

Geoquímica e geocronologia dos Gnaisses Piratini: magmatismo cálcio-alkalino médio a alto-K de 784 Ma (U-Pb SHRIMP) no SE do Cinturão Dom Feliciano (RS, Brasil)

Guilherme Baldissera TAMBARA¹, Edinei KOESTER², Rodrigo Chaves RAMOS¹, Carla Cristine PORCHER², Daniel Triboli VIEIRA¹, Luis Alberto D'Ávila FERNANDES² & Cristine LENZ³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Caixa Postal 15001, CEP 91500-000, Porto Alegre, RS, Brasil

² (guilhermetambara@gmail.com, danieltriboli@hotmail.com, rodrigo.chaves@ufrgs.br).

³ Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves 9500, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil (koester@ufrgs.br, carla.porcher@ufrgs.br, ladfernandes@gmail.com).

³ Núcleo de Geologia, Universidade Federal de Sergipe. Av. Marechal Rondon, s/n, CEP 49100-000, São Cristóvão, SE, Brasil (crislenz@yahoo.com.br).

Resumo. Diversas ocorrências de xenólitos metamórficos em granitoides neoproterozoicos são reconhecidas no Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano (Rio Grande do Sul, Brasil). No entanto, carecem de estudos detalhados que permitam investigar a história pretérita e a natureza da crosta desse domínio. O presente artigo apresenta uma investigação realizada em xenólitos metamórficos da região de Piratini e Pinheiro Machado, sudeste do Escudo Sul-rio-grandense, envolvendo trabalhos de campo, microscopia óptica, geoquímica de rocha total e geocronologia (U-Pb SHRIMP em zircão). A associação de rochas gnáissicas estudada, denominada Gnaisses Piratini, apresenta composição intermediária a ácida, predominantemente granodiorítica a tonalítica, cálcio-alkalina médio a alto-K, predominantemente peraluminosa, com assinaturas geoquímicas compatíveis com magmatismo relacionado à subducção. As idades U-Pb SHRIMP obtidas em zircão foram de 784 ± 4 Ma para o magmatismo e de 664 para o metamorfismo. Esses novos dados permitiram interpretar os protólitos dos Gnaisses Piratini como provenientes de um ambiente de arco magmático continental, relacionado à subducção em torno de 800 Ma, seguido de metamorfismo em ca. 660 Ma.

Palavras-chave. Geoquímica, geocronologia U-Pb SHRIMP, Cinturão Dom Feliciano, Gnaisses Piratini.

Abstract. GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF THE PIRATINI GNEISSES: 784 MA (U-Pb SHRIMP) MEDIUM TO HIGH-K CALC-ALKALINE MAGMATISM IN THE SE DOM FELICIANO BELT (RS, BRAZIL). Several occurrences of metamorphic xenoliths are found in Neoproterozoic granitoids from the Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt (Rio Grande do Sul State, Brazil). However, they still require detailed studies in order to investigate the past history and the nature of the crust of this domain. The present paper presents an investigation carried out in metamorphic xenoliths from the Piratini and Pinheiro Machado region, southeastern Sul-rio-grandense Shield, involving field works, optical microscopy, bulk-rock geochemistry and geochronology (zircon U-Pb SHRIMP). The studied gneissic association, named Piratini Gneisses, shows an intermediate to acid composition, predominantly granodioritic to tonalitic, medium to high-K calc-alkaline, predominantly peraluminous, with a subduction-related magmatic arc signature. The U-Pb zircon ages obtained were 784 ± 4 Ma, representing the magmatism, and 664 Ma, representing the metamorphism. The new data suggest that the protoliths are derived from an 800 Ma subduction-related continental arc magmatism, followed by a metamorphic event at around 660 Ma.

Keywords. Geochemistry, U-Pb SHRIMP geochronology, Dom Feliciano Belt, Piratini Gneisses.

1 Introdução

Os estudos de xenólitos e fragmentos de rochas metamórficas que ocorrem no interior de suítes plutônicas revelam importantes aspectos geológicos regionais, levando a uma melhor compreensão de processos como, por exemplo, a construção e evolução de arcos magmáticos e cinturões orogênicos. O Cinturão Dom Feliciano tem descritas, em seu Domínio Oriental, diversas ocorrências desses xenólitos, tanto em sua porção brasileira (Escudo Sul-rio-grandense), representado pelos gnaisses Piratini, Vigia, Chanã (Fragoso-César *et al.*, 1986; Philipp & Machado, 2002) e Chácara das Pedras (Philipp & Campos, 2005; Koester *et al.*, 2016), enquanto no Uruguai é representado pelos Gnaisses Cerro Bori (Lenz *et al.*, 2011).

No Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense predominam unidades graníticas do Batólito Pelotas (Fragoso-César *et al.*, 1986), um conjunto de plútons e batólitos com idades entre 630-570 Ma. O embasamento desse domínio ainda é pouco estudado em detalhe. Ocorrências restritas de fragmentos orto- e paraderivados atribuídos ao embasamento, genericamente denominados de Septos do Embasamento (Philipp & Machado, 2002; Wildner *et al.*, 2007), são encontradas como xenólitos e *roof pendants* nas suítes intrusivas do Batólito Pelotas, representando crosta pretérita.

O presente artigo apresenta um estudo focado em uma das unidades que ocorrem sob a forma de xenólitos ortometamórficos métricos atribuídos ao embasamento, os Gnaisses Piratini (região de Piratini e Pinheiro Machado). Por meio de observações de campo, microscopia óptica e análises geoquímicas e geocronológicas, buscou-se a elaboração de um modelo de evolução petrológica desta unidade, contribuindo para a compreensão da evolução geológica desta região. Estas informações permitiram também a comparação entre esta unidade e os Gnaisses Cerro Bori, constituintes do Complexo Cerro Olivo, no extremo sudeste do Escudo Uruguiaio (Lenz *et al.*, 2011, 2014).

2 Contexto geológico

A região de estudo situa-se no centro-sul da porção brasileira do Cinturão Dom Feliciano, o qual constitui o registro de um antigo orógeno que abrange vasta área de afloramento do Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 1). Esta colagem orogênica foi originada durante a convergência entre os crátons Río de La Plata, Kalahari e Congo durante o Neoproterozoico, compreendendo diversas associações petrotectônicas de diferentes idades (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b; Chemale Jr., 2000; Nardi & Bitencourt, 2007; Hartmann *et al.*, 2007; Saalman *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016). O Cinturão Dom Feliciano é o cinturão meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981; Heilbron *et al.*, 2004), sendo formado por associações petrotectônicas dispostas segundo a direção NE-SW, estendendo-se por mais de 1.200 km desde Punta del Este (Uruguai) até o nordeste do estado de Santa Catarina (Brasil).

Partindo de descontinuidades geofísicas em escala continental, o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense é estruturado em três unidades geotectônicas principais (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b; Costa, 1997; Hartmann *et al.*, 2016): ocidental, central e oriental. Em sua porção oriental, onde afloram as unidades estudadas no presente trabalho, predominam granitoides com evolução atribuída a um arco magmático continental, com idades entre 630-570 Ma e composição cálcio-alcalina de alto-K predominante (Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b; Babinski *et al.*, 1997; Philipp, 1998; Silva *et al.*, 1999), também conhecido como Batólito Pelotas (Fragoso-César *et al.*, 1986). Conforme Fragoso-César (1991) e Philipp (1998), este batólito é composto por corpos graníticos de diversas suítes intrusivas, como Pinheiro Machado, Erval, Cordilheira, Viamão, Encruzilhada do Sul e Dom Feliciano, além de diversos xenólitos centimétricos a quilométricos de rochas metamórficas (rochas calcissilicáticas, gnaisses e biotita gnaisses variando entre composições granodioríticas e tonalíticas, tonalitos, quartzitos, xistos, mármore e porções migmatizadas), denominados de Septos do Embasamento, tais como Quartzitos e Xistos do Herval, Gnaisses Vigia, Gnaisses Chanã e a unidade de interesse

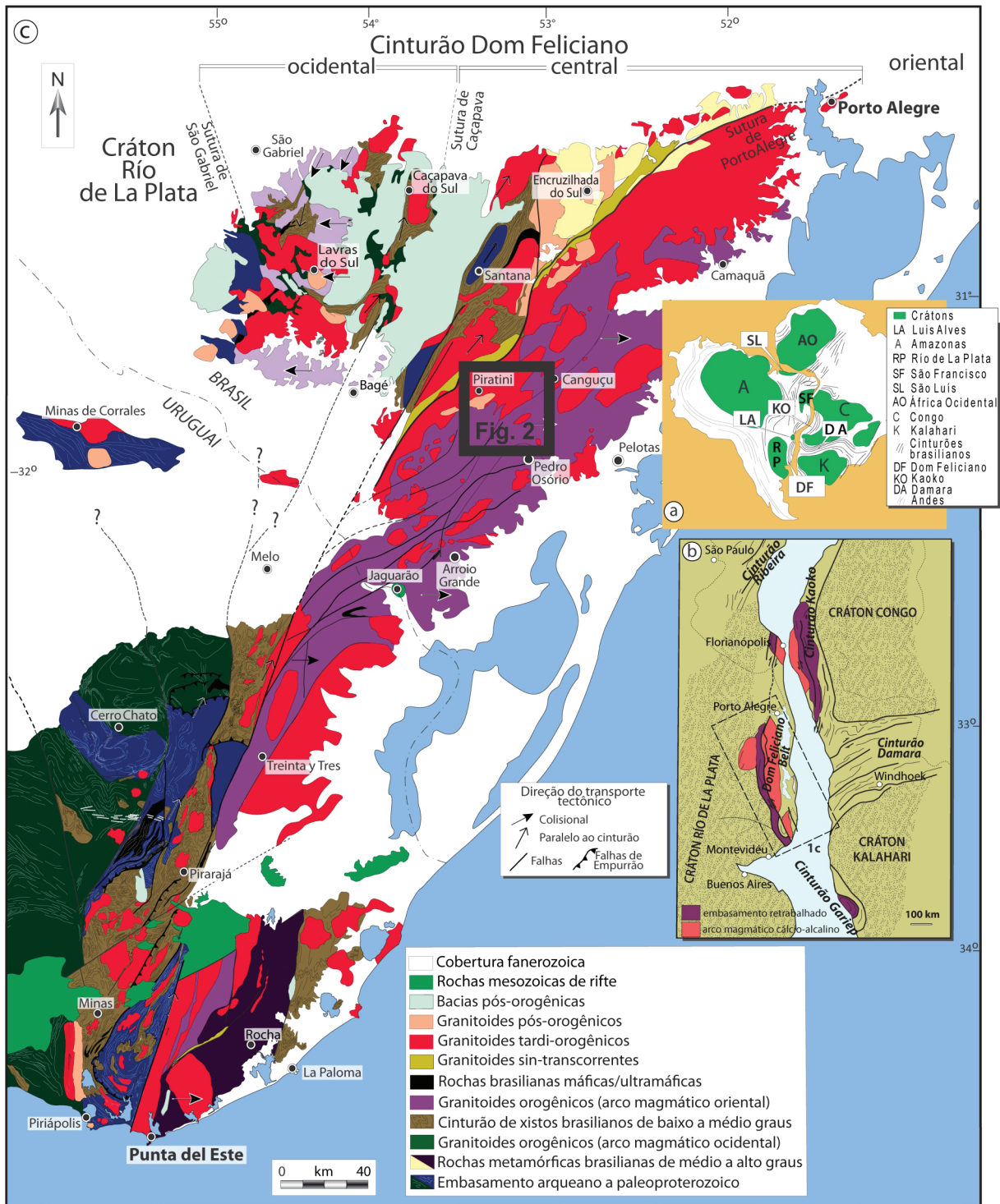


Figura 1. Mapa de localização (modificado de Masquelin et al., 2012). A) Configuração do Gondwana com as principais áreas cratônicas e cinturões relacionados ao Cinturão Dom Feliciano; B) Mapa geodinâmico esquemático do Cinturão Dom Feliciano e Crátón Rio de La Plata no sul do Brasil e Uruguai; C) Mapa geológico esquemático do Cinturão Dom Feliciano, área de estudo marcada com retângulo preto.

Figure 1. Location map (modified from Masquelin et al., 2012). A) Gondwana configuration with main cratonic areas and belts related to the Dom Feliciano Belt; B) Geodynamic map of the Dom Feliciano Belt and Rio de La Plata Craton in southernmost Brazil and Uruguay; C) Geological map of the Dom Feliciano Belt, study area in the black rectangle.

deste trabalho, os Gnaisses Piratini.

O termo Gnaisses Piratini foi originalmente proposto por Fragoso Cesar *et al.* (1986), designando os ortognaisses relativamente bem expostos encontrados a leste da cidade de Piratini, em trechos do Rio Piratini, além de enclaves de diversos tamanhos no interior da Suíte Pinheiro Machado próximos a Canguçu e Pinheiro Machado. Ribeiro (1977), porém, já citava rochas com caráter gnáissico e migmatítico nesta mesma região. Os Gnaisses Piratini ocorrem como xenólitos no Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (Philipp & Machado, 2002; Wildner *et al.*, 2007), o qual corresponde à Suíte Intrusiva Pinheiro Machado em conjunto com algumas exposições dos Septos do Embasamento no Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano (Fig. 2). Xenólitos dos Gnaisses Piratini são também encontrados na Suíte Dom Feliciano (Silva *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 2007).

Os xenólitos dos Gnaisses Piratini apresentam dimensões centimétricas a métricas, formas subangulosas e contatos

nítidos de limites retos e curvos com a rocha hospedeira, de médio a alto grau metamórfico (Philipp & Machado, 2002). Fragoso-César *et al.* (1986) e Philipp & Machado (2002) descrevem os Gnaisses Piratini como rochas com um bandamento definido por estrutura estromatítica de bandas centimétricas a decimétricas, além de estruturas tipo *schollen*, *schlieren*, nebulíticas a agmatíticas, afetados por dobras apertadas. Ribeiro (1977) e Philipp & Machado (2002) indicam que os Gnaisses Piratini são granitoides cujas transformações metamórficas mostram formação de bandamento gnáissico em condições de grau médio, fácies anfíbolito. Este bandamento, conforme Fragoso-César *et al.* (1986), Philipp (1998) e Philipp & Machado (2002), apresenta complexo padrão deformacional, com presença de dobras intrafoliais (D_1) redobradas de forma apertada a isoclinal, com eixos sub-horizontais e forte foliação de superfície-axial (S_2) concordante com a foliação das fácies mais precoces da Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (Fig. 3).

Essa associação gnáissica constitui-

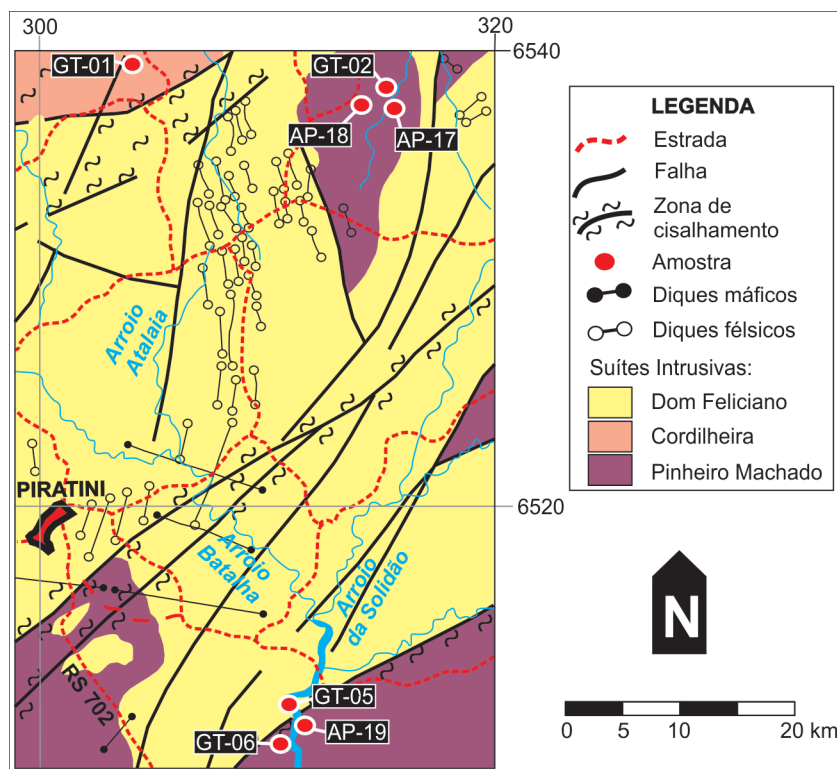


Figura 2. Mapa geológico simplificado da região de Piratini com a localização das amostras (modificado de Ramgrab & Wildner, 1999).

Figure 2. Simplified geological map of the Piratini region with sample locations (modified from Ramgrab & Wildner, 1999).

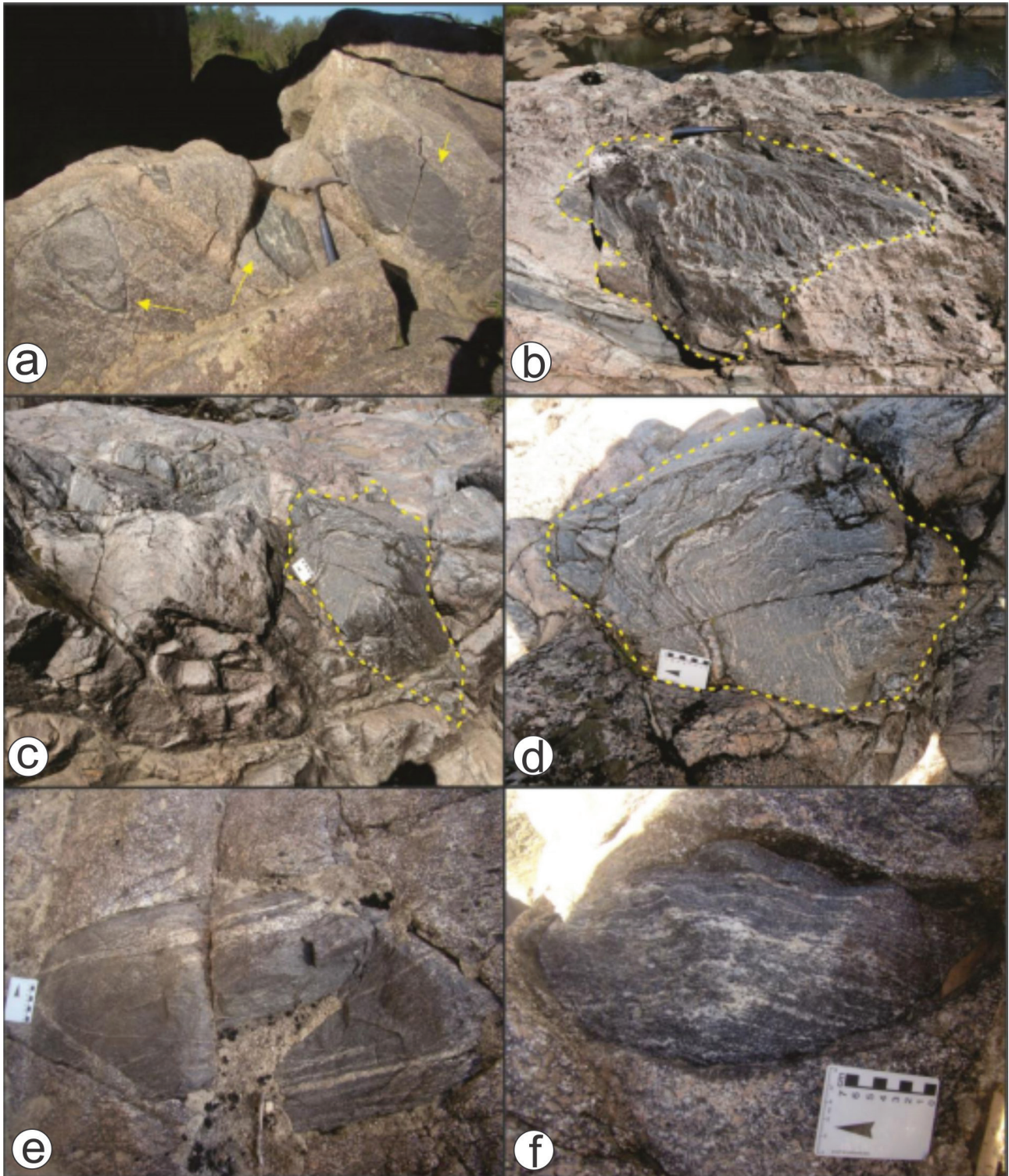


Figura 3. Afloramentos estudados no presente trabalho. A) Afloramento AP19, xenólitos de gnaiss tonalítico; B, C e D) Afloramento GT6, xenólitos de gnaiss granodiorítico; E e F) Detalhe do afloramento AP19.
Figure 3. Outcrops studied in the present work. A) Outcrop AP19, tonalitic gneiss xenoliths; B, C and D) Outcrop GT6, granodioritic gneiss xenoliths; E and F) Detail of the outcrop AP19.

se principalmente de biotita (\pm hornblenda) ortognaisses derivados de quartzo dioritos, tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, comumente com enclaves de dioritos (Fragoso-César *et al.*, 1986, Figueiredo *et al.*, 1990; Philipp & Machado, 2002). A ampla variação composicional das rochas desta unidade é corroborada por Figueiredo *et al.* (1990), que mostram uma variação desde gabro-dioritos a tonalito-granodioritos, com predominância de termos intermediários. Os teores de elementos traços definem estes granitoides como de ambiente pré-colisional, relacionados à subducção de litosfera oceânica sob margem continental ativa, onde os Gnaisses Piratini seriam originados por diferenciação de magmas básicos produzidos por fusão parcial de manto litosférico proterozoico, induzida pela desidratação da litosfera oceânica em subducção. Figueiredo *et al.* (1990) sugere um crescente retrabalhamento de crosta continental ou mistura de magmas crustais até um estágio pós-colisional, para explicar os granitoides de maior maturidade.

Silva *et al.* (1999) apresentam uma idade de cristalização magmática de 781 ± 5 Ma (U-Pb em zircão) para essa associação, a qual seria resultado de fusão crustal direta de rochas precursoras paleoproterozoicas. Koester *et al.* (2012) sugerem a presença de um embasamento aproximadamente em 800 Ma representado por um arco magmático continental, que revela acreção crustal neste domínio nesta época. Para a porção uruguaia do Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano, são descritos por Lenz (2010) e Lenz *et al.* (2011, 2013 e 2014) os Gnaisses Cerro Bori (Complexo Cerro Olivo), constituídos por gnaisses tonalíticos e granodioríticos, gnaisses máficos e anfibolitos, de médio a alto grau metamórfico, além de migmatitos associados. Várias semelhanças geoquímicas nos teores de elementos maiores e traços e na datação geocronológica (800-767 Ma; Lenz *et al.*, 2013) entre estes gnaisses e os Gnaisses Piratini possibilitam correlacionar a unidade brasileira com sua contraparte uruguaia.

3 Materiais e métodos

Para o presente estudo foram coletadas 20

amostras em duas etapas de campo, utilizadas para diversas análises em laboratório através de microscopia óptica (10), geoquímica de elementos maiores, menores e traço (11), e geocronologia (1). A confecção das lâminas delgadas para análise de microscopia óptica foi feita no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul). As análises geoquímicas foram realizadas pelo laboratório *Acme Analytical Laboratories* (Vancouver, Canadá). Os elementos maiores e traços foram analisados por Espectrometria de Emissão Óptica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES). Os elementos terras raras foram analisados por Espectrometria de Massa com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS). As análises U-Pb foram feitas em zircão, no SHRIMP II da *Curtin University of Technology* (Perth, Austrália).

As análises petrográficas foram realizadas em microscópio de polarização de marca Leica® com câmera fotográfica acoplada. As análises geoquímicas foram trabalhadas através do *software* Geochemical Data Toolkit (Janoušek *et al.*, 2006). As análises U-Pb foram baseadas nos procedimentos analíticos de Compston *et al.* (1992). O padrão utilizado foi o BR 266 (559 Ma, 903 ppm de U), com tamanho de feixe de análise de aproximadamente 20 μ m e feixe primário de O^2 de aproximadamente 1,8 nA. Os dados foram então reduzidos e plotados em concórdias com os programas Squid e Isoplot (Ludwig, 2001). Resultados com mais de 16 % de discórdia (ou que não estejam dentro do erro em 2 sigma) e mais de 65 % de Pb comum não foram utilizados nos cálculos das idades.

4 Resultados

4.1 Petrografia

Os Gnaisses Piratini apresentam composições que variam entre termos quartzo-dioríticos, tonalíticos e granodioríticos, com predominância de termos intermediários. Essas rochas são compostas por plagioclásio (35 - 48 %), quartzo (20 - 32 %), microclínio (6 - 15%), biotita (9 - 11 %) e, subordinadamente, hornblenda (1 -

5 %), ortopiroxênio (1 – 2 %), muscovita, apatita, alanita, zircão e opacos (1 - 2 %). Epidoto e clorita ocorrem como minerais secundários, formados, respectivamente, pela alteração de plagioclásio e biotita. Sua textura, de forma geral, é fina a grossa, com cristais majoritariamente subédricos. Textura granoblástica é predominante (Fig. 4A), marcada por cristais de plagioclásio, feldspato e quartzo. Localmente os gnaisses apresentam textura lepidoblástica (Fig. 4B), marcada por cristais alongados de biotita.

O plagioclásio é subédrico, com dimensões variando entre 1 e 6 mm. Textura granoblástica poligonal é comum. Localmente apresenta texturas de exsolução, além de formação de subgrãos. O quartzo é subédrico a anédrico, com dimensões entre 0,1 e 2 mm. Em geral apresenta extinção ondulante e formação de subgrãos. Os cristais de microclínio são, em geral, subédricos, com dimensões entre 0,5 e 3 mm. É comum a presença de maclas "em chama" e a formação de subgrãos. Os cristais de biotita são euédricos a subédricos, com dimensões entre 0,1 e 2 mm. Apresentam foliação bem desenvolvida, marcada por cristais alongados. Localmente ocorrem como inclusão em cristais de plagioclásio.

Observam-se também texturas simplectíticas entre biotita e quartzo.

4.2 Geoquímica

Os resultados das análises de geoquímica de rocha total dos Gnaisses Piratini são mostrados na tabela 1. Todos os diagramas apresentados nesta seção incluem dados de Lenz *et al.* (2013, 2014), com o objetivo de comparação entre os gnaisses estudados no presente trabalho e aqueles encontrados no Cerro Bori (Complexo Cerro Olivo), extremo sudeste do Uruguai.

Os dados mostram que as rochas pertencentes à unidade Gnaisses Piratini possuem teores de SiO_2 intermediários a ácidos, variando de 57,17 a 68,22 %. O teor de álcalis ($\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$) médio é de 4,81 %, variando entre 3,00 e 8,29 %. Nos diagramas do tipo Harker (Fig. 5) os elementos maiores Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 apresentam *trends* de correlação negativa, evidenciando empobrecimento nestes elementos comparados ao aumento de SiO_2 , o que sugere um consumo destes óxidos para formação principalmente de plagioclásio, biotita e hornblenda.

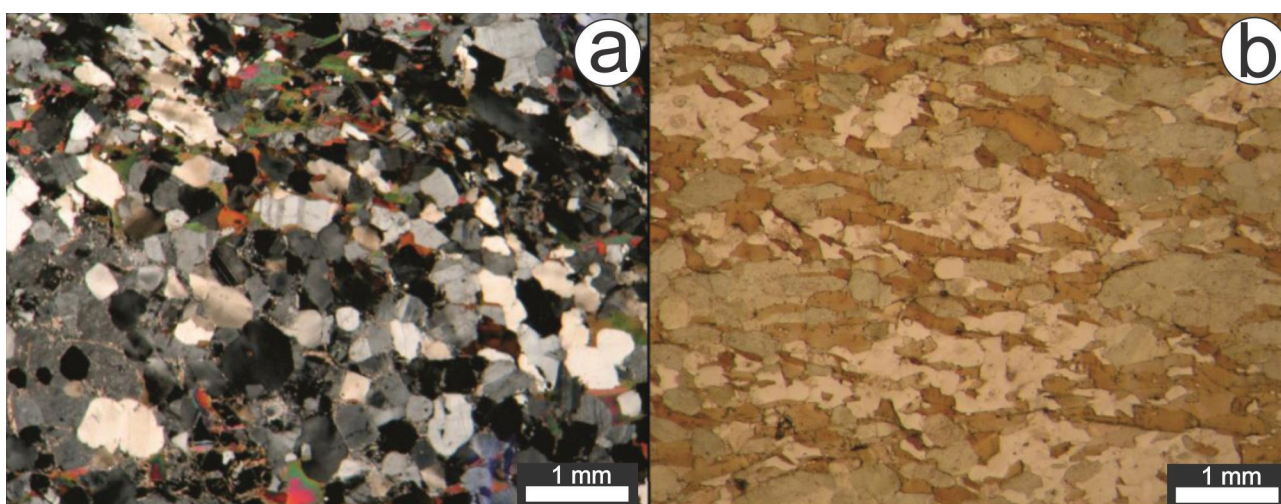


Figura 4. Fotomicrografias. A) Aspecto geral de gnaisse tonalítico (amostra AP18), observado a nicóis cruzados e aumento de 5x. Textura granoblástica média, formada por plagioclásio e quartzo; B) Aspecto geral de quartzo-diorito (amostra AP19A) observado a nicóis descruzados e aumento de 5x. Textura lepidoblástica dominante, marcada por cristais alongados de biotita.

Figure 4. Photomicrographs. A) General aspects of tonalitic gneiss (sample AP18), observed under crossed polars and 5x magnification. Medium-grained granoblastic texture formed by quartz and plagioclase; B) General aspects of quartz-diorite sample (AP19A) under uncrossed polars and 5x magnification, showing lepidoblastic texture marked by elongated biotite crystals.

Tabela 1. Dados litogeoquímicos dos Gnaisses Piratini. LOI = perda ao fogo. LD = limite de detecção. $Fe_2O_3^*$ = ferro total.
 Table 1. Piratini Gneisses lithogeochemistry data. LOI = loss on ignition. $Fe_2O_3^*$ = total iron.

Amostra	GT3A	GT5A	GT6B	GT6C	GT6D	AP17A	AP17B	AP18	AP19A	
LD	Elementos maiores (% peso)									
SiO ₂	0,01	61,38	61,03	61,06	62,90	60,98	68,22	62,10	67,87	57,17
Al ₂ O ₃	0,01	16,11	14,17	14,96	15,47	16,05	12,84	15,33	14,67	15,04
Fe ₂ O ₃ *	0,04	6,91	8,45	8,35	7,45	7,82	6,70	6,78	5,14	9,08
MgO	0,01	1,69	3,81	3,71	2,94	3,63	2,83	4,27	1,95	4,02
CaO	0,01	2,76	5,49	3,45	4,69	4,74	4,54	5,62	2,90	6,38
Na ₂ O	0,01	2,60	2,85	1,47	1,81	1,85	1,04	1,31	2,72	3,22
K ₂ O	0,01	5,69	1,53	3,83	2,33	2,68	1,96	2,35	2,53	1,57
TiO ₂	0,01	0,98	0,90	0,89	0,85	0,80	0,85	0,76	0,61	0,86
P ₂ O ₅	0,01	0,35	0,11	0,10	0,09	0,06	0,10	0,16	0,11	0,15
MnO	0,01	0,08	0,16	0,13	0,13	0,15	0,11	0,13	0,08	0,18
LOI	0,1	1,2	1,3	1,8	1,1	1,0	0,6	1,0	1,3	2,1
Total		99,72	99,78	99,78	99,79	99,81	99,81	99,87	99,88	99,75
LD	Elementos traços (partes por milhão)									
Ba	5	939	265	557	467	494	498	385	415	220
Be	1	4	3	2	8	6	2	2	1	6
Co	20	11	21	20	17	19	20	22	12	19
Cr	20	--	136	68	68	68	68	68	68	68
Cs	0,1	6,8	3,7	6,6	4,9	4,9	19,5	3,9	4,0	5,1
Cu	5	12,1	38,2	16,0	8,0	10,7	30,8	12,2	15,0	4,3
Ga	0,5	21,4	14,9	17,8	16,0	18,9	14,8	17,2	19,5	22,9
Hf	0,1	8,3	6,3	4,9	5,7	3,9	6,1	3,6	5,0	4,2
Nb	0,1	18,2	10,2	8,6	8,6	8,5	12,0	8,4	14,0	10,7
Ni	0,1	--	38,0	33,0	26,0	26,0	15,4	33,4	13,6	11,1
Pb	0,1	11,2	4,1	4,4	4,7	5,5	5,2	10,7	3,1	6,2
Rb	0,1	264,4	103,8	311,1	147,8	175,9	132,2	111,6	165,8	120,7
Sn	1	9	5	4	5	4	3	2	1	7
Sr	0,5	249,9	325,2	226,2	337,5	208,7	171,9	346,6	157,5	378,8
Ta	0,1	1,4	0,6	0,6	0,3	0,4	0,8	0,8	1,2	0,6
Th	0,2	36,7	3,6	0,7	1,3	1,4	8,7	7,1	13,2	14,5
U	0,1	2,3	0,4	0,6	0,4	0,6	1,5	1,5	2,8	1,4
V	8	89	141	138	107	108	130	118	79	175
W	0,5	0,5	0,5	0,7	--	0,5	1,2	0,8	0,6	0,7
Y	0,1	27,4	23,0	10,3	26,4	16,6	22,2	20,5	29,6	24,6
Zn	1	112	76	98	84	89	68	57	70	103
Zr	0,1	311,4	231,8	175,9	202,6	144,8	220,1	123,4	166,5	155,4
LD	Elementos terras raras (ppm)									
La	0,1	65,7	21,6	19,2	21,8	24,2	30,2	22,9	30,8	44,1
Ce	0,1	129,0	48,8	35,3	45,8	46,4	61,4	47,3	64,0	78,3
Pr	0,02	15,05	5,46	4,21	5,37	5,14	7,34	5,65	7,72	10,12
Nd	0,3	56,6	23,5	16,9	20,2	18,9	28,7	22,1	29,7	36,2
Sm	0,05	11,20	4,46	2,78	3,92	3,13	5,03	4,14	5,96	6,42
Eu	0,02	1,31	1,01	1,12	1,16	1,08	1,15	1,03	1,20	0,95
Gd	0,05	9,17	4,36	2,07	4,44	2,88	4,42	3,90	5,53	5,15
Tb	0,01	1,27	0,70	0,29	0,80	0,45	0,69	0,63	1,00	0,78
Dy	0,05	6,45	4,12	1,66	4,55	2,95	3,82	3,60	5,29	4,05
Ho	0,02	0,98	0,79	0,34	0,99	0,60	0,78	0,73	1,05	0,84
Er	0,03	2,35	2,43	1,03	2,74	2,01	2,28	2,05	3,05	2,45
Tm	0,01	0,32	0,38	0,17	0,46	0,33	0,35	0,33	0,46	0,43
Yb	0,05	1,82	2,54	1,24	2,75	2,47	2,24	1,97	2,79	3,07
Lu	0,01	0,25	0,40	0,19	0,43	0,38	0,35	0,31	0,44	0,56

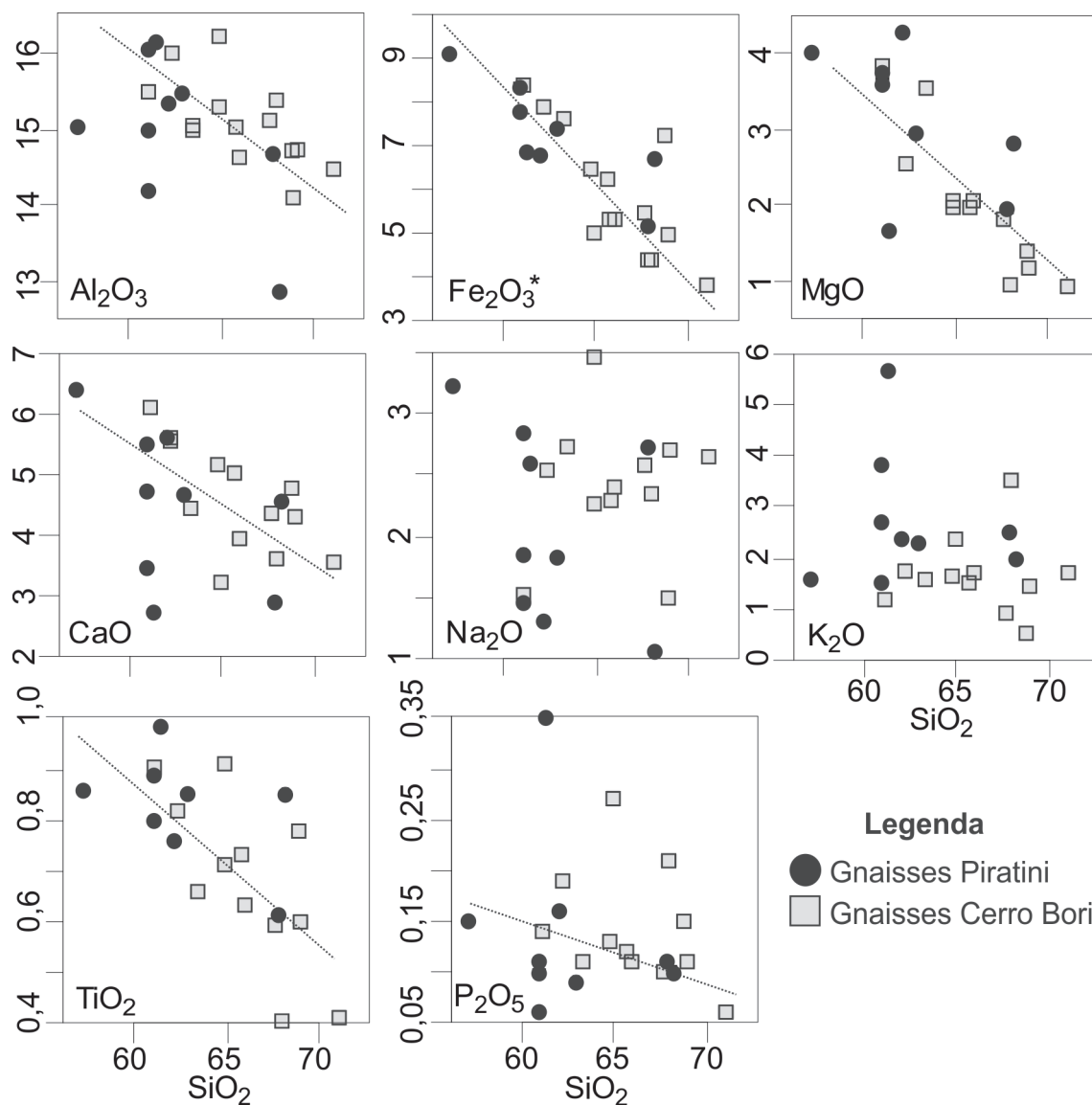


Figura 5. Diagramas de Harker para os Gnaisses Piratini (dados dos Gnaisses Cerro Bori extraídos de Lenz *et al.*, 2013, 2014).

Figure 5. Harker diagrams for Piratini Gneisses (data from the Cerro Bori Gneisses extracted from Lenz *et al.*, 2013, 2014).

No diagrama de classificação total álcalis versus sílica (Le Maitre, 2002) as amostras apresentam uma composição subalcalina (Fig. 6A), variando de termos dioríticos a granodioríticos. Os diagramas AFM (Irvine & Baragar, 1971) e SiO_2 versus $\text{FeO}_{(\text{total})}/\text{MgO}$ (Miyashiro, 1974) mostrados nas figura 6b e 6c mostram que as amostras dos Gnaisses Piratini apresentam composição cálcio-alcalina. As amostras estudadas são predominantemente peraluminosas ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$) (Fig. 6D). O diagrama SiO_2 versus K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) mostrado na figura 6E corrobora a

afinidade cálcio-alcalina dos Gnaisses Piratini, sendo que algumas amostras apresentam características de alto-K.

No diagrama de elementos traço com normalização para crosta continental superior de Taylor & McLennan (1985) (Fig. 7A) as amostras apresentam um *trend* aparentemente disperso. Entretanto, estão próximas do padrão de normalização, o que indica que esta associação gnáissica tem forte influência de elementos crustais. Observa-se acentuada anomalia negativa de Sr, mostrando seu alto consumo para formação principalmente de plagioclásio.

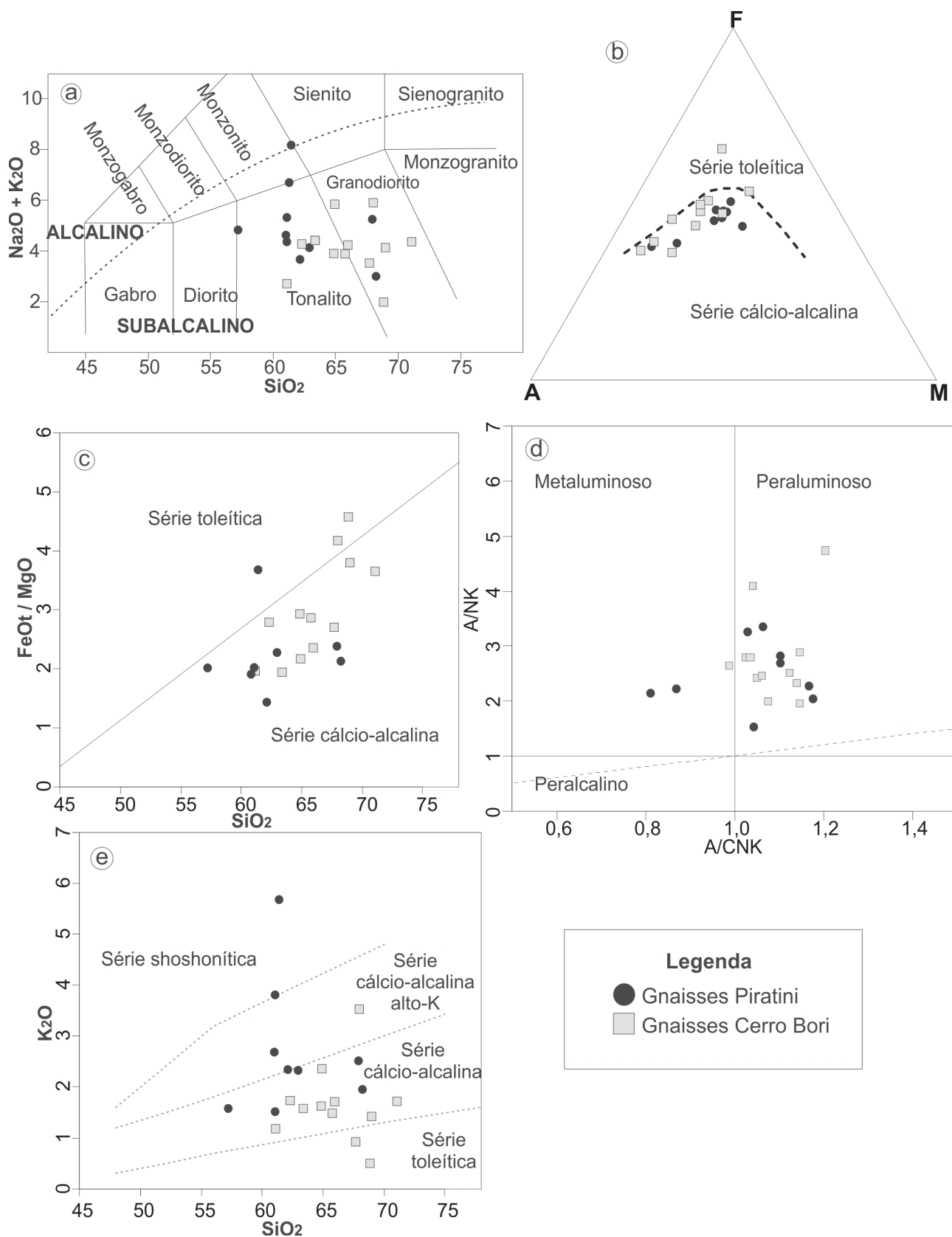


Figura 6. Diagramas discriminantes. A) Álcalis total versus sílica (Le Maitre, 2002); B) AFM (Irvine & Baragar, 1971); C) SiO₂ versus FeO_{total} / MgO (Miyashiro, 1974); D) A/CNK versus A/NK (Shand, 1943); E) SiO₂ versus K₂O (Peccerillo & Taylor, 1976).

Figure 6. Discrimination diagrams. A) Total alkali versus silica (Le Maitre, 2002); B) AFM (Irvine & Baragar, 1971); C) SiO₂ versus FeO_{total} / MgO (Miyashiro, 1974); D) A/CNK versus A/NK (Shand, 1943); E) SiO₂ versus K₂O (Peccerillo & Taylor, 1976).

As acentuadas anomalias negativas de Nb-Ta sugerem forte indício de um domínio em regime de zona de subducção.

No diagrama do tipo *spider* normalizado ao condrito de Nakamura (1974) (Fig. 7B), pode ser observado um *trend* homogêneo, com os elementos terras raras (ETR) apresentando enriquecimento em ETR leves e uma alta razão La/Lu (94,8).

Os diagramas geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) sugerem um ambiente de arco magmático continental para os protólitos dos gnaisses (Fig. 8). Na figura 9, os dados aplicados para os diagramas de Schandl & Gorton (2002) corroboram essas informações, sugerindo um ambiente de margem continental ativa.

4.3 Geocronologia U-Pb

Os zircões do gnaise granodiorítico AP17A (Fig. 10) são em geral subédricos, circundados por bordas recristalizadas com baixa iluminação de catodoluminescência e alta concentração de U e ETR, conferindo formas arredondadas. A zonação oscilatória regular é a textura predominante. Os domínios secundários encontrados nesses zircões são frentes de recristalização, empobrecidas em U e ETR, mais claras em catodoluminescência que representam zonações convolutas.

Nesta amostra também foram encontradas uma grande quantidade de xenocristais, em geral arredondados, com idades variando de 2725 ± 28 Ma a 900 ± 11 Ma (Fig. 11A). A concentração de idades entre 772 e 819 Ma foi obtida junto aos zircões com marcante zoneamento oscilatório, característico de zircões ígneos, provavelmente registrando a idade de cristalização magmática dessa rocha em 784 ± 4 Ma (Fig. 11B). As idades mais jovens (entre 688 e 664 Ma) foram obtidas nas bordas e núcleos dos zircões (que apresentam zonações convolutas) e refletem provavelmente o evento metamórfico de fácies anfíbolito sugerido Philipp & Machado (2002).

5 Discussões

Os Gnaisses Piratini foram originalmente descritos por Frago Cesar *et al.* (1986),

que consideravam diversos fragmentos com composições e texturas variadas. Sob ponto de vista geoquímico, foram estudados por Figueiredo *et al.* (1990) que caracterizaram essas rochas com variações de SiO₂ ente 50 e 74 %. A primeira idade U-Pb SHRIMP obtida em um xenólito tonalítico na região de Pinheiro Machado foi de 781 Ma, interpretada como de cristalização (Silva *et al.*, 1999). Com essas informações, Silva *et al.* (1999) sugeriram que os Gnaisses Piratini representassem um fragmento de crosta retrabalhada do Terreno São Gabriel (Hartmann *et al.*, 2007), aflorante no extremo oeste do Cinturão Dom Feliciano.

No presente estudo, os Gnaisses Piratini compreendem uma variação composicional caracterizada pela dominância de termos granodioríticos e tonalíticos, de origem ortoderivada, aflorando como xenólitos métricos no sudeste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul. A presença de texturas ígneas reliquias (porfiroclastos de plagioclásio), associadas à ocorrência de zircão prismático e à presença de *trends* negativos de Ca e Mg nos diagramas Harker (Fig. 5) sugerem a natureza plutônica do protólito, em que a cristalização fracionada foi o processo magmático envolvido na diferenciação dessas rochas. O equilíbrio parcial da paragênese plagioclásio + microclínio + biotita + hornblenda, bem como a textura granoblástica poligonal e microtexturas, tais como as pertitas em chamas, são compatíveis com condições metamórficas da fácies anfíbolito superior para os Gnaisses Piratini.

Os dados de geoquímica dos Gnaisses Piratini foram correlacionados com os ortognaisses Tipo-II do Cerro Bori descritos por Lenz *et al.* (2013, 2014), que representam um magmatismo similar na região leste do Escudo Uruguaio. Quando comparados, os Gnaisses Piratini e os Gnaisses Cerro Bori são rochas cálcio-alcálicas, metaluminosas a fracamente peraluminosas (Fig. 6D). Nos diagramas Harker (Fig. 5), ambos os gnaisses mostram *trends* similares, em geral com teores de SiO₂ e P₂O₅ mais elevados para os Gnaisses Cerro Bori, e mais baixos em K₂O e MgO para os Gnaisses Piratini. Ambos os gnaisses têm afinidade cálcio-alcálica (Figs. 6B e 6C), variando entre médio a

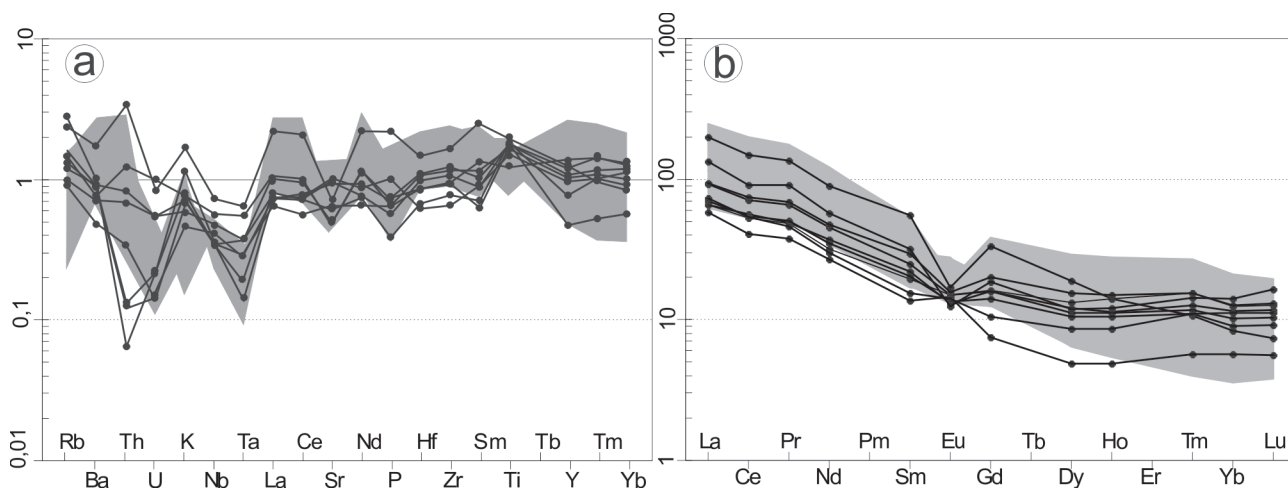


Figura 7. Diagramas do tipo spider. A) Elementos traço normalizados para a crosta continental superior de Taylor & McLennan (1985); B) Elementos terras raras normalizados para o condrito de Nakamura (1974). Legenda: linhas pretas = Gnaisses Piratini; campo cinza = Gnaisses Cerro Bori.

Figure 7. Spidergrams. A) Upper continental crust-normalized trace elements (Taylor & McLennan, 1985); B) Chondrite-normalized rare earth elements (Nakamura, 1974). Legend: black lines = Piratini Gneisses; gray field = Cerro Bori Gneisses.

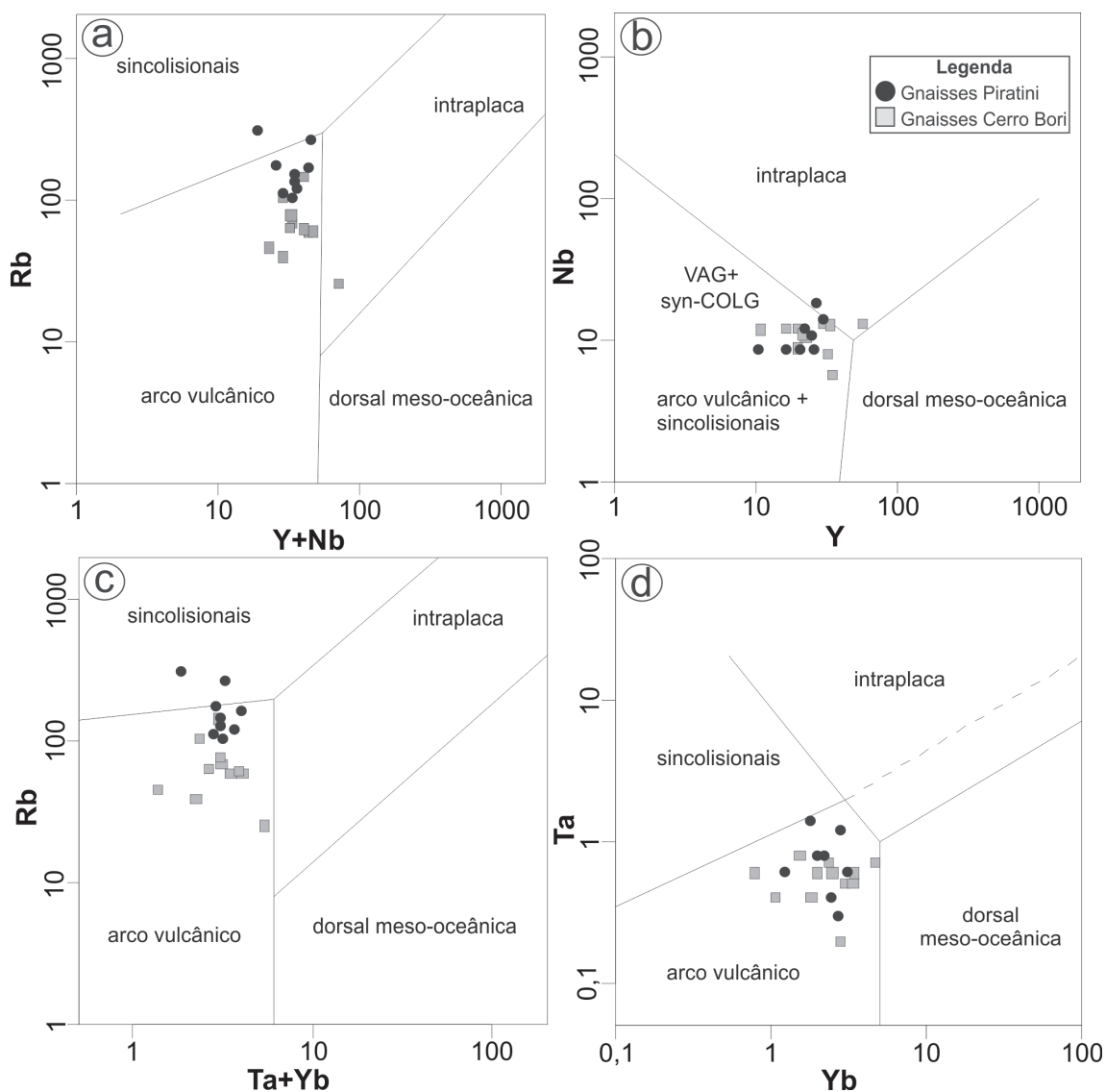


Figura 8. Diagramas tectônicos discriminantes de Pearce et al. (1984). A) Y + Nb versus Rb; B) Y versus Nb; C) Ta + Yb versus Rb; D) Yb versus Ta.

Figure 8. Tectonic discrimination diagrams of Pearce et al. (1984). A) Y + Nb versus Rb; B) Y versus Nb; C) Ta + Yb versus Rb; D) Yb versus Ta.

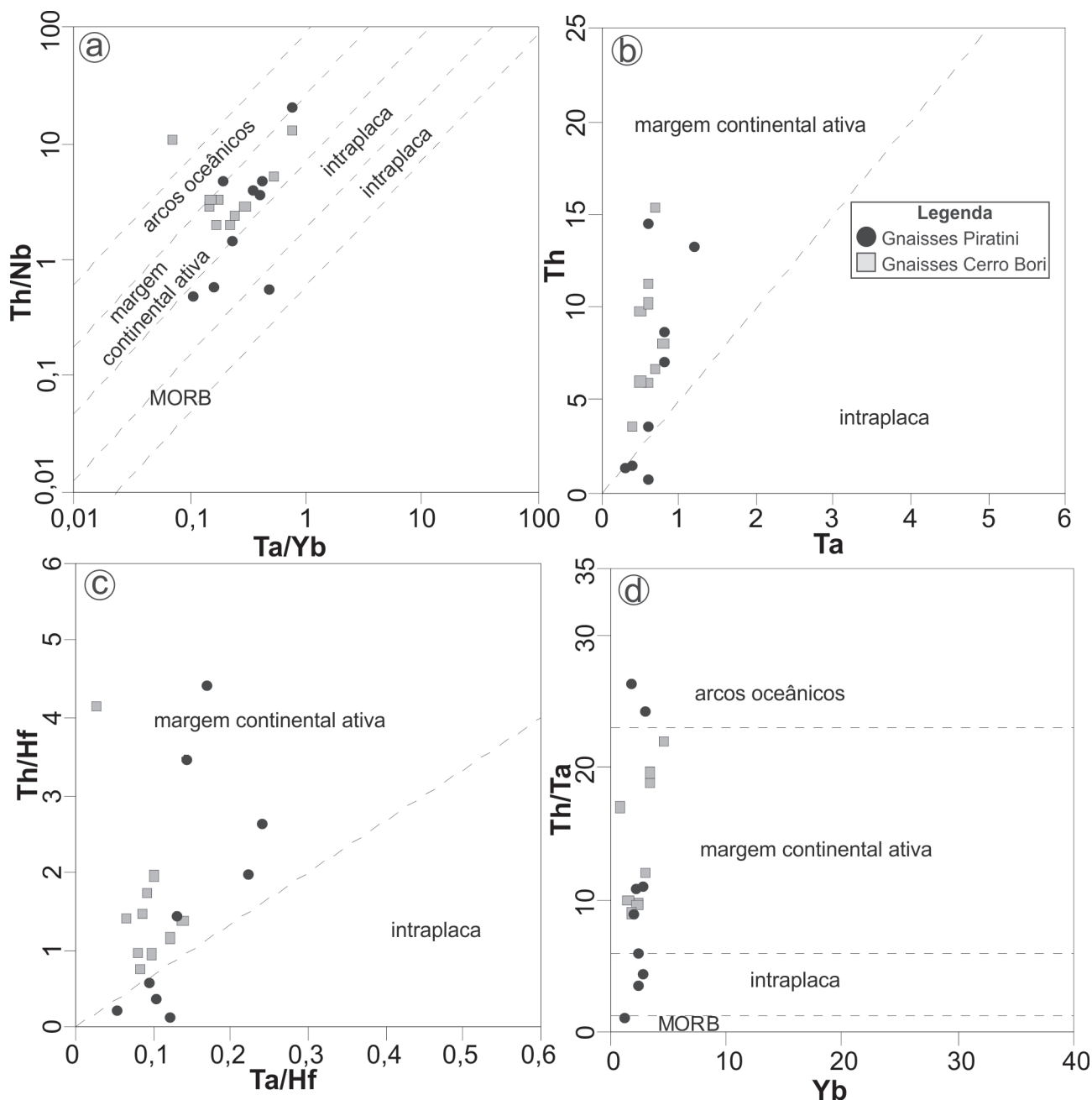


Figura 9. Diagramas tectônicos discriminantes de Schandl & Gorton (2002). A) Ta/Yb versus Th/Nb; B) Ta versus Th; C) Ta/Hf versus Th/Hf; D) Yb versus Th/Ta.

Figure 9. Tectonic discrimination diagrams of Schandl & Gorton (2002). A) Ta/Yb versus Th/Nb; B) Ta versus Th; C) Ta/Hf versus Th/Hf; D) Yb versus Th/Ta.

alto-K (Fig. 6E).

Nos diagramas de ETR, quando normalizados para o condrito, os Gnaisses Piratini são enriquecidos em ETR leves em cerca de 100 vezes, e em cerca de 10 vezes para os ETR pesados. Os campos cinza nas figuras 7A e 7B representam os gnaisses Cerro Bori, com um padrão similar aos Gnaisses Piratini. O diagrama do tipo *spider* da figura 7A, com elementos HFSE e LILE, evidenciam anomalias de Nb e Ta, que podem

ser observadas em ambos os gnaisses, tendo sido descritas como evidências da participação de crosta oceânica subductada na gênese de rochas (Gill, 2010). Ainda, a similaridade com o padrão normalizado para crosta continental superior (Fig. 7A) sugere que os Gnaisses Piratini, bem como os Gnaisses Cerro Bori, possuem contribuição crustal e possivelmente originam-se de protólitos retrabalhados.

Os diferentes diagramas geotectônicos

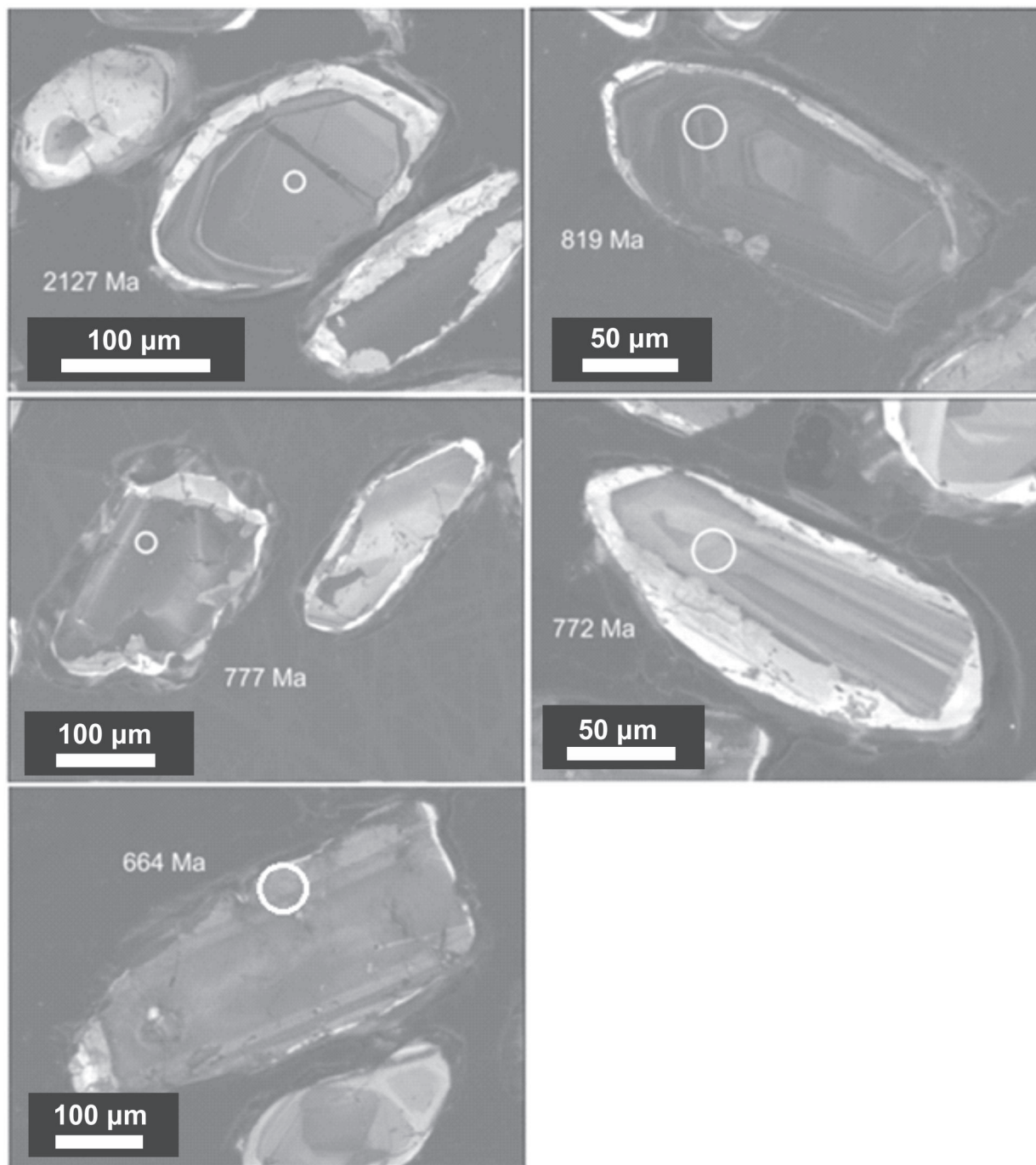


Figura 10. Imagens de catodoluminescência de zircões da amostra AP17A. Círculo branco = spot de análise no SHRIMP.
 Figura 10. Cathodoluminescence images of the zircons from the sample AP17A. White circle = SHRIMP analysis spot.

envolvendo elementos traços como Th, Nb, Ta, Hf apresentados nas figuras 8 e 9 sugerem que os Gnaisses Piratini foram gerados em um ambiente associado à zona de subducção, envolvendo crosta paleoproterozoica retrabalhada, como sugerido pelas idades obtidas em zircões interpretados como prováveis xenocristais (Tab. 2).

Os dados isotópicos U-Pb (SHRIMP) em zircão permitiram definir a idade magmática dos Gnaisses Piratini em 784 ± 4 Ma, corroborando a

idade de 781 ± 5 Ma (também U-Pb em zircão de Silva *et al.* (1999) de um xenólito de gnaiss tonalítico desta unidade, além de correlacionar geocronologicamente os Gnaisses Piratini com os Ortognaisses Cerro Bori no Uruguai, com idades magmáticas variando entre 800 e 767 Ma (Lenz *et al.*, 2014). Um evento de médio a alto grau metamórfico aproximadamente em 660 Ma é inferido através das idades de recristalização nas bordas dos zircões (Fig. 10), o que indica que esse evento metamórfico apresenta idades

Spot	(ppm)U	(ppm)Th	²³⁸ U/ ²³² Th	Thum ²⁰⁶ Pb%	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	Erro	²³⁵ U/ ²⁰⁷ Pb	Erro	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Erro	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Erro	* ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	erro1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	erro1σ	Concord.
A.19-1	115	44	0,39	0,20	0,1810	0,8	13,13	1,5	0,5261	1,2	2725	28	2662	13	2662	13	102
A.11-1	229	98	0,44	0,06	0,1263	0,7	6,81	1,3	0,3909	1,1	2127	19	2047	12	2047	12	104
A.13-1	160	154	0,99	0,14	0,1025	1,0	4,51	1,5	0,3190	1,1	1785	18	1669	19	1669	19	107
A.2-1	214	131	0,63	0,21	0,0774	1,7	2,29	1,9	0,2151	1,0	1256	12	1131	33	1131	33	111
A.24-1	156	92	0,61	0,22	0,0798	1,7	1,95	2,0	0,1774	1,2	1053	12	1192	33	1192	33	88
A.8-1	170	80	0,48	0,43	0,0728	2,9	1,73	3,1	0,1719	1,2	1023	11	1009	59	1009	59	101
A.23-1	148	117	0,82	0,47	0,0658	3,4	1,36	3,6	0,1500	1,3	901	11	801	71	801	71	112
A.14-1	275	81	0,30	0,16	0,0634	1,8	1,18	2,0	0,1330	1,0	819	8	721	37	721	37	114
A.10-1	149	79	0,54	0,20	0,0640	2,2	1,19	2,6	0,1300	1,3	813	10	742	47	742	47	110
A.3-1	129	64	0,51	0,27	0,0641	2,5	1,15	2,9	0,1301	1,4	790	10	745	54	745	54	106
A.16-1	119	68	0,59	0,47	0,0621	3,0	1,10	3,4	0,1290	1,4	782	11	676	65	676	65	116
A.1-1	397	262	0,68	0,17	0,0635	1,3	1,12	1,6	0,1281	0,9	777	7	725	27	725	27	107
A.5-1	96	62	0,66	0,28	0,0637	5,5	1,12	5,7	0,1272	1,6	772	12	732	117	732	117	105
A.22-1	256	26	0,10	0,14	0,0609	1,6	0,94	2,0	0,1126	1,1	688	7	634	35	634	35	108
A.6-1	157	85	0,56	0,00	0,0595	3,4	0,89	3,6	0,1086	1,3	664	8	585	73	585	73	113

Tabela 2. Dados isotópicos U-Pb SHRIMP dos zircões do gnaiss granodiorítico API7A. Em cinza, análises utilizadas para cálculo da idade concórdia. Pb comum corrigido usando ²⁰⁴Pb medido.
 Table 2. U-Pb SHRIMP isotopic data of the zircons from the granodioritic gneiss API7A. In gray, analyses used for the calculation of the concordia age. Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

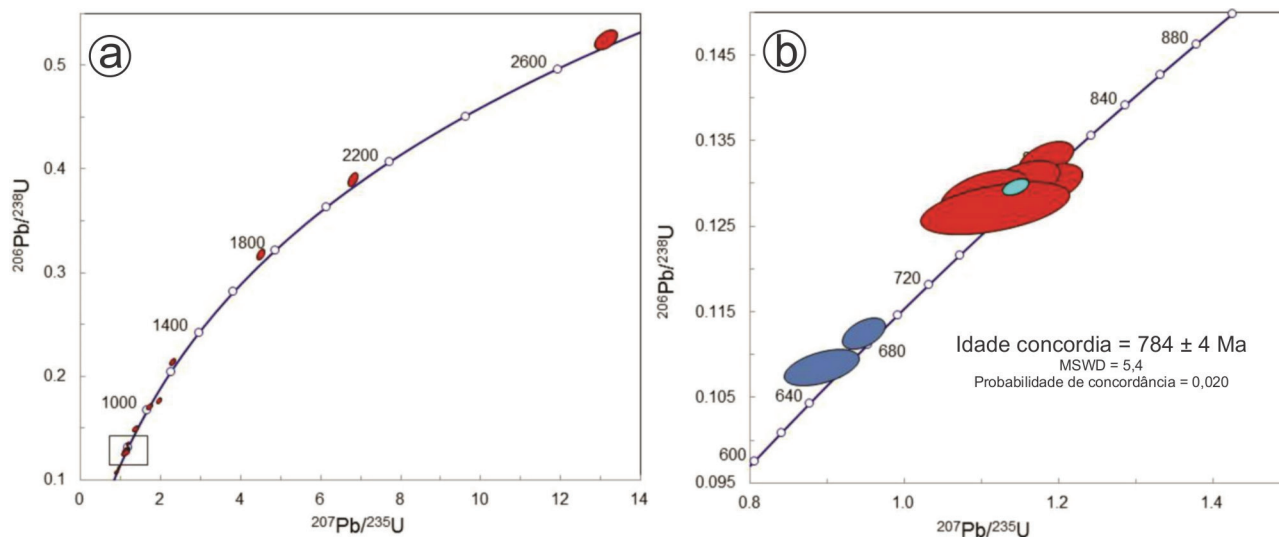


Figura 11. Diagramas concórdia da amostra AP17A. A) Diagrama geral, com todos os pontos analisados. Zircões de 2725 a 901 Ma interpretados como xenocristais; zircões entre 819 e 772 Ma (retângulo apresentado na Fig. 11B) interpretados como magmáticos; e zircões entre 688 e 664 Ma interpretados como metamórficos; B) Em vermelho, zircões utilizados no cálculo da idade magmática, e em azul, zircões sugerindo idade de metamorfismo.

Figura 11. Concordia diagram of the sample AP17A. A) General diagram, with all analyzed points. Zircons with ages between 2725 and 901 Ma were interpreted as xenocrysts; zircons with ages from 819 to 772 Ma (rectangle shown in Fig. 11B) interpreted as magmatic; zircons with ages ranging from 688 to 664 Ma were interpreted as metamorphic; B) In red, zircons used for the calculation of the magmatic age; in blue, zircons with ages suggesting a metamorphic event.

de metamorfismo semelhantes às encontradas para os Ortognaisses Cerro Bori de 641 ± 17 Ma (Oyhantçabal *et al.*, 2007) e de ca. 676 Ma (Lenz, 2010). As altas razões Th/U (entre 0,1 e 0,5; Tab. 2) dos zircões interpretados como metamórficos são compatíveis com um alto grau de metamorfismo, onde tais razões podem ser superiores a 0,1 e, dessa maneira, serem similares às razões Th/U encontradas em zircões ígneos (e.g., Möller *et al.*, 2002, 2003; Möller & Kennedy, 2006; Rubatto, 2017).

Outras exposições desses gnaisses, potencialmente correlatos, ocorrem na região de Porto Alegre (Gnaisses Chácara das Pedras: Koester *et al.*, 2016) Encruzilhada do Sul (Complexo Várzea do Capivarita: Martil *et al.*, 2017), e também no leste de Santa Catarina (Complexo Aguas Mornas: De Toni *et al.*, 2016). Na região de Porto Alegre, foram descritos os Gnaisses Chácara das Pedras, interpretados por Philipp & Campos (2005) como rochas similares às geradas em um ambiente de arco magmático, a partir de suas assinaturas geoquímicas. A idade dessas rochas foi atribuída ao período toniano por Koester *et al.* (2016), onde foi identificada uma população de zircões (U-Pb SHRIMP) com idades de 777 Ma (núcleos dos zircões) e

um metamorfismo ao redor de 660 Ma (bordas dos zircões). Martil *et al.* (2017) sugeriram, na região de Encruzilhada do Sul, a presença de rochas ortognaissicas cálcio-alcálicas com 790 Ma (U-Pb SHRIMP, idade de magmatismo) com metamorfismo de cerca de 650 Ma. Ainda, De Toni *et al.* (2016) propuseram para gnaisses do leste de Santa Catarina uma idade de magmatismo de 794 Ma.

Todos esses dados sugerem a presença de um extenso arco magmático continental de idade toniana no domínio leste do Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense-Catarinense, obliterado por eventos geológicos mais novos. Um desses ocorreu durante um evento colisional que deixou seu registro tanto nos Gnaisses Piratini como nas rochas correlacionáveis, isto é, o metamorfismo de 660 Ma (cerca de 120 Ma mais jovem que o magmatismo relacionado à subducção). Além desse evento, a presença na região de magmatismo de arco neoproterozoico (620 Ma, Philipp *et al.*, 2016) e também pós-colisional associado a zonas de cisalhamento (Bitencourt & Nardi, 2000; Vieira *et al.*, 2016) e eventos de relaxamento crustal (600 – 560 Ma; Barbosa *et al.*, 2016), resultou na fragmentação desse arco magmático toniano, por vezes interpretado como

septos do embasamento (Fragoso-Cesar *et al.*, 1986; Philipp *et al.*, 2002). Todos esses eventos pós-subducção toniana foram desenvolvidos no leste do Cinturão Dom Feliciano, encaixados em uma litosfera quente e frágil devido à presença de rochas de arco magmático de cerca de 780 Ma, ou seja, com a acreção de rochas à crosta continental, porém com uma participação crustal dominante no registro geológico da região, denotada em especial por dados geoquímicos de idades modelo de Nd com T_{DM} em geral no intervalo de 1,1 a 2,2 Ma (Philipp *et al.*, 2016).

Com isso a presença de um arco magmático toniano na porção Leste do Cinturão Dom Feliciano sugere um cenário geotectônico mais complexo do que os apresentados por modelos geológicos na literatura (e.g. Fernandes *et al.*, 1995a, 1995b; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Saalman *et al.*, 2011). Descrições de rochas ofiolíticas na região são recentes (Ramos *et al.*, 2017) com a presença de talco xistos, serpentinitos e anfibolitos, apresentando cromitas mantélicas, e que foram associadas a um ambiente de supra-subducção, onde os gnaisses Piratini, em conjunto com os Gnaisses Cerro Bori fariam parte de uma arco magmático continental onde a vergência da subducção ocorre de oeste para leste, sendo resultado do fechamento do Oceano Charrua, devido à colisão do Cráton Rio de La Plata e da Microplaca Arachania (Gaucher *et al.*, 2009; Frimmel *et al.*, 2011; Ramos *et al.*, 2017).

Dessa maneira, no Domínio Leste do Cinturão Dom Feliciano, o registro de eventos de magmatismo distinto, e também metamórficos e tectônicos, são sobrepostos nos mesmos domínios crustais, o que dificulta a identificação dos eventos mais antigos pela obliteração dos mais novos, o que é uma característica da Orogenia Brasileira (Schmitt *et al.*, 2018). Os Gnaisses Piratini, correlacionáveis aos Gnaisses Cerro Bori (Uruguai), os Ortognaisses do Complexo Porto Belo (Bombinhas, SC) e Gnaisses Chácara das Pedras (região de Porto Alegre) sugerem a presença de um extenso arco magmático na região, durante o período Toniano no Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano, resultado da orogenia pré Gonduânica.

6 Conclusões

Os Gnaisses Piratini ocorrem como xenólitos métricos a decamétricos em granitoides neoproterozoicos no Domínio Oriental do Cinturão Dom Feliciano, no Escudo Sul-rio-grandense. São rochas granodioríticas a tonalíticas, caracterizadas por protólitos ígneos com idades de cristalização de 784 Ma, metamorfizados em 660 Ma em fácies anfibolito superior, sugerido pelo equilíbrio parcial da paragênese plagioclásio + microclínio + biotita + hornblenda e pelas texturas e microtexturas descritas nos gnaisses. Os gnaisses têm assinaturas geoquímicas de rochas cálcio-alcálicas médio-K e metaluminosas. As anomalias de Nb e Ta, bem como os elementos traço (e.g. alto La e Hf) sugerem a geração dessas rochas em um ambiente de arco magmático continental. Essa interpretação pode ser reforçada quando os Gnaisses Piratini são comparados com outras potenciais rochas correlatas de idades similares, como, por exemplo, os Gnaisses Cerro Bori no Uruguai, que também são interpretados como remanescente de um antigo arco magmático toniano, desenvolvido sobre uma crosta pretérita paleoproterozoica. A existência de um arco magmático continental toniano no leste do Cinturão Dom Feliciano foi obliterada por eventos do final do Neoproterozoico (e.g. colisão continente-continente, zonas de cisalhamento) e tem sido interpretada como o resultado do fechamento do Oceano Charrua, com vergência para leste, durante a convergência do Cráton Rio de La Plata e da Microplaca Arachania.

Agradecimentos. Os autores gostariam de agradecer as discussões com os membros do grupo de pesquisa (GET – Grupo de Estudos Tectônicos), ao Laboratório de SHRIMP II da Curtin University of Technology (Perth-Austrália) e ao CNPq (proc. PQ 305853/2010-4) e FAPERGS (proc. PqG 10/1509-0) pelos recursos aportados em projetos de pesquisas e bolsas de IC.

Referências

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an

- introduction. *Earth Science Review*, 17: 1-29.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A. & Silva, L. C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3/4): 263-274.
- Barbosa, L.D., Koester, E. & Gastal, M.C. 2016. O registro do magmatismo básico-ultrabásico na porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 2016, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, SBG, p. 562.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 3-44.
- Compston, W., Willians, I. S., Kirschvink, J. L., Zhang, Z. & Ma, G. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society of London*, 149: 171-194.
- Costa, A.F.U. 1997. *Teste e Modelagem Geofísica da Estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Almeida, B.S. & Geraldés, M.C. 2016. Magmatismo pré-colisional criogeniano (ca. 790 Ma) do Cinturão Dom Feliciano registrado no embasamento da Zona de Cisalhamento Major Gercino: ortognaisses do Complexo Porto Belo (Bombinhas, SC). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 2016, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre, SBG, p. 811.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.R. & Camozzato, E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.R. & Camozzato, E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense: Parte II – Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.
- Figueiredo, M.C.H., Fragoso-César, A.R.S. & Kronberg, B.I. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal, SBG, v. 4, p. 1623-1638.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 387p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani Jr, E. & Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eopaleozóico) no escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia, SBG, v. 3, p. 1322-1343.
- Frimmel, H.E., Basei, M.A.S. & Gaucher, C. 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 323-354.
- Gaucher, C., Frimmel, H.E. & Germs, G.J.B. 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of Southern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P. & Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Amsterdã, Elsevier, p. 295-316.
- Gill, R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Chichester, Wiley-Blackwell, 428p.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). *50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Contribuições*.

- Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, CIGO/UFRGS, v. 1, p. 97-123.
- Hartmann, L.A., Lopes, W.R. & Savian, J.F. 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogamaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 88(1): 75-92.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos-Neto, M., Silva, L.C. & Trouw, R.A.J. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, A., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Eds.). *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 2023-234.
- Irvine, T.M. & Baragar, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Janousek, V., Farrow, C.M. & Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47: 1255-1259.
- Koester, E., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., Masquelin, E. & Gross, A.O.M.S. 2012. Crustal accretion at 800 Ma in the Eastern Domain of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 8, 2012. Medellín. *Resumos...* CD-ROM.
- Koester, E., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., Fernandes, L.A.D., Vignol-Lelarge, M.L., Oliveira, L.D. & Ramos, R.C. 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: The Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 155-166.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236p.
- Lenz, C. 2010. *Evolução do magmatismo Neoproterozóico registrado nos Ortognaisses Cerro Bori, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai*. Porto Alegre, 195p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., Mcnaughton, N.J., Porcher, C.C. & Masquelin, H. 2011. U-Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a ~800Ma magmatic and ~650Ma metamorphic event. *Precambrian Research*, p. 149-163.
- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Masquelin, H., Koester, E., Conceição, R.V. 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic (800-767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, 107(5): 785-806.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., Koester, E. & Porcher, C.C. 2014. Geoquímica e idades U-PB SHRIMP do magmatismo máfico sin a pós colisional registrado nos ortognaisses do Complexo Cerro Olivo, Uruguai. *Cadernos de Geociências*, 11: 49-60.
- Ludwig, K.R. 2001. *User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley, Berkeley Geochronological Center, 55p.
- Martil, M.M., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E. & Pimentel, M.M. 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274-275: 39-52.
- Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., Porcher, C.C. & Mcnaughton, N.J. 2012. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54: 1161-1183.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Möller, A. & Kennedy, A. 2006. Extremely high Th/U in metamorphic zircon: in-situ dating of the Labwor Hills granulites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(18): A425.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A. & Kröner, A. 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW

- Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(8): 727-740.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A. & Kröner, A. 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: an example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). In: Vance, D., Müller, W. & Villa, I.M. (Eds.). *Geochronology: linking the isotopic record with petrology and textures*. Geological Society of London, Special Publications, 220: 65-81.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M. F. 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: Ianuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.). *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, v. 2, p. 125-141.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R. & Layer, P. 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Brasiliano-Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98: 141-159.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A. J. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-83.
- Peccherilo, A. & 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.
- Philipp, R.P. 1998. *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 269p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Philipp R.P. & Campos R.S. 2005. Geologia, petrografia e litogeoquímica dos Gnaisses Porto Alegre, RS, Brasil: Implicações Geotectônicas. *Pesquisas em Geociências*, 31(2): 79-94.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2002. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas suítes graníticas do Batólito Pelotas, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 29: 43-57.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S. & Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 277-290.
- Philipp, R.P., Pimentel, M.M. & Chemale Jr., F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 83-104.
- Ramgrab, G.E. & Wildner, W. 1999. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SH.22-Y-C*. Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, escala 1:250.000.
- Ramos, R.C., Koester, E. & Porcher, C.C. 2017. Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). *Journal of South American Earth Sciences*, 80: 192-206.
- Ribeiro, M. 1977. *Mapa geológico da quadrícula de Piratini, RS*. Porto Alegre, Fundação Zoobotânica do RS, Publicação Especial nº 2, escala 1:50.000.
- Rubatto, D. 2017. Zircon: the metamorphic mineral. In: Kohn, M.J., Engi, M. & Lanari, P. (Eds.). *Petrochronology: methods and applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1): 261-295.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D. & Läufer, A. 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2/3): 355-378.
- Schandl, E.S. & Gorton, M.P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97: 629-642.
- Schmitt, R.S., Fragoso, R.A. & Collins, A.S. 2018. Suturing Gondwana in the Cambrian: the orogenic events of the final amalgamation. In: Siegesmund, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal,

- P. & Oriolo, S. (Eds.). *Geology of Southwest Gondwana*. Springer-Verlag, Regional Geology Reviews, p. 411-432.
- Shand, S.J. 1943. *The eruptive rocks*. Nova York, John Wiley, 444p.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R. 1999. Shrimp U/Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 41: 531-551.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, p. 1-312.
- Vieira, D.T., Koester, E. & Bertotti, A.L. 2016. Petrologia do Granito Chasqueiro, região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 79-108.
- Wildner, W., Ramgrab, G.E., Lopes, R.C. & Iglesias, C.M.F. 2007. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, escala 1:750.000.