) señalaron la naturaleza calcoalcalina de los magmas y el quimismo típico de arco magmático, caracterizando a estos granitos como de tipo I. Una cordillera interior triásico-jurásica conformada por las rocas graníticas calcoalcalinos del BPC y las suites monzoníticas del Macizo del Deseado fue posteriormente caracterizada por Rapela *et al.* (1996), como generada como consecuencia de una subducción oblicua con dirección NE en el borde de Gondwana.

Zaffarana *et al.* (2014) reforzaron la caracterización de estos granitos del BPC como de tipo I sobre la base de la presencia de monzodioritas y dioritas, y consideraron asimismo que los magmas triásicos del BPC se generaron por la subducción que tenía lugar en el borde protopacífico de Gondwana. Posteriormente, Zaffarana *et al.* (2017) determinaron un régimen transpresivo que habría esencialmente imperado durante el Pérmico y facilitado el transporte y emplazamiento de los magmas triásicos de la Superunidad Gastre, sobre la base del análisis de las milonitas del Granito Yancamil, Rechene y Uribe. Las milonitas de mucha menor escala presentes en las rocas del BPC podrían representar zonas locales de acomodamiento entre pulsos de magmas adyacentes.

En cambio, Giacosa *et al.* (2017) señalaron que el emplazamiento del BPC se inserta dentro de un régimen de extensión generalizada SO-NE, que habría generado fallas normales, mediante un mecanismo de inversión tectónica negativa, aprovechando de manera preferencial las estructuras gondwánicas de rumbo general NO, producto del acortamiento general SO-NE, de finales del Paleozoico. En este contexto, se considera que la tectónica extensional a nivel regional, habría favorecido la fusión por descompresión de corteza y manto litosférico

subcontinental, a lo que debió adicionarse el calor proveniente del entrapamiento térmico generado por la consolidación de Pangea. Magmas calcoalcalinos generados durante regímenes extensionales son conocidos en la literatura, atribuidos a un metasomatismo en la fuente generada por subducción previa (e.g., Hooper *et al.* 1995, Rosu *et al.* 2004, Guo y Wilson 2012).

Por otro lado, Gregori *et al.* (2016) señalaron para el sector noroeste del Macizo Nordpatagónico, dos pulsos de deformación inherentes a la orogenia Gondwánica (el primero durante el Pérmico temprano a medio, y el segundo en el Triásico medio a tardío), con un período extensional intercalado (entre el Pérmico tardío y el Triásico temprano), concibiendo una transcurriencia que actuaba en un plano curvilíneo.

Navarrete *et al.* (2019) consideraron para el Triásico tardío y el Jurásico temprano (~ 220-202 Ma) un gran episodio contraccional, invocando una subducción plana (*flat-slab*) de gran escala que habría provocado una importante migración del arco magmático parcialmente adakítico hacia el interior del continente (~ 1000-1100 km). Consideraron producto de este evento la génesis de los magmas del BPC y los correspondientes a los de la Formación La Leona (Macizo del Deseado), con similitudes respecto a lo concebido por Rapela *et al.* (1996). No obstante, otros autores señalaron que a distancias mayores a 700 km de la trinchera la deshidratación de la placa que subduce impediría el desarrollo de magmatismo de arco, por lo que desestimaron la existencia de esa subducción plana (e.g. Lovecchio *et al.* 2020). Estos autores consideraron dominantes las condiciones extensionales en ese margen de Gondwana entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano, al igual que lo concluido recientemente por Giacosa (2020).

Es importante señalar que en el margen austral del Macizo Nordpatagónico la tectónica mesozoica habría estado fuertemente condicionada por la estructura paleozoica tardía como manifestaron diversos autores, tanto los que conciben procesos de tipo extensionales (e.g., Giacosa *et al.* 2017, Vizán *et al.* 2017, Renda *et al.* 2019, Giacosa 2020) como transpresivos (Zaffarana *et al.* 2017). La fuerte estructuración del Paleozoico tardío provendría de la etapa del amalgamamiento de Gondwana como fuera señalado por Pankhurst *et al.* (2006) o bien mas antigua y relacionada al desarrollo del orógeno Intrapatagónico durante el Silúrico-Devónico (González y Giacosa 2021 este volumen).



Por otro lado, Pankhurst *et al.* (2006) señalaron que el gran volumen del magmatismo del pérmico temprano habría sido favorecido por el acceso de calor a la corteza como consecuencia del *break-off* de la placa oceánica subducida, luego de la colisión que dichos autores concibieron habría tenido lugar entre el Macizo Norpatagónico y el Macizo del Deseado durante el Carbonífero medio a tardío, unos 70 km aproximadamente al sur de la zona de estudio. Dichos autores concibieron consecuentemente a los magmas pérmicos como postcolisionales, y representando un gran evento magmático de características híbridas que habría involucrado participación tanto del manto como de la corteza. Las composiciones isotópicas de O y Hf en circones de rocas del Pérmico medio a tardío del norte del Macizo Norpatagónico sugieren el retrabajo de la litósfera antigua por parte de componentes juveniles entre los 280 y los 255 Ma (Castillo *et al.* 2017).

Si bien las rocas graníticas pérmicas pueden representar el arco en el borde occidental de Gondwana, la disposición NO-SE que presentan en el área de estudio tanto la rocas graníticas pérmicas como las triásicas permite inferir que la impronta de arco que exhiben representaría los efectos de la subducción previa acaecida en el borde sur de Gondwana que presentaba esa disposición (Fig. 22a). Allí el margen activo habría tenido lugar hasta el Carbonífero medio (e.g. Pankhurst *et al.* 2006, Ramos 2008) o bien hasta el Carbonífero tardío de acuerdo con reconstrucciones paleogeográficas (e.g. Vizán *et al.* 2017, Renda *et al.* 2019) en el borde austral del Macizo Norpatagónico, que poseía disposición NO-SE y en donde operaba la subducción (Lagorio *et al.* com. pers.). Cabe mencionar que López de Luchi y Cerredo (2008) señalaron que el quimismo con afinidad de arco y colisional reconocido en los magmas de Mamil Choique en Río Negro podría reflejar características heredadas de la fuente. Respecto al calor desencadenante del profuso magmatismo, al efecto del *slab-break-off* durante el Pérmico temprano se habría adicionado el entrampamiento térmico generado por la consolidación del supercontinente Pangea que habría empezado a afectar la corteza aproximadamente desde los 250 Ma (e.g., Vizán *et al.* 2017).

Para el Pérmico ya no se registraba subducción en el borde austral del Macizo Norpatagónico ya sea debido a la colisión en la dirección SO-NE (e.g. Pankhurst *et al.* 2006, Ra-

mos 2008) o la acreción del Macizo del Deseado (e.g. Vizán *et al.* 2017) a través de una rotación antihoraria de América del Sur y África respecto de Gondwana Oriental (integrado por India, Australia, Antártida y el Macizo del Deseado en una posición periférica, Fig. 22a). Por lo tanto, ya habría finalizado la actividad del arco magmático carbonífero que se encontraba en el borde austral del Macizo Nordpatagónico (Ramos 2008, Varela *et al.* 2005, 2015) para los dos escenarios tectónicos propuestos. Para el Triásico, del mismo modo, tampoco se registraba ya subducción en el borde sur del Macizo Norpatagónico, sólo en el margen occidental (Fig. 22b).

Es importante señalar que López de Luchi y Cerredo (2008) ya señalan una transición entre un régimen compresional y uno extensional entre los 273 y 265 Ma en el límite entre los dos grandes macizos patagónicos. Más recientemente, Vizán *et al.* (2017) y Japas *et al.* (2017) consideraron que habría tenido lugar una transición entre una tectónica transpresional y una transensional.

Es importante destacar que más al norte, Kleiman y Japas (2009) identificaron previamente la transición entre un régimen compresional y otro extensional, correspondientes a los dos ciclos del Grupo Choiyoi; mientras que el primero representa la expresión de un margen activo (- 281 Ma de acuerdo con Rocha-Campos *et al.* 2011), el segundo habría registrado el colapso postorogénico y extensión. Esto fue tenido en cuenta por Castillo *et al.* (2017) quienes señalaron procesos tectónicos similares en ambas regiones, que habrían imperado tanto en el Macizo de San Rafael, como en el Macizo Norpatagónico occidental. Estos autores también señalaron un cambio en las condiciones geodinámicas para el Pérmico tardío - Triásico temprano en los granitos de La Esperanza, sobre la base del estudio de los circones, mientras que ya condiciones extensionales regían durante el emplazamiento del granito Calvo. En la zona de estudio, los granitos y granodioritas biotíticos Sierra del Medio, del Pérmico tardío, representan ya condiciones extensionales de acuerdo a los estudios de AMS realizados por Renda *et al.* (2017). Cabe tener en cuenta que este profuso magmatismo permotriásico fue inicialmente vinculado al Ciclo Eruptivo Gondwánico por Llambías *et al.* (1984b).

González *et al.* (2021) señalaron recientemente que el Granito Yancamil sería el repre-

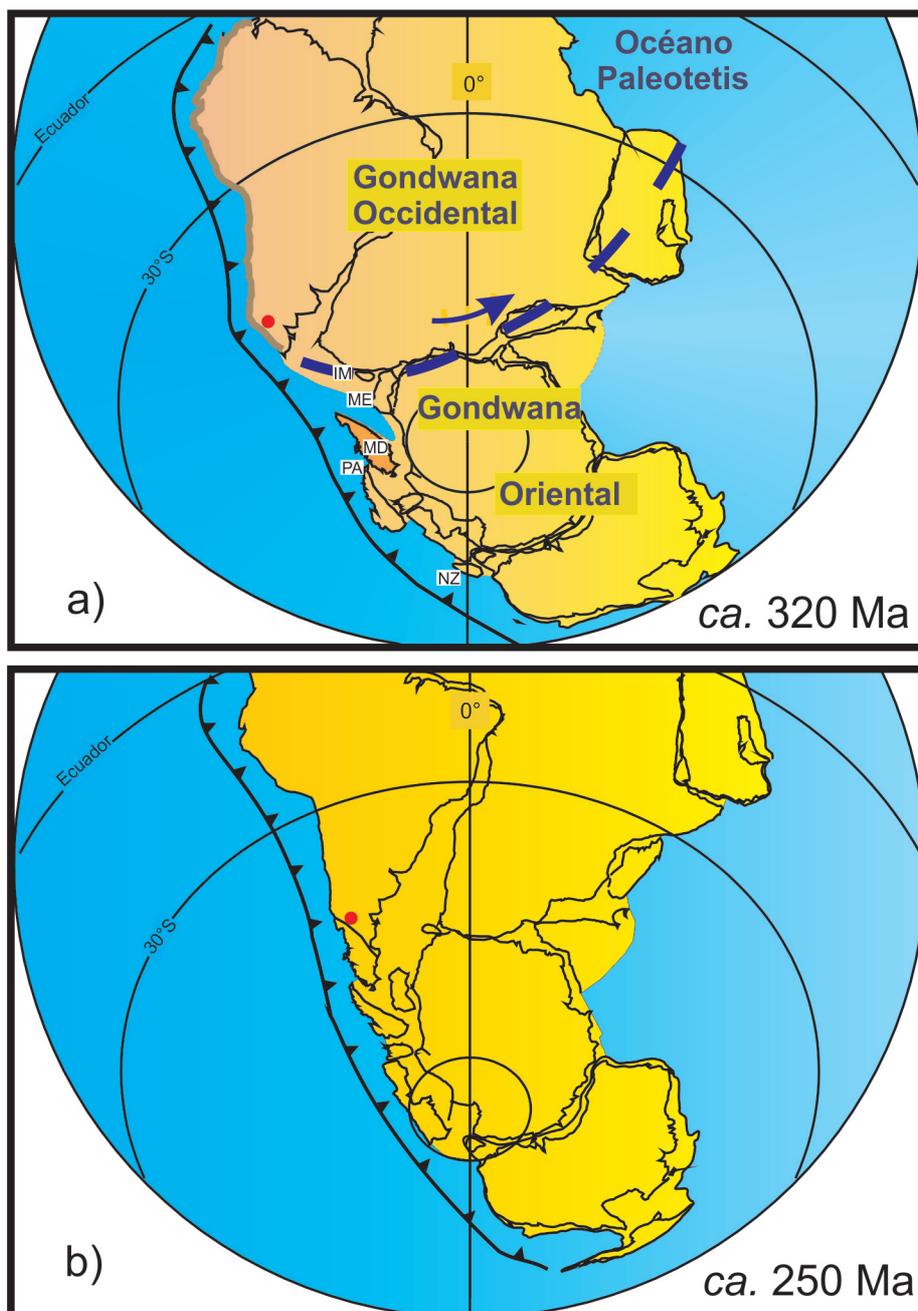


Fig. 22. Reconstrucciones absolutas para Gondwana. a) Carbonífero tardío (ca. 320 Ma) tomado de Renda *et al.* (2019) y Vizán *et al.* (2017). IM: Islas Malvinas, ME: Montes Ellsworth, MD: Macizo del Deseado, PA: Península Antártica, NZ: Nueva Zelanda. Punto rojo: ubicación del área de estudio; b) Triásico temprano (ca. 250 Ma) simplificado de Vizán *et al.* (2017). Punto rojo: ubicación del área de estudio.

sentante del Ciclo Magmático Gondwánico en la zona de Gastre. En esta contribución se consideran también expresión de dicho ciclo a los granitos biotítico-muscovíticos Sierra del Medio ($276,3 \pm 6,3$ Ma). Estudios de AMS en curso permitirán definir esta hipótesis.

Los granitos y granodioritas biotíticos Sierra del Medio, con una edad de $253,2 \pm 1,6$ Ma, y emplazada bajo condiciones extensionales se correlacionarían con la profusa actividad plutónica y volcánica de la denominada provincia magmática La Esperanza - Los Menucos, al nor-

te del área de estudio, y con un voluminoso magmatismo permotriásico en el norte de Patagonia (Luppo *et al.* 2018). En el Batolito de Mengué, unos 100 km al oeste de La Esperanza, recientes dataciones indicaron que el magmatismo cubre el lapso 285 - 253 Ma, presentando las intrusiones más jóvenes rasgos de intraplaca (Gregori *et al.* 2016, 2020). De todos modos, cabe aclarar que condiciones compresionales coexisten para el Pérmico tardío en otros granitos del área (e.g., Yaminué, López de Luchi *et al.* 2010 en Castillo 2017), lo que fue explicado en un es-



cenario de transurrencias en lineamientos curvilíneos que generan la coexistencia de dominios extensionales y contraccionales (modelo de Gregori *et al.* 2008) por Castillo *et al.* (2017).

González *et al.* (2021) indicaron que la representación del final del colapso extensional del orógeno Gondwánico en la zona de Gastre estaría representado por los depósitos volcanosedimentarios de la Formación Calcatapul, generados en pequeñas cubetas con disposición NNO-SSE cuya edad U-Pb en circones dio 245 Ma, correspondiente al Triásico medio. Estas volcanitas son representativas del estadio «post-Choiyoi» y representan la transición entre el colapso extensional y la extensión generalizada que produce el desmembramiento de Gondwana. De todos modos, dichos autores señalaron que la extensión fue interrumpida por una fase tectónica de carácter local, limitada a la margen sur de la sierra de Calcatapul, caracterizando una tectónica de intraplaca consistente con la dinámica que registraba Pangea acorde a lo propuesto por Vizán *et al.* (2017), que provocó inversión tectónica prolongada hasta después del emplazamiento de los granitos de la Suite Lipetrén.

Por otro lado, sobre la base del quimismo, los magmas pérmicos quedan mayormente graficados en el campo de las adakititas de bajo Mg, mientras que sólo parte de los granitos triásicos presenta dichas características (Fig. 21c). Los magmas pérmicos podrían estar reflejando un engrosamiento cortical consistente con la fase orogénica y el amalgamamiento de general de Pangea; los triásicos, intruidos posteriormente al colapso extensional del orógeno, ya evidenciarían espesores normales, acorde a lo señalado para la transición de condiciones compresionales a extensionales en otros orógenos en la literatura (*e.g.*, Xu *et al.* 2007).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arzi, A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* 44, 173-184.
- Bouhier, V.E., Franchini, M.B., Caffè, P.J., Maydagan, L., Rapela, C.W. y Paolini, M. 2017. Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag-Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 101-120. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2017.03.016.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam: 63-114.
- Candela, P.A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles and ore metals. *Journal of Petrology* 38: 1619-1633. DOI:10.1093/petroj/38.12.1619.
- Castillo, P., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Herve, F. y Rapela, C. W. 2017. Zircon O- and Hf-isotope constraints on the genesis and tectonic significance of Permian magmatism in Patagonia. *Journal of the Geological Society* 174 (5): 803- 817. DOI:10.1144/jgs2016-152.
- Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V.A. 1975. Tectónica de basamento en la región occidental del Macizo Norpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (3): 361-383.
- de Saint Blanquat, M. y Tikoff, B. 1997. Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek Granite, Sierra Nevada batholiths. En: Bouchez, J.L. *et al.* (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. *Petrology and Structural Geology* 8: 231-252. Netherlands, Springer. DOI:10.1007/978-94-017-1717-5-15.
- Drummond, M.S. y Defant, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab-melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95: 21503-21521.
- 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 America Earth* 32: 485-496. DOI:10.1016/j.jsames.2011.03.007.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis D.J. y Frost, C.D. 2001. A geochemical classification of the igneous rocks. *Journal of Petrology* 42 (11): 2033-2048.
- Giacosa, R.E. 2020. Basement control, sedimentary basin inception and early evolution of the Mesozoic basins in the Patagonian foreland. *Journal of South American Earth Sciences* 97. DOI:10.1016/j.jsames.2019.102407.
- Giacosa, R.E., Gonzalez, P., 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. XIX Congreso Geológico Argentino, Resumen S21-19, Córdoba.
- Giacosa, R.E., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S. y Hernando, I. 2017. Estructura de la región occidental del Macizo Nordpatagónico. XX Congreso Geológico Argentino, S13: 60-65, San Miguel de Tucumán.



- González, P.D. 2008. Texturas de los cuerpos ígneos. En: Llambías E.J. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina - Serie B - Didáctica y Complementaria N° 29, Buenos Aires: 171-197.
- 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*, <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01939-0>
- 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.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L. y Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429-450.
- Gregori, D.A., Saini- Eidukat, B., Benedini, L., Strazzere, L., Barros, M. y Kostadinoff, J. 2016. The Gondwana Orogeny in northern North Patagonian Massif: Evidences from the Caitaco granite, La Seña and Pangare mylonites, Argentina. *Geoscience Frontiers* 7: 621- 638. DOI: 10.1016/j.gsf.2015.06.002.
- Gregori, D.A., Strazzere, L., Barros, M., Benedini, L., Marcos, P. y Kostadinoff, J. 2020. The Mengué Batholith: Permian episodic arc related magmatism in the western North Patagonian Massif, Argentina. *International Geology Review*, DOI:10.1080/00206814.2019.1710865.
- Guo, Z. y Wilson, M. 2012. The Himalayan granites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting. *Gondwana Resarch* 22 (2): 360-376. DOI:10.1016/j.jgr.2011.07.027.
- Hauser, N., Cabaleri, N.G., Gallego, O.F., Monferran, M.D., Silva Nieto, D., Armella, C., Matteini, M., Aparicio González, P.A., Pimentel, M.M., Volkheimer, W. y Reimold, W.U. 2017. U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology of the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina: Implications for the magmatic evolution in central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 78: 190-212. DOI:10.1016/j.jsames.2017.05.001.
- Hooper, P.R., Bailey, D.J. y Carley Holdeft, C.A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research* 100, B7:10303-10319.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (5): 523-548. DOI:10.1139/e71-055.
- Japas, M.S., Vizán, H., Prezzi, C., Geuna, S.E., Franzese, J., Renda, E. y Oriolo, S. 2017. Pangea, autosubducción y cuencas extensionales mesozoicas del margen sudoeste de Gondwana. XX Congreso Geológico Argentino, S13: 76-82, San Miguel de Tucumán.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoy volcanic province at 34° S- 36° S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283- 299. DOI:10.1016/j.tecto.2009.02.046.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D. y Giacosa, R. 2014. Granitoides del Pérmico superior de la sierra del Medio, Chubut: nuevos datos petrológicos y geocronológicos. XIX Congreso Geológico Argentino, Resumen S21-26, Córdoba.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva, D. y Giacosa, R. 2015. Nuevas edades U-Pb SHRIMP en granitoides del Batolito de la Patagonia Central, Gastre, Provincia del Chubut (República Argentina). XIV Congreso Geológico Chileno, Actas: 874-877, La Serena.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R., Zaffarana, C. y Márquez, M., 2018. New Early Jurassic U-Pb age in rhyolitic dykes from the Northeastern sector of Gastre (Chubut, Argentina) and its possible relation to the mineralization of the Los Manantiales district. 15th Quadrennial IAGOD International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium, 179-180, Salta, Argentina.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D. y Giacosa, R. 2022. El magmatismo de la sierra del Medio, Chubut: nueva propuesta litoestratigráfica y caracterización geoquímica. Este Congreso.
- LeMaitre, R.W. 1989. A classification of the igneous rocks and a glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- 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.
- Llambías, E., Caminos y R., Rapela, C. 1984b. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En Ramos, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, I-4: 85-117.
- Lovecchio, J.P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N.D. y Ramos, V.A. 2020. Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: a poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin. *Earth-Science Reviews* 203, DOI:10.1016/j.earscirev.2020.103138.



- López de Luchi, M.G. y Cerredo, M.E. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Rio Chico, Rio Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 526-546. DOI:10.1016/j.jsames.2007.05.004.
- Luppo, T., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Martínez Dopico, C.I. y Fanning, C. 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 82: 346- 355. DOI:10.1016/j.jsames.2018.01.003.
- Macdonald, D., Gómez-Pérez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20: 287-308. DOI:10.1016/S0264-8172(03)00045-X.
- Martin, H. 1994. Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. En: Condie, K. (Ed.), *Archean crustal evolution*. Elsevier, Netherland: 205-260.
- Mussett, A.E. y Taylor, G.K. 1994. ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages for dykes from the Falkland Islands with implications for the break-up of southern Gondwanaland. *Journal of the Geological Society* 151: 79-81. DOI:10.1144/gsjgs.151.1.0079.
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A. y Márquez, M. 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: from large flat- slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth Science Reviews* 194: 125- 159. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.05.002.
- Olivier, P., Druguet, E., Castaño, L. M. y Gleizes, G. 2016. Granitoid emplacement by multiple sheeting during Variscan dextral transpression: The Saint- Laurent- La Jonquera pluton (eastern Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 25: 441- 453. DOI: 10.1016/j.jsg.2015.10.006.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76: 235- 257. DOI: 10.1016/j.earscirev.2006.02.001.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Fanning, C.M. y Galindo, C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society* 171 (3): 313-328. DOI:10.1144/jgs2013-081.
- Paterson, S., Fowler, T., Schmidt, K., Yoshinobu, A. y Yuan, S. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44: 53-82. DOI: 10.1016/S0024-4937(98)00022-X.
- Peacock, M.A. 1931. Classification of igneous rocks series. *Journal of Geology* 39 (1): 54-67. DOI:10.1086/623788.
- Pearce, J.A., Harris, N. y Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. *Journal of Petrology* 2: 956-983.
- 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. DOI:10.1007/BF00384745.
- Proserpio, C.A. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Secretaría del Estado de Minería, Ministerio de Economía, Boletín 159, 75 pp., Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continental adrift?. *Journal of South American Earth Sciences* 26 (3): 235- 251. DOI: 10.1016/j.jsames.2008.06.002.
- Ramos, V.A., Cingolani, C., Junior, F.C., Naipauer, M. y Rapalini, A. 2017. The Malvinas (Falkland) islands revisited: The tectonic evolution of southern Gondwana based on U-Pb and Lu-Hf detrital zircon isotopes on the Paleozoic cover. *Journal of South American Earth Sciences* 76: 320- 345. DOI:10.1016/j.jsames.2016.12.013.
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., 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: 337-342. DOI:10.1111/ter.12043.
- Rapela, C.W. y Alonso, G. 1991. Composición litológica y geoquímica del Batolito de la Patagonia Central. VI Congreso Geológico Chileno, Actas: 236-240, Viña del Mar.
- Rapela, C.W., Días, G.F., Franzese, J.R., Alonso, G.A. y Benvenuto, A.R. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 121-138.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 68: 209-220.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Harrison, S.M. 1992. Triassic «Gondwana» granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 291-304.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R. J. 1996. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87: 193-203.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. *Geological Society, London, Special Publications* 246: 217-239. DOI: 10.1144/GSL.SP.2005.246.01.07.
- Renda, E.M., Oriolo, S. y Vizán, H. 2017. Comparación estructural entre dos unidades de la For-



- mación Mamil Choique: Granitoide de Sierra del Medio (~253 Ma) y Granodiorita Paso del Sapo (~314 Ma). XX Congreso Geológico Argentino, S13: 141-145, San Miguel de Tucumán.
- Renda, E.M., Alvarez, D., Prezzi, C., Oriolo, S. y Vizán, H. 2019. Inherited basement structures and their influence in foreland evolution: A case study in Central Patagonia, Argentina. *Tectonophysics* 772. DOI: 10.1016/j.tecto.2019.228232.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F.M. y da Rosa, O. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choyoy igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Parana Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research* 19(2): 509-523. DOI:10.1016/j.gr.2010.07.003.
- Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D.H.M., Szakács, A., Pécskay, Z., Panaiotu, C.E. y Nedelcu, L. 2004. Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 84: 153-172.
- Ruiz González, V., Puigdomenech Negre, C., Zaffarana, C. B., Vizán, H. y Somoza, R. 2020. Paleomagnetic evidence of the brittle deformation of the Central Patagonian Batholith at Gastre area (Chubut Province, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 98. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102442.
- Shand, S.J. 1943. *The eruptive rocks*. John Wiley, New York, 444 pp.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Storey, B.C., Curtis, M.L., Ferris, J.K., Hunter, M.A. y Livermore, R.A. 1999. Reconstruction and break-out model for the Falkland Islands within Gondwana. *Journal of African Earth Sciences* 29: 153-163. DOI:10.1016/S0899-5362(99)00086-X.
- Taylor, G.K. y Shaw, J. 1989. The Falkland Islands: new palaeomagnetic data and their origin as a displaced terrane from Southern Africa. En: Willhouse, J.W. (Ed.), *Deep structure and Past Kinematics of Accreted terranes*. American Geophysical Union Monograph 50: 59-72. DOI:10.1029/GM050p0059.
- Varela, R., Basei, M.A., Cingolani, C.A., Siga Jr., O y Passarelli, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 167- 187.
- Varela, R., Gregori, D.A., González, P.D. y Basei, M.A.S. 2015. Caracterización geoquímica del magmatismo de arco devónico y carbonífero-permítico en el noroeste de Patagonia, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (3): 419-432.
- Vizán, H., Prezzi, C.B., Japas, M.S., Van Zele, M.A., Geuna, S.E. y Renda, E.M. 2015. Tracción de losa en el margen boreal del Océano Paleotetis y deformación en el interior de Gondwana (incluyendo el cordón plegado de Ventana). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (3): 355- 377.
- Vizán, H., Prezzi, C.B., Geuna, S.E., Japas, M.S., Renda, E.M., Franzese, J. y Van Zele, M.A. 2017. Paleotethys slab pull, self-lubricated weak lithospheric zones, poloidal and toroidal plate motions, and Gondwana tectonics. *Geosphere* 13 (5): 1541- 1554. DOI: 10.1130/GES01444.1.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la región extra-andina del Departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (2): 85-107.
- 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: 73-88. DOI:10.1016/j.jsames.2004.08.007.
- Xu, H., Ma, C., Zhang, J. y Ye, K. 2012. Early Cretaceous low-Mg adakitic granites from the Dabie orogen, eastern China: petrogenesis and implications for destruction of the overthickened lower continental crust. *Gondwana Research* 23: 190-207. DOI:10.1016/j.gr.2011.12.009.
- Zaffarana, C.B. 2011. Estudio de la deformación precretácica en la región de Gastre, sector sur del Macizo Norpatagónico. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 266 pp., Buenos Aires.
- Zaffarana, C.B. y Somoza, R. 2012. Palaeomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society of London* 169 (4): 371-379. DOI:10.1144/0016-76492011-089.
- 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.
- Zaffarana, C.B., Somoza, R., Orts, D.L., Mercader, R., Boltshauser, B., González, V.R. y Puigdomenech, C. 2017. Internal structure of the Late Triassic Central Patagonian batholith at Gastre, southern Argentina: implications for pluton emplacement and the «Gastre fault system». *Geosphere* 13 (6). DOI:10.1130/GES01493.1.
- Zaffarana, C.B., Lagorio, S., Gallastegui, G., Wörner, G., Orts, D., Gregori, D., Poma, S., Busteros, A., Giacosa, R., Silva Nieto, D., Ruiz González, V., Boltshauser, B., Puigdomenech, C. y Haller, M., 2020. Petrogenetic study of the Lonco Trapial volcanism and its comparison with the Early-Middle Jurassic magmatic units from northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 101. DOI:10.1016/j.jsames.2020.102624.