

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO DE ARCO DEVÓNICO Y CARBONÍFERO-PÉRMICO EN EL NOROESTE DE PATAGONIA, ARGENTINA

Ricardo VARELA¹, Daniel A. GREGORI², Pablo D. GONZÁLEZ³ y Miguel A. S. BASEI⁴

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). La Plata, Buenos Aires. E-mail: ricardovarela47@yahoo.com.ar

² Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur e INGEOSUR (UNS-CONICET). Bahía Blanca, Buenos Aires. E-mail: usgregor@criba.edu.ar

³ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (Universidad Nacional de Río Negro-CONICET). General Roca, Río Negro. E-mail: pdgonzalez@unrn.edu.ar

⁴ Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil. E-mail: baseimas@usp.br, ricardovarela47@yahoo.com.ar

RESUMEN

Sobre la base de análisis químicos incluyendo elementos mayores y trazas de 23 rocas ígneas del basamento cristalino del noroeste patagónico, provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut, se caracteriza el magmatismo y ambiente tectónico para la región entre 40° y 42° S, al oeste de los 70° O. Las rocas analizadas son mayormente granitoides (mas una migmatita y una metabasita), con deformación dúctil. El conjunto ha sido datado anteriormente por los métodos U-Pb, K-Ar y Sm-Nd, por lo que se tiene información sobre edades de cristalización, de metamorfismo y deformación y de tiempo de extracción de los protolitos desde el manto. Por sus edades geológicas han sido separadas en dos grupos, uno Chánico (Devónico) y otro Gondwánico (Carbonífero-Pérmico). En ambos casos quedan caracterizados como granitoides subalcalinos, de tendencias calcoalcalinas normales, preferentemente peraluminosos y de tipo I, relacionados con sendos arcos magmáticos desarrollados sobre margen continental. Los resultados obtenidos con las rocas gondwánicas analizadas fueron comparados con datos de otros autores en unidades de basamento del Macizo Norpatagónico, Cordillera Norpatagónica y Cordillera Frontal de Mendoza y Chile.

Palabras clave: *Patagonia, Basamento, Geoquímica, Magmatismo arco*

ABSTRACT

Geochemical characterization of the Devonian and Carboniferous-Permian arc magmatism in northwest Patagonia, Argentina

Based on 23 whole rock chemical analyses of the igneous basement rocks from the Northwest Patagonia, Neuquén, Río Negro and Chubut provinces, we characterize the magmatism and tectonic setting for the region between 40° and 42° S, further west of 70° W. The analysed rocks are mainly granitoids (with one migmatite and another meta-basite), with ductile deformation. Previously, all these rocks have been isotopically dated by U-Pb, K-Ar and Sm-Nd methods, and then the crystallization and metamorphism-deformation ages, and extraction time from the mantle are known. According to their geological ages, they have been separated into Chanic (Devonian) and Gondwanic Groups (Carboniferous-Permian). In both cases, the granitoids are subalkaline, normal calc-alkaline, I- type, peraluminous, and related to their respective magmatic arcs, developed on continental margin. The Gondwanic granitoids were also compared with the granitoids of the same age ranging from Northpatagonian Massif, Cordillera Norpatagónica, and Cordillera Frontal from Mendoza (Argentina) and Chile.

Keywords: *Patagonia, Basement, Geochemistry, Arc magmatism*

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos del noroeste patagónico entre los 40° y 42° de latitud sur son parte del Macizo Norpatagónico occidental (área extra-Andina) y Cordillera Norpatagónica (área Andina, Figura 1a). En el primero predominan unidades volcánicas mesozoicas y cenozoicas, formando extensos plateau ignimbrítico-riolíticos y mesetas basálticas. En la Cordillera

prevalecen rocas ígneas y sedimentarias del Jurásico al Cuaternario. La Cordillera Norpatagónica y el Macizo Norpatagónico están limitados por las cuencas Neuquina y del Colorado, al norte y noreste, y por las cuencas de Cañadón Asfalto y del golfo de San Jorge por el sur. En el Macizo Norpatagónico occidental el basamento ígneo-metamórfico aflora marginalmente en las proximidades de los ríos Limay y Chubut, mientras que en la Cor-

dillera Norpatagónica aparecen en forma minoritaria como parte de las rocas de caja de las asociaciones ígneas andinas (Figura 1b).

El basamento ígneo-metamórfico del noroeste patagónico está constituido por dos componentes mayores, de distinta edad. El más antiguo está formado por rocas metamórficas paraderivadas y ortoderivadas, siendo conspicuas las estructuras metamórficas producto de defor-

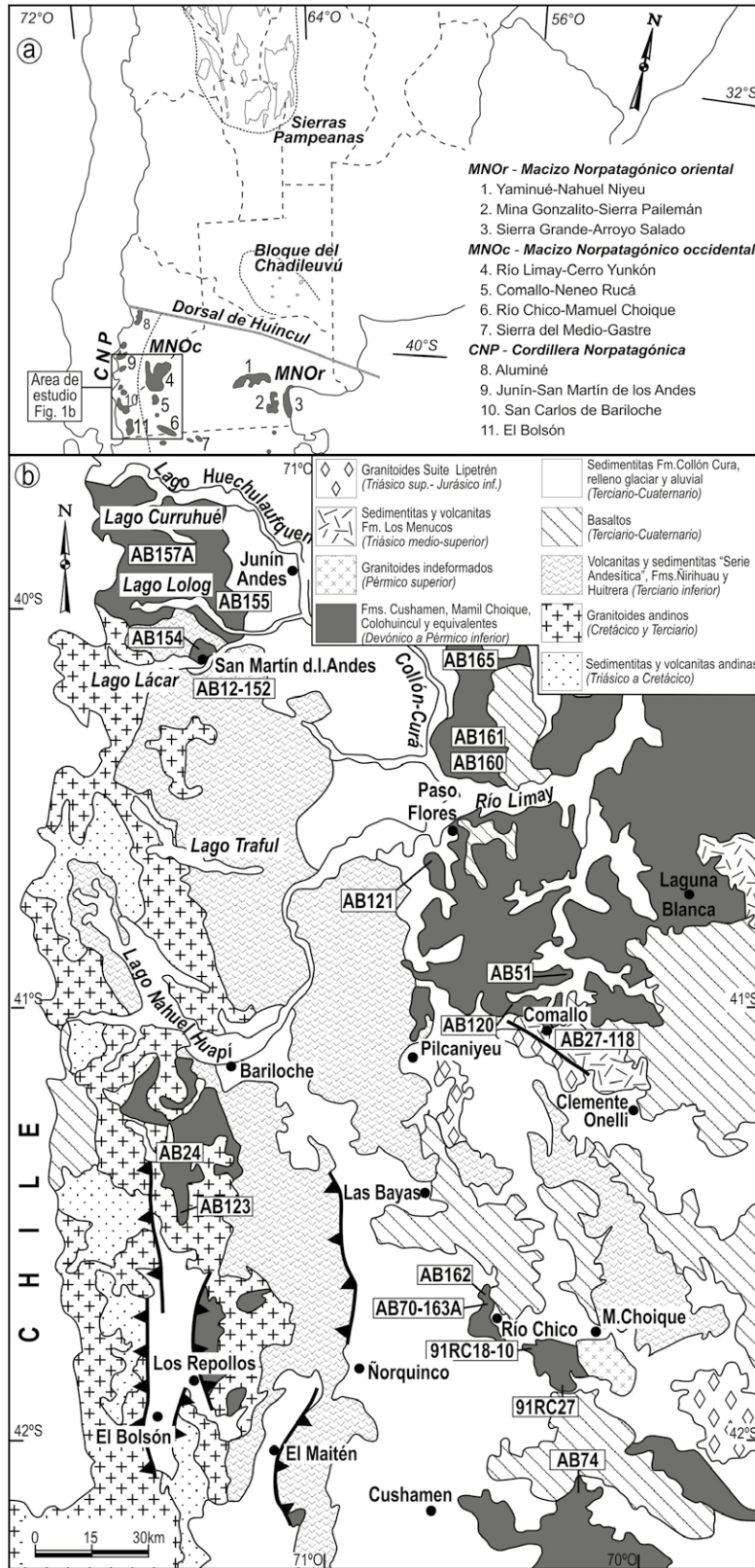


Figura 1: Mapa geológico regional con la ubicación de los afloramientos de basamento ígneo-metamórfico del Macizo Norpatagónico y la Cordillera Norpatagónica y de las muestras geoquímicas expuestas en los Cuadros 2a y 2b. Los afloramientos de basamento de mayor extensión están marcados en color gris. El detalle de las localidades, las coordenadas geográficas de las muestras, las litologías y las edades se exhiben en el Cuadro 1.

mación dúctil regional. El más moderno se compone de rocas plutónicas y volcánicas no deformadas y que intruyen o cubren en discordancia, respectivamente, a las rocas de basamento ígneo-metamórfico (Varela *et al.* 2005a). El presente estudio está centrado en las rocas metamórficas paraderivadas y ortoderivadas (componente más antiguo) del basamento ígneo-metamórfico del noroeste patagónico.

En el Macizo Norpatagónico las rocas metamórficas paraderivadas han sido reunidas en las Formaciones Cushamen y Calcatapul y las ortoderivadas en la Tonalita El Platero y la Formación Mamil Choique (Volkheimer 1964, Ravazzoli y Sesana 1977, Proserpio 1978). En la Cordillera Norpatagónica las metamorfitas se conocen con el nombre de Formación Colohuincul y las rocas ígneas como Formación Huechulafquen y Tonalita San Martín de los Andes (Turner 1973, Dalla Salda *et al.* 1991a). Éstas unidades fueron consideradas hasta hace pocos años de edad Proterozoico a Paleozoico Inferior (SEGEMAR 1997, Dalla Salda *et al.* 1999), pero posteriores determinaciones radimétricas por el método U-Pb en circones han provisto edades devónicas a pérmicas (Lucassen *et al.* 2004, Varela *et al.* 2005a, Pankhurst *et al.* 2006), y por lo tanto se ha demostrado que el basamento ígneo-metamórfico de la región noroeste de la Patagonia es más joven de lo supuesto en las interpretaciones regionales de los últimos diez años (Figura 1b).

Los granitoides deformados del basamento de la zona próxima al río Limay y los de Río Chico han sido caracterizados previamente como calcoalcalinos, peraluminosos a meta-aluminosos, de bajo contenido en Na_2O y la mayoría con corindón normativo, e interpretados como resultantes de un evento tectono-térmico colisional (Varela *et al.* 1991, Dalla Salda *et al.* 1994). Igualmente, Cerredo y López de Luchi (1998) establecieron el carácter calcoalcalino y tendencia meta- a peraluminosa para las rocas de Río Chico y también las asignaron a un ámbito colisional. La ocurrencia de actividad geodinámica neopaleozoica en el norte patagó-

nico, con subducción y actividad de arco magmático, fue sugerida por Varela *et al.* (1999) y Basei *et al.* (1999) al contar con las primeras edades U-Pb de la región, lo cual sustenta la previa interpretación de Ramos (1983).

En la presente contribución se brinda la caracterización geoquímica y del ambiente tectónico de las rocas de basamento del noroeste patagónico, desde San Martín de los Andes en el norte, hasta Río Chico por el sur, que complementan a los estudios petrográficos y geocronológicos previos (Varela *et al.* 2005a). Ellos confirman la sugerencia previa sobre la existencia de arcos magmáticos continentales en el borde sudoeste de Gondwana entre el Devónico y el Pérmico superior (Ramos 1983, Varela *et al.* 1999, Basei *et al.* 1999). Adicionalmente, se comparan químicamente las rocas del Carbonífero-Pérmico con unidades ígneas gondwánicas de otras localidades del Macizo Norpatagónico (Varela *et al.* 2005b, Pankhurst *et al.* 2006, López de Luchi y Cerredo 2008) y también de la Cordillera Frontal (Gregori *et al.* 1996, Mpodozis y Kay 1992), con el fin de establecer un esquema de evolución magmática en común para el Paleozoico Superior.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y EDADES ISOTÓPICAS

En el conjunto de rocas deformadas dúctilmente y con metamorfismo del basamento estudiado, es una característica el predominio de rocas de protolito ígneo, siendo reducidos los afloramientos de rocas metamórficas de protolitos sedimentarios. Los afloramientos de basamento más destacados que están comprendidos dentro de la zona de estudio se exhiben en la Figura 1.

Las rocas metamórficas de protolitos sedimentarios se las conoce con la denominación de Formación Cushamen, y tienen su mejor representación en las localidades de Cushamen y Río Chico (Figura 1b). Son principalmente esquistos cuarzo-biotíticos y una menor cantidad de metacuarcitas y esquistos calcosilicáticos. Además contiene intercalaciones de

pequeños cuerpos de ortogneises tonalíticos y graníticos, alojados en forma concordante con las estructuras metamórficas. El metamorfismo es de grado bajo en facies de esquistos verdes (zona de biotita) hasta grado medio-alto en facies de anfibolita (Giacosa *et al.* 2004 y referencias aquí citadas). La datación de circones detríticos de un esquisto de la Formación Cushamen, con moda de menor edad en el entorno de 335 Ma, permitió a Hervé *et al.* (2005) acotar la edad máxima de sedimentación en el Carbonífero temprano para esta unidad.

Sobre la base de estudios estratigráficos, metamórficos y geocronológicos de detalle, algunos afloramientos de rocas metamórficas asignados a la Formación Cushamen fueron separados de la misma, e incluidos dentro del Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres de la zona de Gastre (Giacosa *et al.* 2014a). Este complejo es una nueva unidad litoestratigráfica del basamento del Macizo Norpatagónico que está constituido por paragneises sillimanítico-granatíferos, esquistos sillimaníticos y migmatitas, y en menor proporción por anfibolitas y un ortogneis milonítico porfiroclástico (= Granito Cáceres, con edad de cristalización magmática U-Pb SHRIMP en circones de 371 Ma, Pankhurst *et al.*, 2006).

En Río Chico, la Formación Cushamen está compuesta por rocas metamórficas de protolito sedimentario y en menor proporción tiene intercalaciones de volcánitas básicas, que están asociadas a procesos volcánico-exhalativos que son contemporáneos con la sedimentación (López de Luchi *et al.* 2002). La Formación Calcatapul, expuesta al noroeste de Gastre (Proserpio 1978, von Gosen y Loske 2004), ha sido comparada con la Formación Cushamen y está compuesta por rocas meta-sedimentarias con intercalaciones meta-piroclásticas y de granitoides foliados (= Granito Yancamil, von Gosen y Loske 2004). Datos neopaleozoicos para estas rocas son las dataciones K-Ar moscovita de 282 ± 6 Ma en un granito foliado (Duhart *et al.* 2002) y U-Pb en circones de $261 +16/-17$ Ma para el Granito Yancamil (von Gosen y Loske 2004).

Las rocas meta-ígneas en los afloramientos de Cushamen corresponden a la Tonalita El Platero (Volkheimer 1964), para la que se cuenta con una edad de cristalización ígnea U-Pb SHRIMP en circones de 329 ± 4 Ma (Pankhurst *et al.* 2006) y con edades K-Ar en biotita de 280 ± 10 , 264 ± 8 y 275 ± 14 Ma (Proserpio 1978, Varela *et al.* 2005a). En los afloramientos de los ríos Chico y Limay, los granitoides han recibido la denominación de Formación Mamil Choique y Tonalita Túnel (Ravazzoli y Sesana 1977, Nullo 1979, Dalla Salda *et al.* 1994, López de Luchi y Cerredo 2008). Las edades magmáticas U-Pb en circones varían entre 272 y 295 Ma y las de enfriamiento en micas son K-Ar y varían entre 250 y 262 Ma (Duhart *et al.* 2002, Varela *et al.* 2005a, Pankhurst *et al.* 2006).

En el área cordillerana, al sur de Bariloche, el basamento de la Formación o Complejo Colohuincul (Dalla Salda *et al.* 1991a, b) está formado esencialmente por esquistos biotíticos con intercalaciones de escasas cuarcitas, esquistos hornbléndico-epidóticos, gneises tonalíticos y calcosilicáticos, migmatita, anfibolita y plutones de tonalita y granodiorita (Dalla Salda *et al.* 1991b, García Sansegundo *et al.* 2009). Las edades U-Pb convencional y SHRIMP en circones para rocas del mismo afloramiento del Cañadón de la Mosca son concordantes entre sí, ya que para una anfibolita es de 321 ± 2 Ma (Varela *et al.* 2005a), y para su protolito meta-ígneo de una diorita es 323 ± 3 Ma (Pankhurst *et al.* 2006). Otras edades U-Pb SHRIMP en circones son también concordantes con las anteriores y provienen de una granodiorita del Cordón del Serrucho (330 ± 4 Ma), la granodiorita Laguna del Toro (294 ± 3 Ma), el granito de Paso del Sapo (314 ± 2 Ma) y el granito de los Pichiñanes (318 ± 2 Ma); los dos últimos en proximidades del río Chubut (Pankhurst *et al.* 2006). En todos los casos, los datos indican edades de cristalización magmática dentro del Carbonífero.

Al norte del río Limay, los mapeos de Turner (1965) y Galli (1969) identificaron un basamento en el que predominan granitoides denominados como Formación Huechulafquen, y en menor proporción

CUADRO 1: Síntesis de las muestras analizadas, con indicación del número de muestra, localidad de muestreo, coordenadas geográficas, litología y edades.

Muestra	Localidad	Coordenadas	Litología		Edades Isotópicas (Ma)
			Grupo	Gondwánico	
AB 70	Río Chico	41° 42' 02" - 70° 29' 07"	Diorita		286 ± 13 (U-Pb Zr); 250 ± 16 (K-Ar Hb)
AB 163A	Río Chico		Diorita		
91 RC18	Mamil Choique	41° 47' - 70° 19'	Monzogranito Bio-Mus		272 ± 2 (U-Pb Zr); 254 ± 9 (K-Ar Bio); 1322, $\epsilon_{(t)}$ -3,30 (Sm-Nd T _{DM})
91 RC27	Mamil Choique	41° 54' - 70° 15'	Monzogranito Bio		
91 RC10	Mamil Choique	41° 46' - 70° 17'	Leucogranito Bio-Mus		
AB 74	Cushamen-Gastre	42° 02' 15" - 70° 18' 40"	Granodiorita		264 ± 8 (K-Ar Bio)
AB 162B	Chacay Huarruca	41° 42' 58" - 70° 29' 01"	Leucogranito Bio-Grt		302 ± 39 (U-Pb Zr)
AB 27A	Comallo	41° 01' 50" - 70° 14' 18"	Tonalita		281 ± 17 (U-Pb Zr); 262 ± 7 (K-Ar Bio); 1387, $\epsilon_{(t)}$ -7,01 (Sm-Nd T _{DM})
AB 118	Comallo		Tonalita		
AB 51	Loma Miranda	40° 54' 51" - 70° 13' 31"	Granito		243 ± 5 (K-Ar Bio)
AB 120	Loma Miranda	40° 58' 16" - 70° 23' 18"	Granodiorita		279 ± 18 (U-Pb Zr); 1165, $\epsilon_{(t)}$ -4,98 (Sm-Nd T _{DM})
AB 121	Paso Flores	40° 37' 19" - 70° 37' 51"	Gneis tonalítico		273 ± 10 (U-Pb Zr); 261 ± 6 (K-Ar Bio)
AB 24	Lago Guillermo	41° 21' - 71° 29'	Anfibolita		329 ± 24; 344 ± 30 (K-Ar Hb)
AB 123	Cañadón de la Mosca	41° 31' 41" - 71° 27' 30"	Anfibolita		321 ± 2 (U-Pb Zr); 1342, $\epsilon_{(t)}$ -0,59 (Sm-Nd T _{DM})
Grupo Chánico					
AB 165A	SO de Sañicó	40° 07' 31" - 70° 34' 03"	Ortogneis granodiorítico		425 ± 28 (U-PbZr); ca. 360 (U-Pb Ti); 1567, $\epsilon_{(t)}$ -6,37 (Sm-Nd T _{DM})
AB 165B	SO de Sañicó		Metadiorita		1907, $\epsilon_{(t)}$ -8,40 (Sm-Nd T _{DM})
AB 160A	Río Collón Curá	40° 23' 42" - 70° 39' 39"	Granito Bio-Grt		348 ± 11 (U-Pb Zr); 308 ± 9 (K-Ar Bio)
AB 161A	Ruta 237	40° 24' 53" - 70° 33' 36"	Granito Bio-Mus		387 ± 5 (U-Pb Zr); 322 ± 7 (K-Ar Bio)
AB 152	San Martín de los Andes	40° 09' 43" - 71° 21' 19"	Tonalita		419 ± 27 (U-Pb Zr); 376 ± 20 (K-Ar Bio); 1284, $\epsilon_{(t)}$ -2,97 (Sm-Nd T _{DM})
AB 12			Tonalita		
AB 154	Co. Curruhuinca	40° 08' 15" - 71° 20' 26"	Tonalita Hb-Bio		390 ± 5 (U-Pb Zr); 418 ± 16 (K-Ar Hb); 1268, $\epsilon_{(t)}$ -4,16 (Sm-Nd T _{DM})
AB 155	Lago Lolog	40° 03' 22" - 71° 19' 44"	Migmatita		370 ± 8 (K-Ar Bio)
AB 157A	Lago Curruhue	39° 50' 58" - 71° 27' 49"	Migmatita		375 ± 12 (K-Ar Bio); 1274, $\epsilon_{(t)}$ -6,03 (Sm-Nd T _{DM})

Referencias: Bio (biotita); Mus (muscovita); Grt (granate); Hb (hornblenda); Zr (circón); Ti (titanita); Edades isotópicas en Varela et al. (2005a).

sus rocas de cajas son metamórficas de protolitos sedimentarios (Formación Colohuincul). Según Dalla Salda *et al.* (1991a) se asocian íntimamente gneises tonalíticos y granodioríticos, esquistos micáceos, migmatitas y granitoides de composición tonalítica y granodiorítica. Las edades U-Pb convencional y SHRIMP en circones de granitoides y migmatita y Rb-Sr isocrona roca total-minerales han provisto edades de cristalización mayoritariamente devónicas (lapso Silúrico tardío-Carbonífero temprano; 425 Ma a 348 Ma), con pico de metamorfismo entre 360-380 Ma según datación U-Pb en titanita (Lucassen *et al.* 2004, Varela *et al.* 2005a, Pankhurst *et al.* 2006). Edades por el método K-Ar en minerales (edades mínimas) cubren el lapso 436 Ma a 354 Ma (Dalla Salda *et al.* 1991a, Varela *et al.* 2005a), lo que remite a un proceso de enfriamiento y consolidación del basamento en el Devónico, previo a la actividad orogénica gondwánica. Cabe finalmente destacar que la mayor

parte de las edades modelo Sm-Nd TDM obtenidas sobre rocas ígneas de las diversas localidades entre el río Chubut, por el sur, y el lago Huechulafquen, por el norte, varían entre 1,55 y 1,15 Ga. Los $\epsilon_{Nd}(t)$ se ubican entre -3 y -7 y denotan la participación de una corteza continental mesoproterozoica, en la fuente de las rocas estudiadas (Lucassen *et al.* 2004, Varela *et al.* 2005a, Pankhurst *et al.* 2006).

METODOLOGÍA Y ROCAS ANALIZADAS

Los análisis químicos por roca total de 23 muestras fueron realizados en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Departamento de Mineralogía e Geotectónica, Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo, Brasil. Se siguió la técnica de pastilla fundida descrita por Mori *et al.* (1999). La calidad de los mismos fue controlada con el análisis simultáneo de patrones de rocas, hacién-

dose además un duplicado por cada cinco muestras.

La ubicación de campo de las muestras analizadas consta en la Figura 1 y los datos composicionales y geocronológicos de las rocas se exhiben en el Cuadro 1. Para mayores precisiones sobre la petrografía de las rocas analizadas químicamente consultar Varela *et al.* (2005a). Para la evaluación de los resultados, el conjunto de rocas analizadas es separado en dos grupos, de acuerdo con los antecedentes geocronológicos mencionados precedentemente. Uno lo forman las muestras al norte del río Limay (área tipo en San Martín de los Andes), con edades devónicas y tentativamente vinculadas con el magmatismo de la Fase Chánica. El otro grupo está integrado por las rocas ubicadas al sur del río Limay (área tipo en Mamil Choique), con edades de cristalización en el intervalo carbonífero-pérmico temprano y relacionadas tentativamente con la actividad magmática de la oroge-

CUADRO 2a: Composición química de los granitoides Chánicos desde el norte del río Limay hasta San Martín de los Andes. Los óxidos están expresados en % en peso y los elementos en partes por millón (ppm). LOI: pérdida por calcinación. (D): duplicado.

	AB 165 A	AB 165 B	AB 160 A	AB 160 A (D)	AB 161 A	AB 152	AB 12	AB 154	AB 155	AB 157 A	AB 157 A (D)
SiO ₂	66,24	59,63	74,69	74,69	74,8	54,95	60,44	61,32	66,04	65,06	65,36
Al ₂ O ₃	13,49	14,92	13,66	13,72	13,87	17,61	16,42	15,12	18,63	14,34	14,36
MnO	0,113	0,222	0,051	0,05	0,017	0,167	0,117	0,105	0,058	0,132	0,134
MgO	2,85	2,68	0,43	0,44	0,17	3,94	2,99	3,44	0,71	2,75	2,73
CaO	3,38	11,87	1,82	1,83	2,29	6,61	5,63	5,72	3,4	2,78	2,77
Na ₂ O	2,24	0,39	3,32	3,3	2,19	2,23	2,34	2,35	4,51	2,13	2,13
K ₂ O	1,85	1,11	3,62	3,62	4,56	2,22	2,24	2,75	2,04	2,16	2,17
TiO ₂	0,847	0,623	0,153	0,151	0,093	0,94	0,714	0,593	0,291	0,972	0,971
P ₂ O ₅	0,182	0,185	0,033	0,03	0,046	0,272	0,204	0,152	0,106	0,025	0,026
Fe ₂ O ₃	6,96	5,77	1,85	1,87	1,07	9	7,33	6,41	2,99	7,76	7,76
LOI	1,23	2,22	0,46	0,46	0,56	1,18	1,06	1,06	0,64	1,00	0,96
Total	99,38	99,62	100,09	100,16	99,67	99,12	99,49	99,02	99,42	99,11	99,37
Ba	449	257,4	237,4	244,4	2692,2	543,4	521,6	532	620,9	600,3	605,4
Ce	88,3	38,9	56,5	52,5	47,2	52,6	41,7	59,5	88,6	72,7	67,1
Cl	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	50,1	86,8	111,5	< 39	104,9	95,8
Co	36,6	30,5	35,8	35	34,9	28,8	28,5	36,8	24	41	39,2
Cr	109	95	15,3	13,6	15,5	80,5	43,3	81,4	5,4	125,2	123,7
Cu	29,4	21,1	8,1	8	11,4	12,6	51,7	31,5	13,9	33,3	33,4
F	897,9	< 355	405	370,4	< 355	648,7	632,2	524,3	231,1	759,5	717,1
Ga	16,8	16,9	14,4	14,7	10	20,5	18,3	15,7	20,2	15,5	14,7
La	37,1	23,7	15,7	23,9	10,4	25,9	35,5	37,2	35,3	39,5	31,4
Nb	14,1	15,7	14,4	14,3	2,8	9,7	9,3	9,9	11	10,9	10,7
Nd	27,1	25,2	16,6	28,6	< 23	< 23	38,8	42,8	< 23	28,8	34,6
Ni	46,7	39,9	19,5	19,2	22,2	23,2	18,5	30,6	13,7	58,2	55,4
Pb	14,4	9,7	40,7	41,3	55	13,7	18,9	22,5	38,4	15,2	15
Rb	81,3	40,2	149,6	149,8	76,3	91,5	96,5	119,5	70	90,4	89,5
S	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	246,8	< 150	< 150	< 150	< 150
Sc	18	24	4,4	< 4	< 4	23,9	23,1	22,1	3,5	19,9	15,5
Sr	220,5	164,5	130,4	130,7	254,3	406,5	351	303,8	401,8	279	279,9
Th	17,6	13,1	10,5	7,7	< 2	16,4	15,3	19,8	18,7	19,8	21,1
U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
V	135,9	91,8	18,7	14	16,7	231,4	183,1	140,4	22,9	151	153,7
Y	37,5	28	28,2	27,7	18,9	25,5	27,7	25,1	8,6	35,8	34,3
Zn	91,3	72,3	41,5	41,9	11,6	99,9	82,6	68,2	62,3	84,5	83,3
Zr	234,7	165,4	126	124,6	68,3	170,7	133	153,9	162	284,7	283,4

nia gondwánica.

Los resultados analíticos de elementos mayores, trazas y tierras raras sobre muestras de roca total (Cuadros 2a y 2b) fueron evaluados en forma global e integral teniendo en cuenta sus edades radimétricas y graficados en diagramas geoquímicos de uso estándar (Figuras 2, 3 y 4a-d). En los Cuadros 2a y 2b están identificadas las cuatro muestras que tienen duplicados, las cuales no fueron tenidas en cuenta en los gráficos geoquímicos de las figuras. Adicionalmente, para los granitoides gondwánicos se comparan los resultados obtenidos en este estudio con los

datos de otros autores en la misma región, o de otras regiones que tienen vinculación geológico-evolutiva con la estudiada (Figura 4e-g).

RESULTADOS

Granitoides devónicos (Chánicos)

Elementos mayores: Desde el punto de vista de su moda mineralógica, las muestras analizadas grafican mayormente en los campos del granito y la granodiorita en el diagrama QAP (Le Maitre 1989, Figura 2a). Químicamente se trata de rocas sub-alcálicas (diagrama SiO₂-álcalis, Fi-

gura 2b) y de tendencia calcoalcalina (Figura 2c, diagrama AFM de Irvine y Baragar 1971). Sus composiciones modales graníticas y granodioríticas se confirman químicamente en el diagrama Ab-An-Or de Barker (1979, Figura 2d).

De acuerdo al diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) de la Figura 2e, las rocas pertenecen mayormente a la serie calcoalcalina normal y tienen cierta tendencia a calcoalcalina de alto potasio en las rocas más evolucionadas. Además, la mayor parte de las rocas son peraluminosas, con algunas localizadas en el campo meta-aluminoso (Figura 2f). En los diagramas de va-

CUADRO 2b: Composición química de los granitoides Gondwánicos desde el sur del río Limay hasta la región de Cushamen-Gastre. Los óxidos están expresados en % en peso y los elementos en partes por millón (ppm). LOI: pérdida por calcinación. (D): duplicado.

	AB 70	AB 163 A	91 RC 18	91 RC 27	91 RC 10	91 RC 10 (D)	AB 74	AB 162 B	AB 27 A	AB 118	AB 118 (D)	AB 51	AB 120	AB 121	AB 24	AB 123
SiO ₂	61,19	60,38	65,01	71,2	75,97	75,78	63,65	75,78	68,67	67,29	67,26	73,39	66,93	67,52	50,85	53,63
Al ₂ O ₃	17,22	16,83	16,15	14,84	13,41	13,42	16,87	13,31	15,66	16,15	16,18	14,63	15,72	15,74	18,96	18,7
MnO	0,065	0,072	0,059	0,038	0,011	0,01	0,067	0,038	0,036	0,046	0,047	0,018	0,043	0,069	0,146	0,156
MgO	2,27	2,24	1,8	0,85	0,03	0,04	1,88	0,47	1,23	1,31	1,34	0,41	1,66	1,25	5,48	3,91
CaO	6,35	5,51	4,32	2,43	0,88	0,87	5,57	2,18	4,35	4,45	4,46	1,88	4,96	4,27	8,56	7,71
Na ₂ O	2,47	2,54	3,66	3,46	3,7	3,66	2,65	3,52	2,97	3,03	3,07	3,02	2,65	3,1	3,03	3,65
K ₂ O	0,97	1,97	1,98	3,56	4,7	4,7	1,99	1,42	1,63	1,8	1,8	3,81	1,9	1,93	0,51	0,64
TiO ₂	0,947	0,951	0,746	0,312	0,072	0,077	0,792	0,166	0,549	0,605	0,608	0,216	0,679	0,609	0,811	0,906
P ₂ O ₅	0,203	0,195	0,25	0,098	0,013	0,009	0,18	0,029	0,163	0,19	0,182	0,102	0,194	0,178	0,149	0,166
Fe ₂ O ₃	5,92	6,00	4,65	2,03	0,62	0,61	5,15	1,41	3,69	4,08	4,07	1,51	4,61	4,32	8,12	8,40
LOI	2,04	2,72	0,68	0,44	0,94	0,88	0,82	1,02	0,73	0,62	0,58	0,72	0,66	0,86	2,85	1,32
Total	99,65	99,41	99,31	99,26	100,35	100,06	99,62	99,34	99,68	99,57	99,60	99,71	100,01	99,85	99,47	99,19
Ba	318,8	650,4	558,9	460,6	341,3	348	576,2	193,4	529,7	606,2	619,7	843,7	550,9	516,3	132	182,1
Ce	60,9	63,5	66,6	32,2	35	17	86,9	53,8	66,2	93,5	75,6	62,1	147,9	108,3	30,4	38,9
Cl	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	< 39	41,6
Co	25	24,3	26,9	30	42,2	40,8	27,8	42,1	32,8	29,3	30,1	55,8	26,8	32,7	35	33,7
Cr	31,1	16,7	26,5	51	10,8	9,7	29,6	15,2	11	21,6	22,3	< 5	26,9	27,2	57,4	21,5
Cu	4,2	7	7,6	4,5	5,4	5,1	2,8	7,2	4	2,8	4,5	4,8	4,9	4,7	16,1	37,1
F	932,2	674,8	842,8	693,3	< 355	< 355	917,5	< 355	863,5	830,2	934,1	608,9	734,9	777,7	284,8	430,4
Ga	21,3	21,7	19,9	18,9	15,9	15,8	21,4	10,8	20,6	21,9	21,3	18	20	19,8	18,2	18,5
La	28	33,2	20,9	15	15,4	< 9	34,5	25,5	41,9	51,5	33,7	32,4	67,6	51,5	< 9	10,8
Nb	9,4	9,7	14,4	8,3	9,9	9,3	9,3	3,4	8,5	9,4	9,3	5,4	6,7	11	3,1	4,7
Nd	43,5	36,2	36,5	< 23	< 23	< 23	30,8	35,3	35,5	32,2	48,4	< 23	52,3	61,2	< 23	< 23
Ni	12,1	10,9	14,3	21,3	21,7	22,5	13,9	23,2	18,2	16,3	16,1	28,9	13	16,9	27,8	16
Pb	8,4	8,7	13,8	33,4	33,7	31,3	15,7	15,7	14,8	13,7	13,6	30,6	11,1	13,4	7,9	10,2
Rb	34,2	71,6	79,3	161,4	144	143,2	69,6	59,5	65,7	72,5	72,7	110,4	113,5	78,9	13,3	21,5
S	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	< 150	279,1
Sc	15,6	13,4	5,5	6,3	< 4	< 4	11,8	< 4	6,7	7,5	7	< 4	8,6	9,9	29,5	24,7
Sr	485,4	498,4	561,6	222,5	174,5	174,7	448,6	475,4	503,2	494,5	497,3	342,9	433,3	449,9	477,4	394,2
Th	9,9	9,3	11,8	< 2	< 2	< 2	13	5,1	7,4	9,3	10	3,8	20	22,4	10,7	11,2
U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
V	135,7	147,1	88,4	32,9	8,3	8,2	113,9	15	67	75,3	71,6	9,3	107,6	57,8	213,9	197
Y	18,3	18,5	26,4	12,3	29,6	30,1	15,9	14,2	10,2	10	10	7,2	9,5	17,1	13,9	30,2
Zn	105	101,1	113,5	47,2	10,9	11	99,1	14,8	98,6	105,5	105	53,6	98,8	93,9	80	65,1
Zr	223	223,9	178	107,5	33,3	32,9	200	159,7	192,3	196,7	197,1	107,8	255,6	278,2	51,4	141,4

riación tipo Harker más representativos (Figura 2g, h) se registra una disminución del Al₂O₃ y un incremento del K₂O, junto con el incremento concomitante de SiO₂. Sobre la base de estos diagramas se puede interpretar que las rocas son co-magmáticas, a pesar que presentan cierta dispersión a lo largo de una tendencia evolutiva general, y que podrían derivar desde un mismo magma parental que ha tenido un evento de cristalización fraccionada, posiblemente relacionado a la separación de plagioclasa básica. El Fe₂O₃ exhibe una disminución continua con el aumento de

SiO₂ (Figura 3a) indicando la cristalización de magnetita (Wilson 1989).

Elementos traza y tierras raras: Las muestras analizadas poseen contenidos relativamente bajos de Co (24-41 ppm), Ni (≤58 ppm) y Cr (≤125 ppm), pero son ricas en Ba (237-2692 ppm), Rb (40-150 ppm) y Sr (130-406 ppm). Los diagramas de Ba, Nb y Rb vs. SiO₂ (Figura 3b-d) exhiben una correlación positiva, mientras que el Sr tiene correlación negativa (Figura 3e). El diagrama de Nb vs. Zr exhibe poca variación composicional de estos elementos y las rocas grafican en una única población

(Figura 3f). La escasa variación en los contenidos de estos dos elementos sugiere que no hubo fraccionamiento de minerales máficos que incorporan Nb y Zr, o que, al menos, ha sido mínimo.

Los diagramas de elementos incompatibles normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) exhiben que los elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) se hallan enriquecidos respecto de aquellos de elevada carga (HFSE, Figura 3g). El enriquecimiento en LILE es explicado por Pearce (1982) y otros autores como la disolución y transporte de es-

tos elementos en las fases acuosas derivadas de rocas de corteza oceánica alterada.

Granitoides carbonífero-pérmicos (Gondwánicos)

Elementos mayores: Desde el punto de vista modal, los granitoides gondwánicos deformados dúctilmente grafican como granitos y monzogranitos (Figura 2a) en el diagrama QAP (Le Maitre 1989). Químicamente son rocas sub-alcalinas, calcoalcalinas (Figura 2b, c).

Por otro lado, en el diagrama Ab-An-Or (Barker 1979) se ubican mayoritariamente en el campo del granito y en menor proporción de la granodiorita. Sólo dos rocas se apartan de estas composiciones y clasifican como tonalitas que se ubican cerca del extremo anortítico (Figura 2d). Como en el caso de los granitoides chánicos, los granitoides gondwánicos se localizan en los campos calcoalcalino normal y de alto potasio, esto último en las rocas más silíceas (Figura 2e), y además la casi totalidad de las muestras analizadas son peraluminosas (Figura 2f).

Los diagramas de variación tipo Harker de estos granitoides exhiben el mismo comportamiento que aquellos chánicos, con empobrecimiento general en Al_2O_3 y Fe_2O_3 y de enriquecimiento en K_2O a medida que aumenta la SiO_2 (Figuras 2 g, h y 3a). La serie evolutiva co-magmática de los granitoides gondwánicos está mejor definida y es más continua respecto de los granitoides chánicos.

Elementos traza y tierras raras: Los granitoides gondwánicos poseen bajos contenidos de Co (≤ 55 ppm) y Ni (≤ 28 ppm), que están dentro del rango de los granitoides chánicos, mientras que el Cr se presenta con contenidos aún más bajos que éstos últimos. El Ba, Nb, Rb y Sr también poseen concentraciones similares a los granitoides chánicos (Figura 3b-e), pero la concentración promedio de Sr es considerablemente mayor en los granitoides gondwánicos. El diagrama Nb vs. Zr exhibe una mayor dispersión que los granitoides chánicos, pero a pesar de ello se debe indicar que se trata de una única población (Figura 3f).

Los diagramas multi-elemento normali-

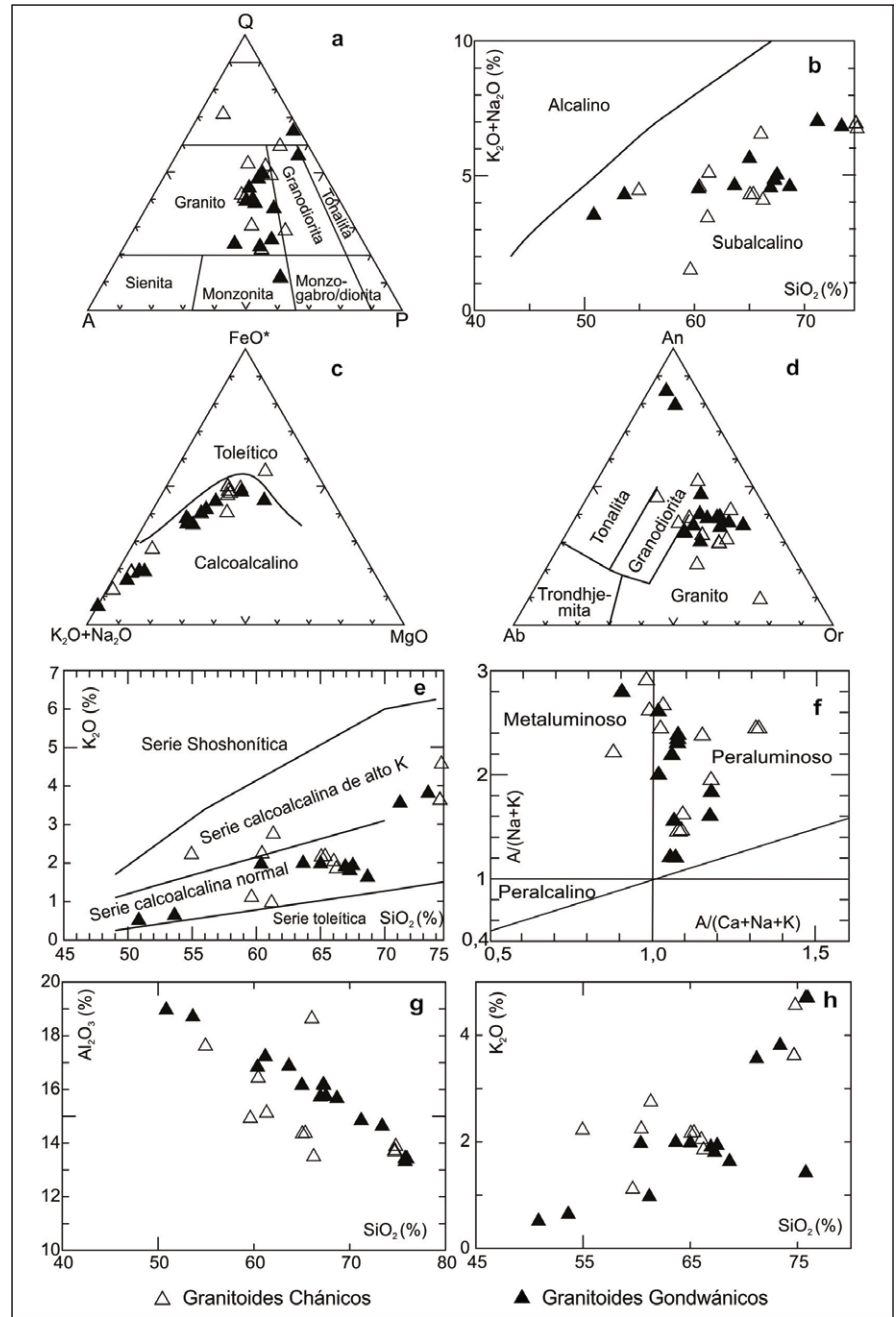


Figura 2: Diagramas de clasificación modal y de caracterización química y tectónica de los granitoides chánicos y gondwánicos; a) Diagrama triangular modal QAP (Le Maitre 1989) que indica el predominio de granitos y de algunas granodioritas; b) Diagrama $K_2O + Na_2O - SiO_2$ (Irvine y Baragar 1971) que exhibe el carácter sub-alcalino de las rocas analizadas; c) Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971) exponiendo las tendencias evolutivas calcoalcalinas de ambos grupos de granitoides; d) Diagrama normativo Ab-An-Or (Barker 1979) que confirma químicamente la preponderancia de la composición granítico-granodiorítica; e) Diagrama $K_2O - SiO_2$ (Peccerillo y Taylor 1976) que exhibe que las series evolutivas de ambos grupos de granitoides son mayormente calcoalcalinas normales; f) Diagrama de Shand (1947) ACNK molar, indicando que la mayor parte de las rocas son peraluminosas; g-h) Diagramas de variación tipo Harker SiO_2 vs. Al_2O_3 y K_2O respectivamente, mostrando en el primer caso tendencia evolutiva continua, poco dispersa para las rocas de ambos grupos. Por otro lado, el K_2O exhibe una tendencia evolutiva algo más dispersa, con incremento del contenido hacia las rocas más silíceas.

zados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) de los granitoides gondwánicos son semejantes a aquellos de los

chánicos. Las anomalías negativas de Nb y P son más pronunciadas, mientras que la positiva de Pb es ligeramente menor

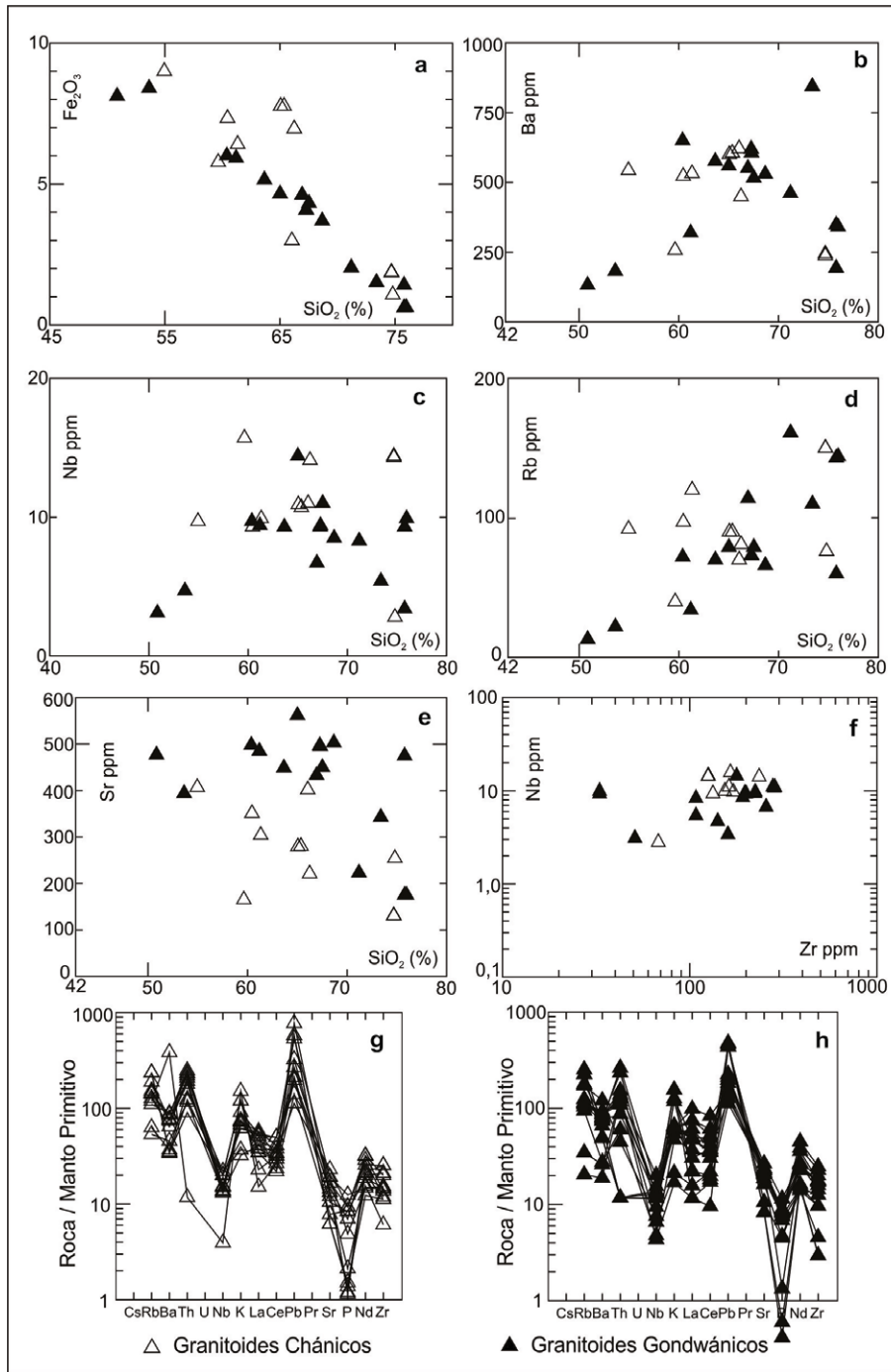


Figura 3: Diagramas de caracterización química. a) Diagrama tipo Harker que exhibe el empobrecimiento general en Fe_2O_3 de las rocas más silíceas de ambos grupos. Además, se ubican a lo largo de dos tendencias continuas, que es más clara y acentuada en los granitoides gondwánicos, y está algo más dispersa en los chánicos; b-c) Diagramas tipo Harker mostrando la dispersión que presentan el Ba y el Nb entre las rocas mesosilíceas y ácidas de ambos grupos, si bien ambos elementos registran aumentos en las rocas más silíceas; d-e) Diagramas tipo Harker que exhiben la dispersión del Rb y el Sr entre las rocas mesosilíceas y ácidas. Los granitoides chánicos muestran mayor dispersión en el Rb que los gondwánicos. A su vez, el Rb tiene una tendencia general de enriquecimiento y el Sr de empobrecimiento, en ambos casos hacia las rocas silíceas más evolucionadas; f) Diagrama de Nb vs. Zr que exhibe una buena correlación de incremento acoplado y que por lo tanto definen una composición particular, con una población y pocos datos dispersos, que se apartan de la misma; g-h) Diagrama multi-elemento normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) de los granitoides chánicos y gondwánicos. Ver detalles en el texto referidos a la interpretación química de las anomalías negativas y positivas de los elementos.

(Figura 3h). Las anomalías negativas de Nb y P de mayor magnitud sugieren, por el lado del Nb, una menor participación de fluidos derivados de la losa subducida. Por otra parte, indican una mayor contribución de la corteza continental en la zona de subducción, siempre respecto de los granitoides chánicos. Cabe destacar que los componentes de la corteza continental parecen ser más importantes en los granitoides gondwánicos que en los chánicos.

Interpretación tectónica

Algunos autores, como Twist y Harmer (1987), consideran que los diagramas geoquímicos de discriminación tectónica no son por sí solos concluyentes para caracterizar los distintos ambientes tectónicos. Con el fin de evitar ambigüedades, para la interpretación del ambiente tectónico de los granitoides estudiados en esta contribución y que sigue a continuación, se usan varios diagramas discriminantes que exhiben resultados análogos, y por lo tanto resultan útiles para realizar interpretaciones sobre el ambiente tectónico de los granitoides chánicos y gondwánicos.

Tanto los granitoides chánicos como los gondwánicos grafican en el campo de los granitos tipo I en el diagrama A/CNK- SiO_2 de Frost *et al.* 2001 (Figura 4a), y además corresponden a granitos de arco magmático según los diagramas $50^*\text{Nb}-3^*\text{Zr}-\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ (Müller *et al.* 1992, Figura 4b) y $\text{Nb}_n / \text{Zr}_n$ vs. Zr (Thyblemont y Tegye 1994, Figura 4c).

El diagrama Rb/Zr vs. Nb de Martin (1994) indica que los granitoides chánicos pertenecen a un arco magmático composicionalmente restringido y relativamente inmaduro, de allí que la participación de la corteza continental no es tan importante como en los gondwánicos (Figura 4d). Además, los diagramas de elementos traza y tierras raras de los granitoides chánicos exhiben anomalías negativas de Ba, Nb y P, junto con otra positiva de Pb. El empobrecimiento de Nb se explica por una combinación de dos factores; por un lado la presencia de rutilo residual que retiene el Nb en la región fuente de la losa subducida. Y por otra parte, está relacio-

nado con la baja solubilidad del Nb en los fluidos ricos en agua y en los magmas, ambos generados en las partes someras de las zonas de subducción (Briqueu *et al.* 1984, Baier *et al.* 2007). Por otra parte, las anomalías negativas del Ba y del P se deberían al fraccionamiento de feldespato potásico y a la contribución de la corteza que está por arriba de la zona de subducción. La contribución de los sedimentos marinos derivados de la losa oceánica está indicada por la acentuada anomalía positiva (enriquecimiento) de Pb. Teniendo en cuenta todos estos atributos geoquímicos de los elementos incompatibles, se puede interpretar que el magma parental de los granitoides chánicos es de zona de subducción y que habría tenido dos fuentes; por un lado un componente preponderante relacionado con la losa oceánica más los sedimentos oceánicos subducidos. Y por otra parte, un componente en menor proporción y perteneciente a la corteza continental.

Por su lado, los granitoides gondwánicos también se ubican en el campo de los arcos continentales primitivos, pero algunas rocas, sobre todo aquellas algo más silícicas grafican en el campo de arco magmático continental normal, más evolucionado (Figura 4d). El diagrama discriminante Rb vs. Y + Nb de Pearce *et al.* (1984) destaca el carácter de magmatismo de arco volcánico de los granitoides gondwánicos. Desde el punto de vista químico composicional del Rb, Y y Nb, estos granitoides son semejantes a otras rocas gondwánicas de la Cordillera Frontal de Mendoza y Chile (Mpodozis y Kay 1922, Gregori *et al.* 1996) y del Macizo Norpatagónico (Pankhurst *et al.* 2006, López de Luchi y Cerredo 2008, Varela *et al.* 2005b), y por lo tanto grafican en el mismo campo composicional del magmatismo de arco volcánico (Figura 4e). Todo el conjunto de granitoides gondwánicos, tanto aquellos ubicados en la Cordillera Frontal como en el Macizo Norpatagónico, son rocas de arco magmático desarrollado sobre corteza continental (diagrama de Müller *et al.* 1992, Figura 4f). Además, entre ambas regiones se esboza cierta tendencia de los granitoides

a compartir un mismo tren evolutivo continuo, desarrollándose dentro de estos arcos y con una evolución hacia los arcos de tipo post-colisional. Esta tendencia no está tan claramente expuesta en el diagrama discriminante Rb vs. Y + Nb (Figura 4g) donde, si bien los granitoides gondwánicos son de arco magmático continental, tiene una amplia variación entre primitivo y normal.

En síntesis, el marco tectónico en el cual se emplazaron los granitoides chánicos y gondwánicos es un arco magmático de subducción de losa oceánica debajo de un margen continental.

DISCUSIÓN

Rocas de caja del magmatismo Devónico y Carbonífero-Pérmico

En la Patagonia noroccidental es escasa la información sobre las rocas metamórficas de basamento que formaron el borde continental de Gondwana, y que constituyeron parte del encajonante de los granitoides de arco chánico y gondwánico. En el borde occidental del Macizo Norpatagónico y en la Cuenca Neuquina -en forma limitada-, afloran rocas de basamento del Paleozoico medio a superior que parecen estar vinculadas a dos eventos ígneo-metamórficos, el más antiguo del Devónico (420-350 Ma) y otro del Carbonífero-Pérmico (320-270 Ma; Basei *et al.* 1999, Varela *et al.* 2005a, Pankhurst *et al.* 2006, Gregori *et al.* 2011, Urraza *et al.* 2006, 2011, Hervé *et al.* 2013, entre otros). Asimismo, en la Cordillera Norpatagónica no está aún del todo clara en las rocas de basamento, su evolución geológica integral para el Paleozoico. Según las recientes contribuciones de Giacosa y Heredia (2001, 2004), Giacosa *et al.* (2005, 2014b), Varela *et al.* (2005a), Pankhurst *et al.* (2006), García-Sanseguno *et al.* (2009) y Martínez *et al.* (2011) esta evolución es compleja con, al menos, tres eventos tectono-metamórficos y magmáticos. El más antiguo es del Devónico, luego otro del ciclo Gondwánico (Carbonífero - Pérmico) y finalmente el evento tectónico y magmático más joven es del ciclo Andino. El evento Devónico es compartido con el bor-

de occidental del Macizo Norpatagónico. Se caracteriza por un magmatismo de arco (Ramos 1983, Varela *et al.* 2005a, Pankhurst *et al.* 2006, Gregori *et al.* 2011, Hervé *et al.* 2013) con un eje esbozado con rumbo ~N-S, metamorfismo regional (Vattuone 1988, 1990, Dalla Salda *et al.* 1991a y b, Urraza *et al.* 2006, 2011, Martínez *et al.* 2011) y procesos de deformación dúctil compresiva que lo acompañan (Giacosa y Heredia 2001, 2004, Giacosa *et al.* 2005, 2014b, García-Sanseguno *et al.* 2009).

Tanto en el borde occidental del Macizo Norpatagónico como en la Cordillera Norpatagónica, las edades de los protolitos sedimentarios de las rocas metamórficas son anteriores o groseramente contemporáneas al evento Devónico. Así entre los pocos datos radimétricos registrados, el paragneis de El Maitén tiene circones detríticos con moda de menor edad en 440 Ma (Silúrico temprano) y anillos de crecimiento por eventos metamórficos a 365, 340 y 330 Ma (Devónico tardío-Carbonífero temprano; Pankhurst *et al.* 2006). En la Cuesta de Rahue, el protolito sedimentario de un esquisto del basamento metamórfico de la Cuenca Neuquina, exhibe circones detríticos con moda principal en el Mesoproterozoico. El circón de menor edad es de 364 Ma y acota al Devónico superior la edad de sedimentación del protolito del esquisto (Ramos *et al.* 2010). Sobre el borde sur del Macizo Norpatagónico en Chubut, próximo a Gastre, la sucesión meta-sedimentaria y meta-piroclástica de la Formación Calcatapul es asignada, en sentido amplio, al Silúrico-Devónico dado que está intruida por el Granito Yancamil de 261 Ma (U-Pb circón, von Gosen y Loske 2004). También próximo a Gastre, el Granito Cáceres (edad U-Pb de cristalización magmática de 371 Ma, Pankhurst *et al.* 2006) intruye a las rocas ya deformadas y metamorfizadas regionalmente del Complejo Igneo-Metamórfico Cáceres (Giacosa *et al.* 2014a). Según estos autores, dada la relación de intrusividad del Granito Cáceres en las metamorfitas, la edad de sedimentación del protolito meta-sedimentario del Complejo Igneo-Metamórfico

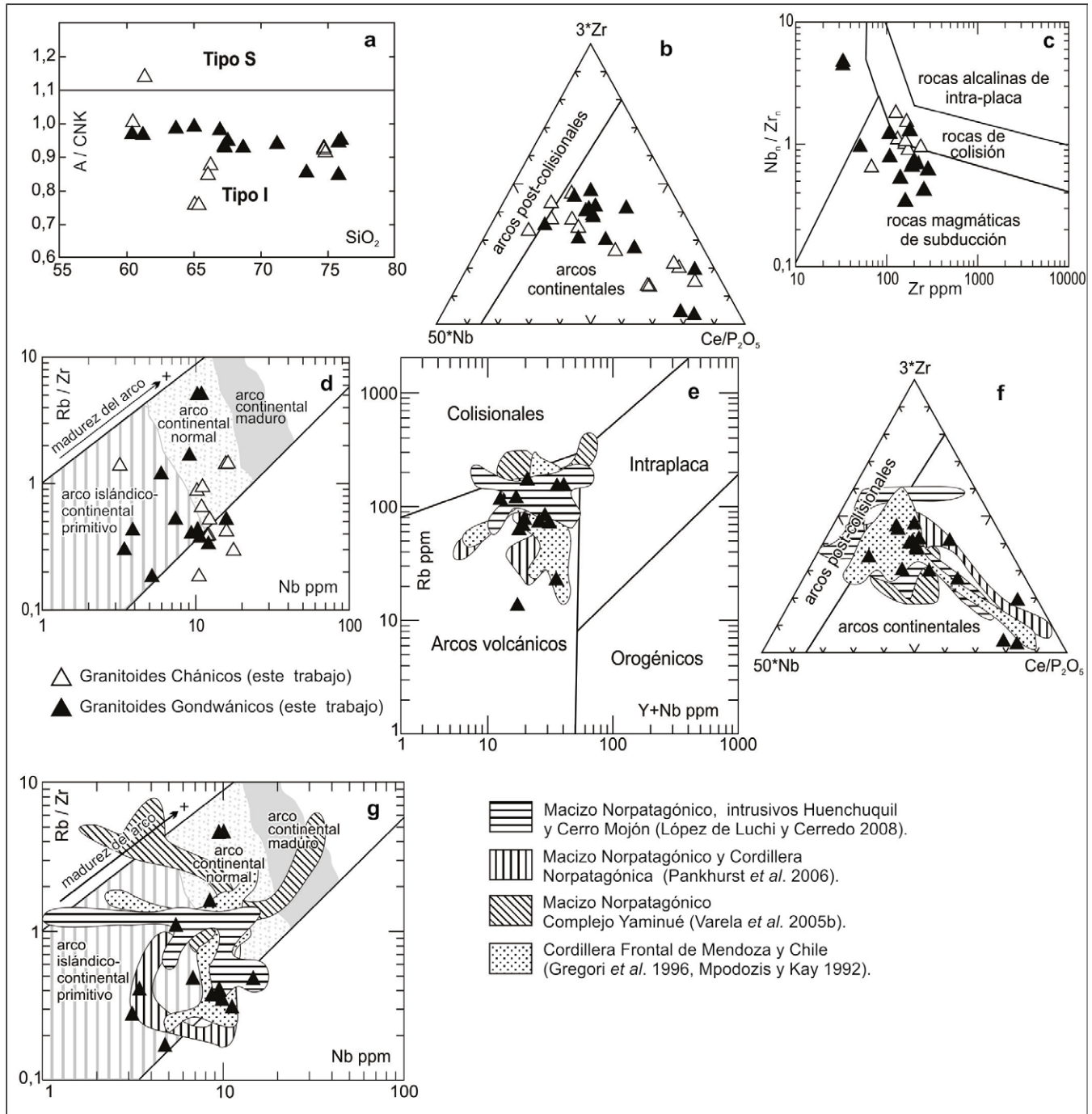


Figura 4: Diagramas discriminantes del ambiente tectónico de emplazamiento de los granitoides chánicos y gondwánicos. a) Diagrama de Frost *et al.* (2001) de discriminación de granitoides Tipo I y S. Tanto los granitoides chánicos como los gondwánicos grafican en el campo de los Tipo I; b) Diagrama 50*Nb-3*Zr-Ce/P₂O₅ (Müller *et al.* 1992) mostrando el carácter de arco magmático continental de las rocas analizadas; c) Diagrama Nb_n/Zr_n vs. Zr de Thyblemont y Tegye (1994) que grafica a un gran número de las muestras en el campo de las rocas asociadas a zonas de subducción; d) Diagrama Rb/Zr vs. Nb de Martín (1994) indicando que los granitoides chánicos formaron parte de un arco magmático composicionalmente restringido; e) Diagrama Rb vs. Y + Nb de Pearce *et al.* (1984) remarcando el carácter de magmatismo de arco de las rocas gondwánicas del norte patagónico y la Cordillera Frontal; f) Diagrama 50*Nb-3*Zr-Ce/P₂O₅ de Müller *et al.* (1992) de las rocas gondwánicas de la Cordillera Frontal y del Macizo Norpatagónico; g) Rb / Zr vs. Nb de Martín (1994) indicando que las rocas gondwánicas de la Cordillera Frontal y del Macizo Norpatagónico presentan composiciones y ambientes tectónicos de emplazamiento similares a las rocas estudiadas, y que por lo tanto podrían formar parte de un mismo arco magmático.

Cáceres es pre-devónica, quizá del Cámbrico-Ordovícico. Por otra parte, la deposición de la Formación Cushamen en

su localidad tipo, fue ubicada entre el Visense (~335 Ma) y el Pérmico temprano (Hervé *et al.* 2005) y por lo tanto es del

Paleozoico Superior (ciclo Gondwánico), más joven que el Complejo Igneo-Metamórfico Cáceres (Giacosa *et al.* 2014a).

También en la Patagonia septentrional, pero ya fuera de la región del presente estudio, en el borde atlántico del Macizo Norpatagónico de Río Negro y Chubut, se exhiben rocas de basamento ígneo-metamórfico del Cámbrico a Ordovícico (Complejo Mina Gonzalito, Granodiorita Tardugno, formaciones El Jagüelito y Nahuel Niyeu y Complejo Plutónico Punta Sierra). Estas rocas fueron interpretadas como para-autóctonas (Gregori *et al.* 2008, Rapalini *et al.* 2010, 2013) y derivadas, junto con todo el resto del basamento del Macizo Norpatagónico oriental, desde el orógeno Ross del cambro-ordovícico de la Antártida Oriental (González *et al.* 2010). Dentro de este orógeno, la región de procedencia del basamento es aún tema de debate y existen dos posibles sitios, una es la parte central de las Montañas Transantárticas, entre los glaciares Bird y Beardmore (González *et al.* 2010, 2011, 2013), y la otra es el extremo norte de estas mismas montañas, en los montes Pensacola (Ramos y Naipauer 2014). Las rocas de basamento del Macizo Norpatagónico oriental parecen no compartir una evolución geológica en común con aquellos basamentos de la Cordillera Norpatagónica y del borde occidental del Macizo Norpatagónico. Sin embargo, son la roca de caja del magmatismo gondwánico del Complejo Plutónico Pailemán y unidades equivalentes. Por su parte, Giacosa *et al.* (2014a) interpretaron que el Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres es comparable con el Complejo Mina Gonzalito, dado que ambos complejos comparten litologías, grados metamórficos y la edad cambro-ordovícica de sedimentación del protolito meta-sedimentario. Ambos complejos habrían formado parte de un mismo zócalo Patagónico pre-Devónico, que fue desmembrado, ya sea por la fase Chánica del Devónico superior, o por los efectos de la orogénesis Gondwánica durante el Paleozoico superior.

Comparación regional del magmatismo Carbonífero-Pérmico

Dado que existe abundante información geológica y geocronológica, y para fines químicos comparativos, se graficaron los

granitoides gondwánicos aquí estudiados con aquellos de similar edad de los sectores sudoeste y norte del Macizo Norpatagónico (Granitoides del Río Chico: López de Lucchi y Cerredo 2008 y Granitoides del Complejo Yaminué: Varela *et al.* 2005b), con los granitoides de la Cordillera Norpatagónica (Pankhurst *et al.* 2006) y también con aquellos de la Cordillera Frontal de Argentina (Gregori *et al.* 1996) y Chile (Mpodozis y Kay 1992). En líneas generales, los granitoides son calcoalcalinos y meta-aluminosos y peraluminosos, y sobre la base de la Figura 4e-g se reconocen varias similitudes geoquímicas entre todas estas rocas, entre ellas que los granitoides grafican en el campo de arco volcánico. Además, todos los granitoides gondwánicos son de arco magmático continental, transicional entre primitivo e inmaduro y normal, más evolucionado. Finalmente, los granitoides gondwánicos aquí estudiados tienen una tendencia geoquímica manifiesta hacia aquellos de arco magmático continental de carácter post-colisional, característica claramente definida en los granitoides de la Cordillera Frontal.

Los granitoides gondwánicos de la Cordillera Frontal, del Macizo Norpatagónico y de la Cordillera Norpatagónica presentan composiciones y ambientes tectónicos de emplazamiento similares, y que por lo tanto podrían formar parte de un mismo arco magmático asociado a subducción de losa oceánica bajo el borde continental occidental del Gondwana. En la Cordillera Frontal está expuesto el eje orogénico del arco (Caminos 1979, Llambías *et al.* 1993 y referencias aquí citadas), mientras que en la Patagonia septentrional estaría representada la continuidad austral del mismo, con características geoquímicas análogas.

CONCLUSIONES

Las edades de cristalización magmática (U-Pb en circones) de los granitoides del noroeste patagónico indicadas por Varela *et al.* (2005a), permitieron separarlos tempranamente en dos conjuntos, uno Chánico (Devónico) y otro Gondwánico

(Carbonífero-Pérmico inferior). La evaluación integral de los análisis químicos de estas rocas presentada en esta contribución, permite concluir que si bien los granitoides cristalizaron en dos tiempos diferentes, comparten caracteres geoquímicos semejantes relacionados a procesos de subducción en arcos magmáticos continentales, e instaurados sobre el margen sudoeste de Gondwana, a la latitud (actual) del norte y noroeste patagónico. En líneas generales la caracterización geoquímica indica que son granitoides calcoalcalinos normales de tipo I, de tendencia a alto potasio y meta-aluminosos a peraluminosos. Por el momento, no se han encontrado granitoides con otras afinidades químicas (p. ej. tipo A).

Si bien los granitoides chánicos y gondwánicos tienen afinidades químicas de arco magmático continental, se diferencian entre sí porque en los primeros el arco habría tenido características de primitivo-inmaduro, y en los segundos la tendencia es a un arco normal, más evolucionado respecto del primero, con excepción de las rocas máficas asociadas. En este mismo sentido, el carácter algo más evolucionado de los granitoides gondwánicos se refleja en su rango composicional, mineralógico y químico, más extendido respecto de los chánicos.

Desde un punto de vista regional, los granitoides gondwánicos deformados del noroeste patagónico (tipo Mamil Choique) son equivalentes composicionales y temporales de las unidades ígneas del área de Yaminué, en el Macizo Norpatagónico oriental, y también de aquellas de la Cordillera Frontal mendocina, aunque hay algunas diferencias con los de la Cordillera Frontal chilena, producidas quizá por heterogeneidades químicas de la fuente de los magmas y que se pueden registrar tanto a lo largo como a lo ancho de un arco magmático.

El borde sudoeste de Gondwana es uno de los márgenes continentales activos más extensos y de mayor duración temporal, reconocido hasta el momento (p. ej. Orógeno Terra Australis, de ~18000 km de largo y que fue desarrollado entre el Neoproterozoico y el Paleozoico Supe-

rior, Cawood 2005). En el marco tectónico del Orógeno Terra Australis, los granitoides chánicos y gondwánicos del norte de la Patagonia Argentina representan los remanentes de dos arcos magmáticos continentales instaurados sucesivamente a lo largo de dicho borde, uno en el Devónico y otro en el Carbonífero-Pérmico.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro especial agradecimiento al personal del Laboratório de Fluorescência de Raios X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica del Instituto de Geociências de la Universidad de São Paulo, donde se efectuaron los análisis químicos. Se utilizaron imágenes satelitales facilitadas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE, Argentina).

Los trabajos de campo y gabinete-laboratorio fueron financiados por el CONICET (Argentina), CNPq-FAPESP (Brasil) y las Universidades Nacionales de La Plata y de Río Negro, a través de fondos provenientes de los Proyectos PIP-CO-NICET 112-200801-00119, UNLP 11/N653, FAPESP 05/58688-1 (Brasil) y PI-UNRN 40-A-302. Los comentarios y sugerencias vertidos por los árbitros de esta contribución ayudaron a mejorar la edición del manuscrito final.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Baier, J., Audétat, A. y Keppler, H. 2007. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 267: 290-300.

Barker, F. 1979. Trondhjemite; definition, environment and hypotheses of origin. En Barker, F. (Ed.) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*, 1-12. Springer.

Basei, M., Brito Neves, B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., O., Sato, A.M. y Cingolani, C. 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche region, Río Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 34: 15-18. Buenos Aires.

Briqueau, L., Bougault, H. y Joron, J. 1984.

Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 68: 297-308.

Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M., (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional de Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 398-453.

Cawood, P. 2005. Terra Australis orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69: 245-279.

Cerrodo, M. y López de Luchi, M. 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 499-515.

Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1991a. El basamento pre-Andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46: 223-234.

Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1991b. El basamento cristalino de la región Norpatagónica de los Lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46: 263-276.

Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C. y Aragón, E. 1994. The Rio Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 377-386.

Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C. 1999. El basamento pre-Gondwánico del centro-este del Macizo Nordpatagónico. En Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 29: 107-112. Buenos Aires.

Duhart, P., Haller, M. y Hervé, F. 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 2: 97-100. El Calafate.

Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.

Galli, C.A. 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila. Dirección Nacional

de Geología y Minería, Boletín 111: 67 p. Buenos Aires.

García Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R. y Heredia, N. 2009. Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences* 98: 1599-1608.

Giacosa, R., y Heredia, N. 2001. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche (provincias de Río Negro y Neuquén). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 279, 67p. Buenos Aires.

Giacosa, R. y Heredia, N. 2004. Structure of the North Patagonian Thick-Skinned Fold and Thrust Belt, Southern Central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18: 61-72.

Giacosa, R., Márquez, M., Nillni, A., Fernández, M., Fracchia, D., Parisi, C., Afonso, J., Paredes, J. y Sciuotto, J. 2004. Litología y estructura del basamento ígneo-metamórfico del borde SO del Macizo Nordpatagónico al oeste del río Chico, (Cushamen, Chubut, 42° 10' S - 70° 30' O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 569-577.

Giacosa, R., Afonso, J., Heredia, N. y Paredes, J. 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41°-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 157-170.

Giacosa, R., Allard, J., Foix, N. y Heredia, N. 2014a. Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology* 40: 331-348.

Giacosa, R., González, P.D., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S. y Rossi, A. 2014b. Complejo Ígneo-Metamórfico Cáceres: una nueva unidad metamórfica de alto grado en el basamento de Gastre, Macizo Nordpatagónico (Chubut). 19° Congreso Geológico Argentino, *Actas* CD S21-19, 2p. Córdoba.

González, P.D., Varela, R., Sato, A., Greco, G., Naipauer, M. y Llambías, E. 2010. Evidencias geológicas y paleontológicas en la Formación El Jagüelito para la conexión Patagonia-Antártida durante el Paleozoico Inferior. 10° Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía y 7° Congreso Latinoamericano de

- Paleontología. Resúmen 24, p. 48. La Plata.
- González, P.D., Tortello, F. y Damborenea, S. 2011. Early Cambrian Archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from el Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geologica Acta* 9: 159-163.
- González, P.D., Tortello, M., Damborenea, S., Naipauer, M., Sato, A.M. y Varela, R. 2013. Archaeocyaths from South America: review and a new record. *Geological Journal* 48: 114-125.
- Gregori, D., Fernández-Turiel, J., López-Soler, A. y Petford, N. 1996. Geochemistry of Upper Palaeozoic-Lower Triassic granitoids of the Central Frontal Cordillera (33° 10'-33° 45'), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 9: 141-151.
- Gregori, D., Kostadinoff, J. y Strazzere, L. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429-450.
- Gregori, D., Rossi, A. y Benedini, L. 2011. Geocronología de la faja batolítica Aluminé, provincia de Neuquén, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, 2p, Neuquén.
- Hervé, F., Haller, M., Duhart, P. y Fanning, M. 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 309-314. La Plata.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R. y Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research* 23: 1122-1135.
- Irvine, T. y Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Le Maitre, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on systematics of Igneous Rocks. 193 p., Blackwell, Oxford.
- López de Luchi, M., Ostera, H., Cagnoni, M., Cerredo, M. y Linares, E. 2002. Geodynamic setting for the western border of the North Patagonian Massif: Cushamen Formation at Río Chico, Río Negro. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 210-216. Buenos Aires.
- López de Luchi, M. y Cerredo, M. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Río Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 526-546.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R. y Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). *Journal of South American Earth Sciences* 17: 103-119.
- Llambías, E.J., Kleiman, L. y Salvarredi, J. 1993. El Magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V.A., (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 53-64. Mendoza.
- Martin, H. 1994. Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. En Condie, K. (Ed.) *Archean crustal evolution*. Elsevier Scientific Publishers: 205-260. Netherland.
- Martínez, J., Dristas, J. y Massonne, H.J. 2011. Paleozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review* 54: 472-490.
- Mori, P., Reeves, S., Correia C. y Haukka, M. 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, São Paulo University. *Revista Brasileira de Geociências* 29: 441-446.
- Mpodozis, C. y Kay, S. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.
- Müller, D., Rock, N. y Groves, D. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259-289.
- Nulló, F. 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167: 70 p. Buenos Aires.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe, R. (Ed.) *Andesites*: 525-548. Wiley & Sons, NY.
- Pearce, J.A., Harris, N. y Tindle, A. 1984. Trace elements discriminations diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. *Journal of Petrology* 2: 956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 39-63.
- Proserpio, C.A. 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159: 75 p. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I: 108-124. San Juan.
- Ramos, V.A., y Naipauer, M. 2014. Patagonia: where does it come from? *Journal of Iberian Geology*, 40: 367-379.
- Ramos, V.A., García Morabito, E., Hervé, F. y Fanning, M. 2010. Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. *International Geological Congress on the Southern Hemisphere (GEOSUR 2010)*, Bollettino de Geofisica 51 (Supplement): 42-44. Mar del Plata.
- Rapalini, A., Lopez de Luchi, M., Martínez Dopico, C., Lince Klinger, F., Giménez, M. y Martínez, P. 2010. Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta* 8: 349-371.
- 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.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Servicio Geológico Nacional, Boletín 148, 77 p. Buenos Aires.
- Servicio Geológico Minero Argentino, 1997. Mapa geológico de la República Argentina, escala 1:2.500.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Sun, S. y McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En Saunders, A. y Norry, M. (Eds.)

- Magmatism in the ocean basins. Geological Society, Special Publications 42: 313-345. Londres.
- Thyblemont, D. y Tegye, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus Académie Scientifique du Paris* 319, série II: 87-94. Paris.
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes, provincia de Neuquén. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Anales* 44: 5-51.
- Turner, J.C.M. 1973. Descripción geológica de la Hoja 37 a, b, Junín de los Andes. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138: 86 p. Buenos Aires.
- Twist, D. y Harmer, R. 1987. Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld complex: genetic aspects and implications for tectonic discrimination diagrams. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32: 83-98.
- Urraza, I., Grecco, L., Delpino, S. y Arrese, M. 2006. Petrografía y estructura del sector norte del batolito de Aluminé, Neuquén, Argentina. 13° Reunión de Tectónica, Resúmenes: 61-62. San Luis.
- Urraza, I., Grecco, L., Delpino, S., Arrese, M. y Rapela, C. 2011. Petrología y estructura del Complejo Ígneo-Metamórfico Aluminé, Provincia de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 38: 98-118.
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Gómez, V. 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 18: 147-163.
- Varela, R., Basei, M., Brito Neves, B., Sato, A., Teixeira, W., Cingolani, C. y Siga Jr., O. 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Río Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 34: 148-151. Buenos Aires.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga Jr., O. y Passarelli, C. 2005a. El basamento cristalino de los Andes Norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32: 167-187.
- Varela, R., Llambías, E. y Basei, M. 2005b. Caracterización química y geotectónica del Complejo Yaminué, Basamento Cristalino del Macizo Norpatagónico. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 377-384. La Plata.
- Vattuone, M. 1988. Metamorfismo de baja presión en la Cordillera Neuquina. 5° Congreso Geológico Chileno, II: E31-E45. Santiago de Chile.
- Vattuone, M. 1990. Paragénesis mineral del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. *Revista de la Asociación geológica Argentina* 45: 107-119.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extra-andina del Departamento de Cushman (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 85-107.
- 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.
- Wilson, B.M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer, 466 p.

Recibido: 30 de enero, 2015

Aceptado: 11 de junio, 2015