

Geologia e geocronologia do Charnockito São Francisco Xavier e do Gabronorito Ribeirão do Paiol (MG/SP) e suas possíveis relações com processos crustais extensionais nos orógenos Brasília Meridional e Ribeira Central

Geology and geochronology of São Francisco Xavier Charnockite (MG, Brazil) and Ribeirão do Paiol Gabbronorite (SP, Brazil) and its possible relations with extensional crustal processes in the Southern Brasília and Central Ribeira orogens

Rodrigo Vinagre da Costa¹, Rudolph Allard Johannes Trouw¹, Julio Cezar Mendes¹

¹Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Avenida Athos da Silveira Ramos, 274, bloco J, Campus Ilha do Fundão, Cidade Universitária, CEP 21949-900, Rio de Janeiro, RJ, BR (rodrigogeologo@yahoo.com.br; rajtrouw@hotmail.com; julio@geologia.ufrj.br)

Recebido em 29 de março de 2016; aceito em 01 de fevereiro de 2018

Resumo

Na região entre as cidades de São Francisco Xavier, Monteiro Lobato, Campos do Jordão e São Bento do Sapucaí, estão expostas rochas metamórficas de fácies granulito de média pressão a anfíbolito, associadas a *Nappe* Socorro e ao Terreno Embu. O Gabronorito Ribeirão do Paiol e o Charnockito São Francisco Xavier constituem corpos magmáticos encaixados em metagranitoides do Batólito Serra da Água Limpa. O Gabronorito Ribeirão do Paiol é isotrópico, tem textura inequigranular seriada hipidiomórfica a xenomórfica e idade de cristalização U-Pb LA-ICPMS de 534 ± 6 Ma. O Charnockito São Francisco Xavier possui textura isotrópica, equigranular a inequigranular seriada hipidiomórfica a xenomórfica e idade de cristalização entre 579 ± 5 Ma (núcleo dos grãos) e 562 ± 8 Ma (borda dos grãos), compatível com a evolução da Faixa Ribeira Central. O geotermômetro baseado em saturação de zircônio em rocha total aponta temperatura de cristalização de aproximadamente 880°C para o charnockito. Os dois corpos exibem valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ negativos ($-7,32$ para o gabronorito e $-12,41$ para o charnockito), indicando contaminação e/ou origem crustal do magma gerador de ambos.

Palavras-chave: Faixa Brasília Meridional; Faixa Ribeira Central; Geocronologia; Rochas magmáticas.

Abstract

Metamorphic rocks of medium pressure granulite to amphibolites facies of Socorro Nappe and Embu Terrane crop out extensively in the border region between the states of São Paulo and Minas Gerais, close to the towns of São Francisco Xavier, Monteiro Lobato, Campos do Jordão e São Bento do Sapucaí. Ribeirão do Paiol Gabbronorite and São Francisco Xavier Charnockite are igneous bodies hosted by metagranitoids belonging to the Serra da Água Limpa batholith. Ribeirão do Paiol Gabbronorite is isotropic and shows a hypidiomorphic to xenomorphic inequigranular seriate texture. U-Pb in zircon LA-ICPMS analyses yield a crystallization age of 534 ± 6 Ma for this unit. São Francisco Xavier Charnockite exhibits an igneous, isotropic equigranular to hypidiomorphic inequigranular texture. U-Pb in zircon crystallization ages ranging from 579 ± 5 Ma in the cores to 562 ± 8 Ma in the rims were obtained for this body, indicating its generation occurred during the evolution of the Central Ribeira Belt. The whole rock zirconium saturation geothermometer indicates temperature around 880°C for the crystallization of the charnockitic magma. Negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values were obtained for both bodies (-7.32 for the gabbronorite, and -12.41 for the charnockite), revealing significant crustal contribution in the respective magmas.

Keywords: Southern Brasília Belt; Central Ribeira Belt; Geochronology; Magmatic rocks.

INTRODUÇÃO

O estudo e a compreensão das rochas ígneas geradas durante um ciclo orogenético são fundamentais para a determinação da participação de fontes mantélicas e/ou crustais na geração de magmas que se diversificam cristalizando rochas com variadas composições, estruturas e texturas (Wilson, 1989; Best, 1982; Condie, 1989; Winter, 2010).

As rochas ígneas básicas correspondem a uma pequena parcela da crosta continental terrestre e constituem uma importante fonte de informação relativa ao manto. Por outro lado, granitoides predominam nos continentes e, normalmente, são produtos de fusão crustal de vários tipos de fonte. Porém, granitoides também podem derivar diretamente do manto por meio de fracionamento magmático, maneira pela qual foram gerados os primeiros continentes da Terra.

Considerando tais premissas, este trabalho focaliza aspectos petrográficos, isotópicos e geocronológicos (U-Pb em zircão) de duas ocorrências de rochas ígneas que afloram no leste do estado de São Paulo: o Gabronorito Ribeirão do Paiol e o Charnockito São Francisco Xavier. Esses plutons estão alojados em rochas consideradas como pertencentes à Faixa Brasília Meridional (Trouw et al., 2000; Campos Neto et al., 2004), e este trabalho teve o intuito de investigar se a época de formação desses corpos está relacionada à evolução da Faixa Brasília ou da Faixa Ribeira Central.

MÉTODOS ANALÍTICOS

A petrografia foi realizada a partir do estudo de nove lâminas, sendo quatro do gabronorito e cinco do charnockito. A composição modal foi baseada em contagem de 800 pontos por lâmina.

Os elementos maiores e traço foram analisados no Laboratório de Fluorescência de Raios X do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), em um espectrômetro de fluorescência de raio X Philips PW2400. A perda ao fogo foi obtida por meio do peso da amostra antes e depois de ser aquecida a 950°C por meia hora. A análise dos elementos maiores ocorreu a partir da fusão de 1,2 g de pó do material com tetraborato de lítio, enquanto os elementos traço envolveram 7 g do pó da amostra, que foi prensado com 1 g de cera aglutinante. O erro analítico estimado é: Si, Al (< 1%), Fe, Mg, Ca (1 – 2%), Ti, Na, K (3 – 5%), P e outros elementos traço (≤ 6%).

A separação de Sm e Nd foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (UFPA), conforme o método descrito por Oliveira et al. (2008). A análise isotópica foi realizada em modo estático, em um espectrômetro de massa de termoionização FINNIGAN modelo MAT 262, equipado com um sistema com sete coletores de Faraday. A determinação da composição isotópica do

Nd é realizada com a análise de dez blocos sucessivos de dez medidas isotópicas, permitindo a obtenção das razões $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. A razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,7219 é utilizada para a normalização das razões. Para o Sm, a composição isotópica é determinada com a análise de cinco blocos de dez medidas dos isótopos ^{147}Sm , ^{149}Sm , ^{152}Sm , ^{154}Sm e ^{155}Gd .

As amostras para geocronologia (U-Pb em zircão) foram processadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA/UERJ). O método consistiu em lavagem, britagem, moagem, concentração dos minerais pesados por meio de bateia, secagem em estufa, retirada do material leve com bromofórmio e separação magnética com imã de mão. Para duas amostras de charnockito, utilizou-se a separação isomagnética no Frantz inicial com inclinação lateral de 10°, inclinação frontal de 2 – 5° e amperagens de 0,2A, 0,5A, 0,75A e 1,5A; Frantz final: inclinações laterais de 5°, 3°, 1° e 0° resultando em minerais magnéticos e não magnéticos ao campo magnético utilizado; inclinação frontal de 2 – 5° com amperagem máxima (1,5 A). Para a amostra de gabronorito não foi utilizada a separação isomagnética no Frantz, uma vez que se trata de rocha com baixo potencial para zircão. Dessa maneira, o concentrado de minerais pesados foi levado diretamente ao iodeto de metileno, onde os cristais de apatita, principalmente, ficaram em suspensão e o zircão, dentre outros, decantou.

Os cristais de zircão, escolhidos independentemente de hábito para não padronizar as amostras, tiveram suas montagens realizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia da UFRJ.

As imagens de catodoluminescência foram produzidas no Centro de Tecnologia Mineral por meio do microscópio eletrônico de varredura LEO S440, operando a 30 kV.

As idades U-Pb dos dois corpos foram obtidas pela análise de grãos de zircão por LA-ICPMS em um *Thermo Finnigan Neptune multicollector* do laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília.

O processo *Laser Ablation* funciona como explicado por Bühn et al. (2009), com os seguintes parâmetros: He, gás transportador na câmara de coleta com um fluxo 0,35 – 0,45 L/min; a frequência do *laser* foi de 7 – 10 Hz, 30 – 36% da potência, com 0,5 a 1,2 J/cm² de energia; diâmetro do feixe de 30 µm, operando em velocidade de 1 µm/sec. Com essa relação potência x velocidade, 1 minuto foi o tempo necessário para a coleta de material do zircão, com cerca de 40 ciclos por 1,049 segundo.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Na região entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, próximo às cidades de São Francisco Xavier, Campos do Jordão, São Bento do Sapucaí e Sapucaí-Mirim, ocorrem rochas de

fácies granulito (média pressão) a anfibolito associadas à Faixa Brasília Meridional (Trouw et al., 2000, 2013; Negri, 2002; Negri e Oliveira, 2005; Campos Neto et al., 2011; Vinagre da Costa et al., 2014a, 2014b; Duffles et al., 2016). Essa faixa (Figura 1) tem sido interpretada como um segmento tectônico tangente à borda sul do Cráton do São Francisco produzida durante a colisão entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema (Campos Neto, 2000; Campos Neto e Caby, 2000; Trouw et al., 2000; Valeriano et al., 2004, 2008; Campos Neto et al., 2004, 2010, 2011). Seus principais componentes são: o Grupo Andrelândia, representando parcialmente a margem passiva do paleocontinente São Francisco; e a

Nappe Socorro-Guaxupé, que corresponde à margem ativa do paleocontinente Paranapanema, em grande parte recoberto pelas rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Paraná (Trouw et al., 2000; Janasi, 2002; Campos Neto et al., 2010, 2011). A Faixa Brasília Meridional é dominada por um *trend* estrutural NNW-SSE, sendo subdividida em *nappes* com empilhamento tectônico vergente para ENE. O metamorfismo das *nappes* aumenta para W (Trouw et al., 2000) a partir do Cráton do São Francisco, em direção à sutura com o paleocontinente Paranapanema. No contato basal da sutura, esse metamorfismo chega à fácies granulito de alta pressão com ocorrência local de eclogitos reliquiais reequilibrados nas fácies granulito (raro)

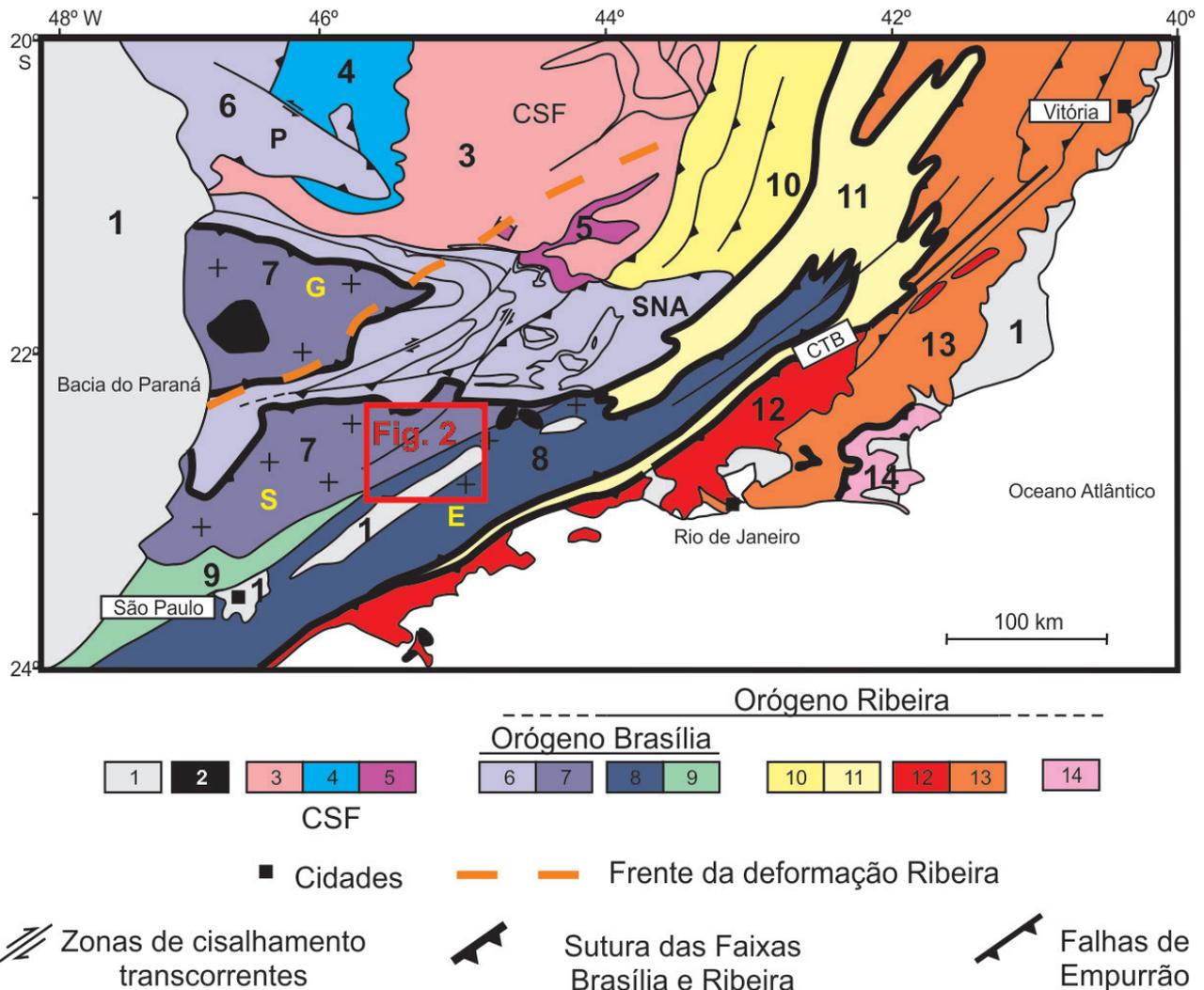


Figura 1. Mapa tectônico segundo Trouw et al. (2013); (1) bacias fanerozoicas; (2) plutons alcalinos cretácicos/cenozoicos; (3 – 5) cráton do São Francisco e antepaís: (3) embasamento arqueano/paleoproterozoico; (4) cobertura (Grupo Bambuí); (5) cobertura (rochas metassedimentares autóctones e alóctones); (6 – 9) Faixa Brasília: (6) Sistema de *Nappes* Andrelândia (SNA) e *Nappe* de Passos (P); (7) *Nappe* Socorro (S)-Guaxupé (G); (8) Terreno Embu-Paraíba do Sul (E); (9) Terreno Apiaí; (10 – 14) Faixa Ribeira: (10) Domínio Externo; (11) Domínio Juiz de Fora; (12) Arco Rio Negro (Terreno Oriental); (13) Terreno Oriental; (14) Terreno Cabo Frio. Observar a zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira, limitada pela linha tracejada que representa a frente da Faixa Ribeira.

e anfíbolito. Já na *Nappe* Socorro-Guaxupé, bloco continental cavalgante Paranapanema, o metamorfismo diminui em direção a W. Idades U-Pb em zircão e monazita oriundas de rochas da base da *Nappe* Socorro e de rochas em porções crustais intermediárias tanto na *Nappe* Socorro como na Sequência de *Nappes* Andrelândia apontam um estágio colisional entre 630 e 605 Ma, colisão essa antecedida por um magmatismo de arco entre 680 e 630 Ma (Basei et al., 1995; Hackspacher et al., 2003; Peternel et al., 2005; Campos Neto et al., 2004, 2011; Trouw, 2008; Reno et al., 2009, 2010, 2012; Vinagre da Costa et al., 2014a).

Uma segunda colisão continental produziu, a sul da Faixa Brasília Meridional, a Faixa Ribeira Central (Heilbron et al., 2004, 2008; Figura 1). Essas duas faixas móveis estariam separadas pela Zona de Cisalhamento Jundiuvira/Buquira (Campos Neto, 2000), definida a NE da cidade de São Paulo. No entanto, Trouw et al. (2013) reinterpretaram o contato entre as faixas móveis Brasília Meridional e Ribeira Central, expandindo a primeira faixa mais para sul, sugerindo que o Terreno Embu pode fazer parte da *Nappe* Socorro-Guaxupé (Figura 1). Entretanto, nessa concepção a Faixa Ribeira Central se sobrepõe a essa *nappe* numa zona de interferência. Idades U-Pb em zircão e monazita obtidas em rochas derivadas de fusão crustal sin-colisional mostram que esse evento termotectônico se deu entre 590 e 560 Ma (Heilbron et al., 2003, 2004, 2008; Janasi et al., 2003).

GEOLOGIA LOCAL

O Gabronorito Ribeirão do Paiol e o Charnockito São Francisco Xavier correspondem a corpos magmáticos encaixados nos metagranitoides do Batólito Serra da Água Limpa - BSAL (Trouw et al., 2013; Vinagre da Costa et al., 2014a, 2014b), que possuem idades de cristalização (U-Pb em zircão) variando entre 670 e 630 Ma (Vinagre da Costa et al., 2014a). O BSAL, juntamente com outros metagranitoides existentes nessa região, é interpretado como parte do arco magmático instalado no paleocontinente Paranapanema durante a Orogênese Brasileira (Trouw et al., 2013; Vinagre da Costa et al., 2014a, 2014b).

Gabronorito Ribeirão do Paiol

Essa unidade, até então não descrita na literatura, está exposta em três pequenos corpos, além de diques centimétricos a métricos, localizados a SW do município de Sapucaí-Mirim, Minas Gerais (Figura 2). Esses corpos ocorrem com forma alongada e alinhados segundo a direção NE-SW, estando encaixados em metagranitoides do BSAL e contendo xenólitos da sua encaixante (Figura 3A).

O Gabronorito Ribeirão do Paiol é isotrópico e apresenta textura inequigranular seriada hipidiomórfica a xenomórfica.

Sua granulação varia de fina a média e o índice de cor, entre 44 e 53% (Tabela 1; Figura 3B). A rocha é composta essencialmente de plagioclásio, clino e ortopiroxênio, enquanto apatita, minerais opacos e zircão, K-feldspato e quartzo são as fases acessórias. Além desses, hornblenda, biotita, mica branca e alguns cristais de minerais opacos ocorrem como fases secundárias.

O plagioclásio, subédrico a anédrico, tem contatos retos e sinuosos, geminação polissintética bem definida e zoneamento composicional. Como inclusões ocorrem clino e ortopiroxênios, apatita e zircão, compondo texturas poiquilíticas quando totalmente inclusos no grão hospedeiro. O clinopiroxênio e o ortopiroxênio (Figuras 3C, 3D, 3E e 3F) são subédricos e anédricos (Figura 3C), ocorrendo com granulação menor que a do plagioclásio, localmente definindo textura intergranular (Figura 3D). O clinopiroxênio é incolor, às vezes com um leve pleocroísmo esverdeado. Aparece ter um zoneamento composicional, já que comumente as porções centrais dos cristais ocorrem substituídas por hornblenda e biotita, o que é menos frequente nas bordas (Figuras 3E e 3F). Como inclusões ocorrem apatita e, raro, zircão. O ortopiroxênio é caracterizado por um leve pleocroísmo variando de incolor a rosa claro e comumente mostra feições típicas de substituição nos domínios de borda por minerais opacos. Como inclusões ocorrem apatita, minerais opacos primários e, raro, zircão. O K-feldspato, raro e anédrico, ocupa os interstícios entre os cristais de plagioclásio e piroxênios, e seus contatos com o plagioclásio são caracterizados por franjas mirmequíticas. O quartzo, também raro, é sempre anédrico por ocupar os interstícios entre os demais minerais. Tem extinção levemente ondulante e inclusões da maior parte da associação mineralógica da rocha. Apatita, zircão e minerais opacos primários variam de subédricos a anédricos e ocorrem dispersos na rocha ou na forma de inclusões.

Charnockito São Francisco Xavier

O Charnockito São Francisco Xavier (Sadowski e Carneiro, 1974; Cavalcante et al., 1979; Oliveira et al., 1983; Negri, 2002; Negri e Oliveira, 2005) aflora nas proximidades do distrito de São Francisco Xavier, leste do estado de São Paulo e próximo à divisa com o estado de Minas Gerais, no extremo sul do lobo Socorro da *Nappe* Socorro-Guaxupé. Negri (2002) e Negri e Oliveira (2005) designaram esse corpo como Maciço Quartzo Mangerito-Charnockito-Monzogranito São Francisco Xavier. Segundo esses autores, é composto predominantemente de quartzo mangeritos, charnockitos e, localmente, mangeritos e quartzo monzonitos com granulação média a grossa, textura inequigranular porfirítica e feldspatos esverdeados a verde acinzentados.

O Charnockito São Francisco Xavier é representado por três corpos com formas irregulares, um com aproximadamente 13 km² e os outros dois com cerca de 1 km², todos localizados nas proximidades de São Francisco Xavier

(Figura 2), cujas rochas encaixantes correspondem ao BSAL e um granada-cordierita-sillimanita paragnaisse.

O charnockito apresenta textura ígnea, isotrópica, equigranular (Figura 4A) a inequigranular seriada e porfírica (Figura 4B), com índice de cor entre 16 e 21% (Tabela 1). Quando inequigranular, os fenocristais são de microclínio e plagioclásio com no máximo 5 cm de comprimento. A matriz tem granulação média a grossa e é composta essencialmente de plagioclásio, microclínio, ortoclásio, quartzo, clinopiroxênio (Figura 4C), ortopiroxênio, hornblenda e biotita. Minerais opacos, apatita e zircão são as fases acessórias. Alguns cristais de hornblenda, biotita e minerais opacos representam fases secundárias (Figuras 4C e 4D).

O plagioclásio é normalmente anédrico e raramente subédrico, tem contatos sinuosos, extinção ondulante incipiente e geminação polissintética. Quando em contato com

ortoclásio, exhibe franjas mirmequíticas. São comuns inclusões submilimétricas de apatita, zircão, clino e ortopiroxênio, compondo localmente textura poiquilítica. O ortoclásio varia de anédrico a subédrico, possui contatos sinuosos com os demais minerais essenciais da rocha e encontra-se com incipiente extinção ondulante. Pontualmente apresenta lamelas perfiticas e inclusões de apatita e zircão, principalmente nos domínios de borda. O quartzo ocupa os interstícios entre os demais minerais em função de sua cristalização tardia; normalmente tem inclusões de feldspatos, zircão, apatita e fases opacas. Os grãos de piroxênios variam de anédricos a subédricos e exibem contatos sinuosos e retílineos com os demais minerais essenciais. O clinopiroxênio (Figura 4C) é levemente esverdeado e por vezes ocorre associado à hornblenda verde oliva e à biotita. O ortopiroxênio tem cor rosada, às vezes levemente pleocróica (de rosa a rosa

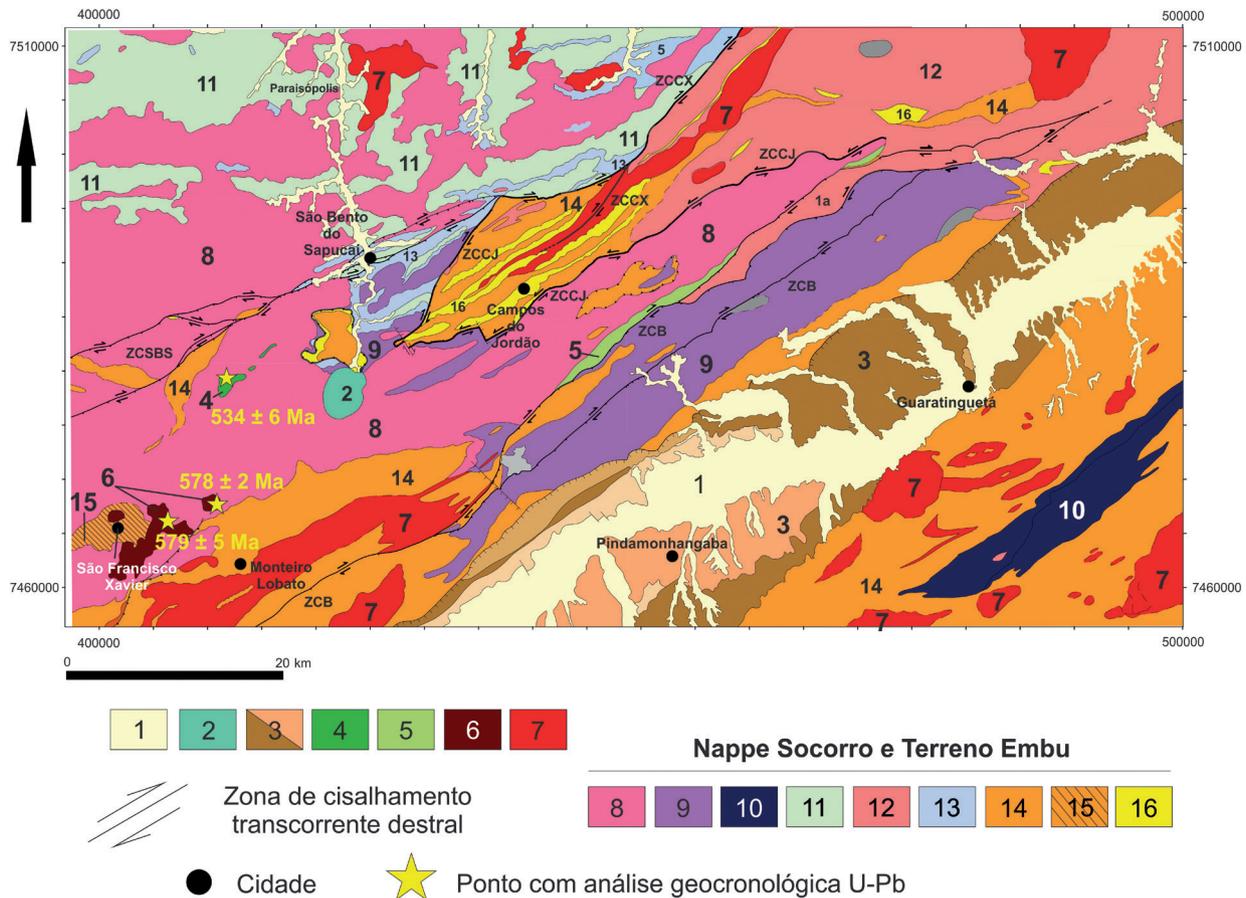


Figura 2. Mapa geológico da área estudada entre as cidades de São Francisco Xavier, Paraisópolis e Guaratinguetá (compilado e simplificado a partir de Peternel et al., 2014 e Trouw et al., 2014). (1) aluviões recentes; (2) Maciço Alcalino Cretácico Ponte Nova; (3) Bacia de Taubaté; (4) Gabronorito Ribeirão do Paiol; (5) Formação Pico do Itapeva; (6) Charnockito São Francisco Xavier; (7) granitos e (meta)granitos com idade entre 610 e 570 Ma; (8) Batólito Serra da Água Limpa; (9) Complexo Gnáissico Pedra do Baú; (10) Batólito Serra do Quebra-Cangalha; (11) Complexo Gnáissico Serra de São Bernardo; Terreno Embu: (12) paragnaisse (metavaque); (13) paragnaisse (metapelito); (14) biotita xisto (metapelito); (15) paragnaisse (metapelito) com cordierita; (16) quartzito. ZCSBS: Zona de Cisalhamento São Bento do Sapucaí; ZCB: Zona de Cisalhamento Buquirá; ZCCJ: Zona de Cisalhamento Campos do Jordão; ZCCX: Zona de Cisalhamento Caxambu; ZCMF: Zona de Cisalhamento Maria da Fé.

claro), e normalmente ocorre associado a fases opacas nos domínios de borda. Os grãos de apatita, zircão e minerais opacos primários ocorrem dispersos na rocha ou inclusos em praticamente todos os outros minerais.

Por meio do geotermômetro baseado em saturação de zircônio em rocha total (Watson e Harrison, 1983 adaptado por Miller et al., 2003), foi obtida uma temperatura de aproximadamente 880°C para a

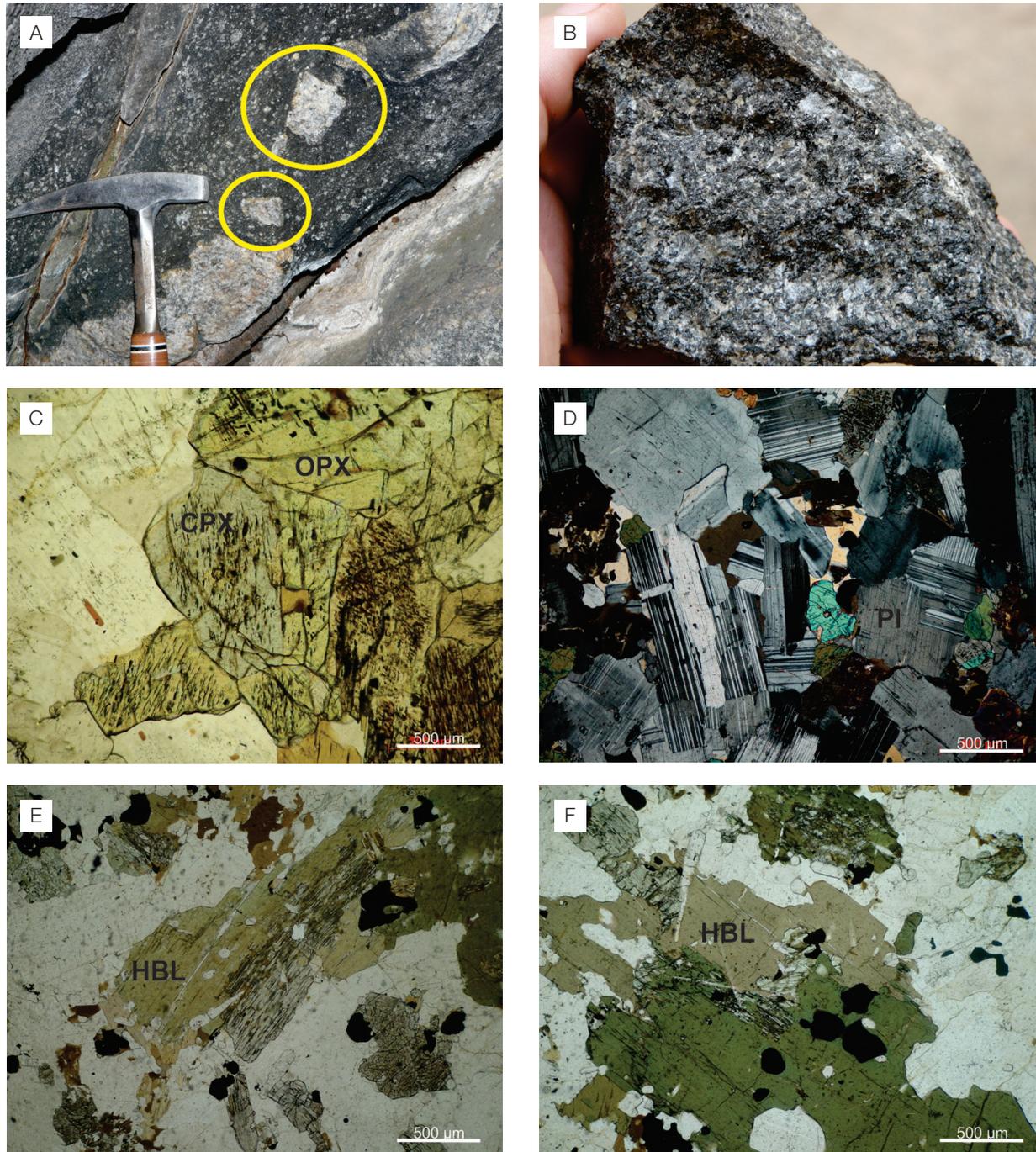
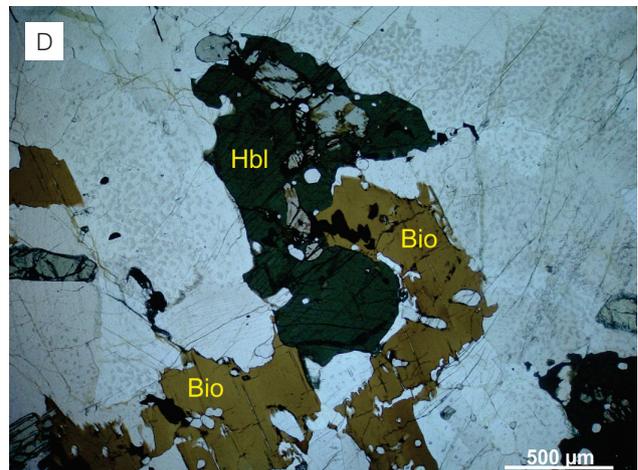
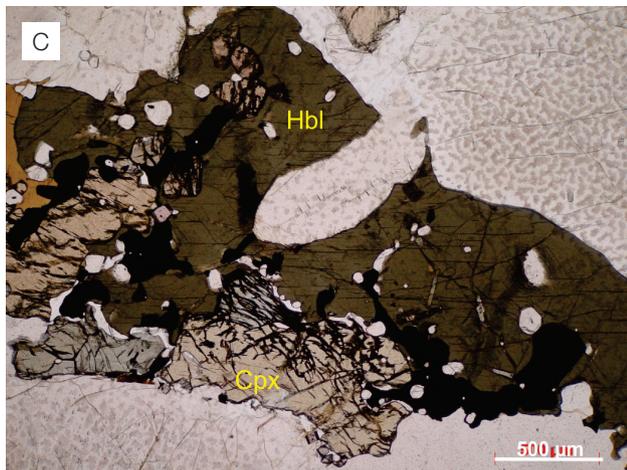


Figura 3. Gabronorito Ribeirão do Paiol. (A) Xenólitos de metagranitoide (círculos amarelos) interpretados como correlatos ao Batólito Serra da Água Limpa; (B) aspecto megascópico de amostra de mão; (C) aspecto microscópico mostrando cristais de clino e ortopiroxênio (polarizadores //); (D) trama equigranular; notar o aspecto intersticial dos piroxênios (polarizadores X); (E) textura de substituição de clinopiroxênio por hornblenda (polarizadores //); (F) detalhe de cristais de hornblenda originados a partir de desequilíbrio de piroxênio (polarizadores //).

Tabela 1. Composição modal de amostras do Gabronorito Ribeirão do Paiol e do Charnockito São Francisco Xavier. Contagem de 800 pontos por lâmina.

	Gabronorito					Charnockito			
	MLR 292	MLR 398	MLR 35	MLR 30a	RDML 60	MLR 138	MLR 242	MLR 244	MLR 432
Quartzo	1	2	tr	1	24	34	17	22	17
K-feldspato	1	1	tr	1	30	29	26	25	19
Plagioclásio	45	51	56	47	26	17	40	37	43
Biotita	15	22	12	20	9	11	7	5	10
Hornblenda	2	1	-	1	5	5	6	1	-
Clinopiroxênio	25	16	15	20	3	-	3	5	5
Ortopiroxênio	5	4	13	5	2	-	1	4	4
Epidoto	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Titanita	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Minerais opacos	6	3	4	5	1	2	tr	1	2
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr

**Figura 4.** Charnockito São Francisco Xavier. (A) Textura equigranular em amostra de mão; (B) textura inequigranular porfírica; (C) textura de substituição onde a hornblenda se desenvolve a partir do clinopiroxênio (polarizadores //); (D) relação de contato irregular entre cristais de hornblenda e biotita (polarizadores //).

cristalização do charnockito, o que é coerente com sua composição mineralógica.

GEOCRONOLOGIA (U-PB EM ZIRCÃO)

Gabronorito Ribeirão do Paiol

O afloramento selecionado para datação situa-se nas proximidades do bairro Cabral, no município de Sapucaí-Mirim, estado de Minas Gerais (coordenadas: 411700 / 7479351). É representado por rocha isotrópica com textura equigranular média a grossa (Figura 3B). Os cristais de zircão são raros, incolores e com muitas fraturas. Possuem hábito predominantemente prismático com razão comprimento/largura de (3:1), com terminações truncadas, tendo alguns cristais terminações piramidais.

Imagens de catodoluminescência mostram que alguns cristais possuem zoneamento incipiente (Figura 5, Z9 e

Z28), sendo que a maioria deles não apresenta contraste bem definido entre centro e borda.

Foram realizadas 22 análises em cristais de zircão, e os dados concordantes (Tabela 2) variam no intervalo entre 600 e 526 Ma. As elevadas razões Th/U apontam a natureza ígnea dos cristais estudados. Os núcleos dos cristais Z9, Z27 e Z14 apresentam idades Pb^{206}/U^{238} concordantes de 546 ± 4 , 529 ± 8 e 528 ± 5 Ma, respectivamente. O grão Z28 apresenta idades concordantes distintas no núcleo e na borda: 576 ± 10 e 542 ± 7 Ma, respectivamente (Figura 5).

Dois cristais apresentaram idades de aproximadamente 600 Ma, quatro entre 585 e 575 Ma e cinco entre 550 e 525 Ma.

A Figura 6 mostra um gráfico concórdia com idade de 534 ± 6 Ma, dado por 8 cristais, todos analisados nas suas porções centrais.

Como pode ser observado na Tabela 2, as idades ígneas mais jovens estão contidas no intervalo entre 550 e 520 Ma,

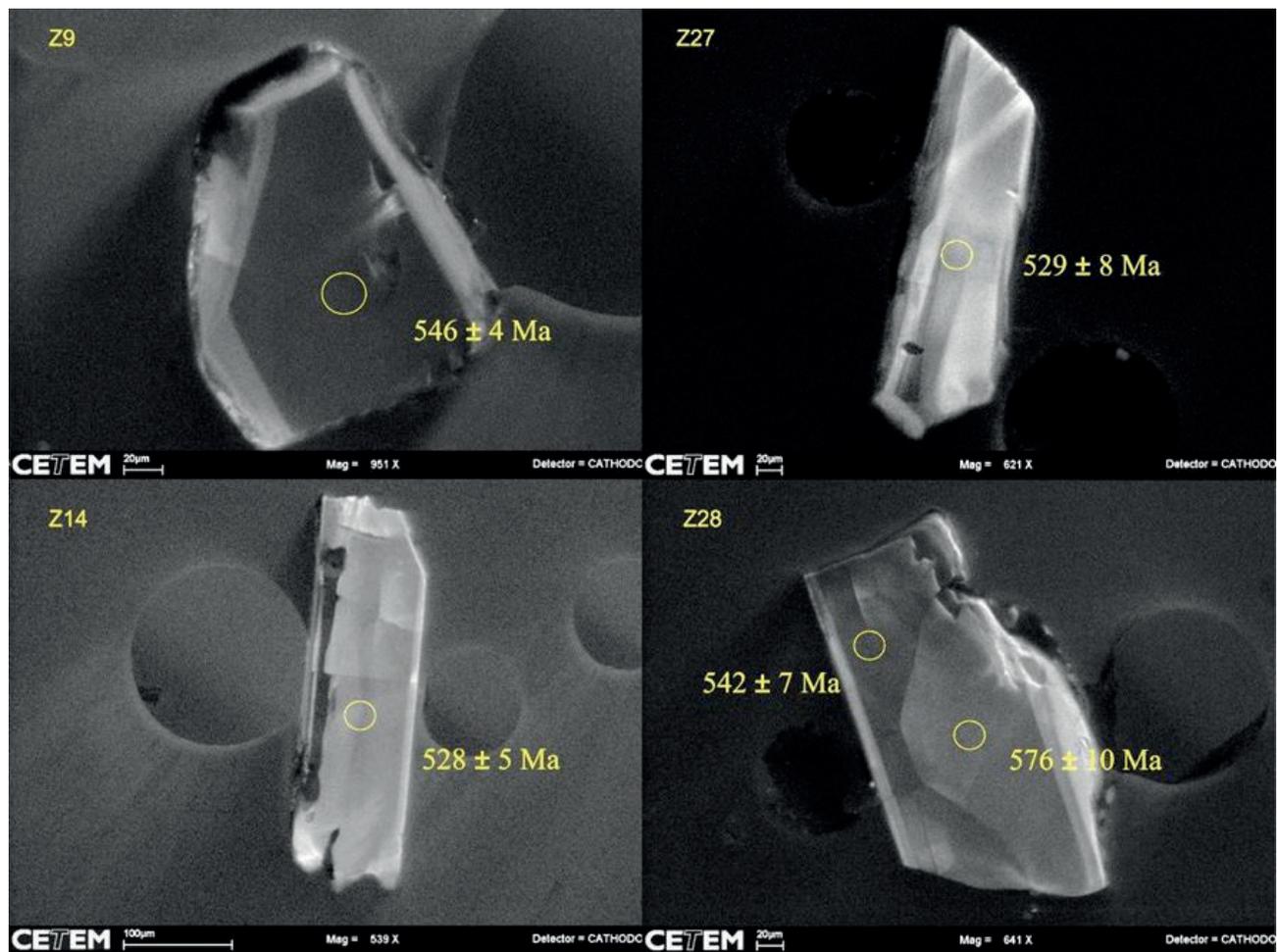


Figura 5. Cristais de zircão do Gabronorito Ribeirão do Paiol. Os círculos amarelos nas imagens de catodoluminescência representam as áreas analisadas nos grãos.

Tabela 2. Resumo das análises isotópicas U-Pb do Gabronorito Ribeirão do Paiol (MLR 292), em que a coluna referente às idades Pb^{206}/U^{238} está disposta em ordem decrescente.

Análises	^{206}Pb (%)	Th U	^{206}Pb ^{204}Pb (%)	^{207}Pb ^{206}Pb (%)	1s (%)	^{207}Pb ^{235}U (%)	1s (%)	^{206}Pb ^{238}U (%)	1s (%)	^{207}Pb ^{206}Pb	1s	^{207}Pb ^{235}U 1s	1s	^{206}Pb ^{238}U 1s	Rho	Conc (%)	
Z30	0,03	1,34	57172	0,0591	0,5	0,7959	1,6	0,0976	1,5	572,1	10,2	594,5	7,0	600,4	8,5	0,95	104
Z19	0,04	0,80	42112	0,0594	1,2	0,7976	1,8	0,0973	1,4	583,0	25,5	595,5	8,3	598,8	8,1	0,92	102
Z20	0,01	1,56	213286	0,0589	0,3	0,7750	0,9	0,0954	0,9	564,8	6,0	582,6	4,1	587,2	4,9	0,95	103
Z6	0,05	0,98	37709	0,0590	1,4	0,7745	1,8	0,0951	1,2	568,5	30,1	582,3	8,2	585,9	6,9	0,86	103
Z41	0,10	0,99	17779	0,0587	0,8	0,7557	2,0	0,0934	1,8	554,6	16,9	571,5	8,7	575,8	10,1	0,92	103
Z28	0,07	1,36	27040	0,0592	1,3	0,7628	2,4	0,0934	2,0	575,7	29,2	575,6	10,5	575,6	10,8	0,94	100
Z42	0,04	1,22	40258	0,0589	1,0	0,7461	1,5	0,0919	1,2	563,2	21,5	566,0	6,7	566,6	6,5	0,91	100
Z39	0,14	1,21	14452	0,0580	0,8	0,7097	1,8	0,0887	1,6	530,4	17,8	544,6	7,4	547,9	8,2	0,88	103
Z9	0,02	1,27	109656	0,0586	0,4	0,7144	0,9	0,0884	0,8	552,3	8,7	547,3	3,8	546,1	4,3	0,88	99
Z37	0,09	1,05	19418	0,0579	0,9	0,7018	1,4	0,0879	1,1	526,1	20,6	539,8	5,9	543,1	5,5	0,73	103
Z14	0,13	0,82	13924	0,0576	1,0	0,6777	1,4	0,0853	1,0	515,3	22,3	525,4	5,7	527,7	4,9	0,67	102
Z36	0,06	0,97	23202	0,0584	0,9	0,6846	1,3	0,0850	1,0	544,9	20,0	529,6	5,5	526,0	4,8	0,70	96

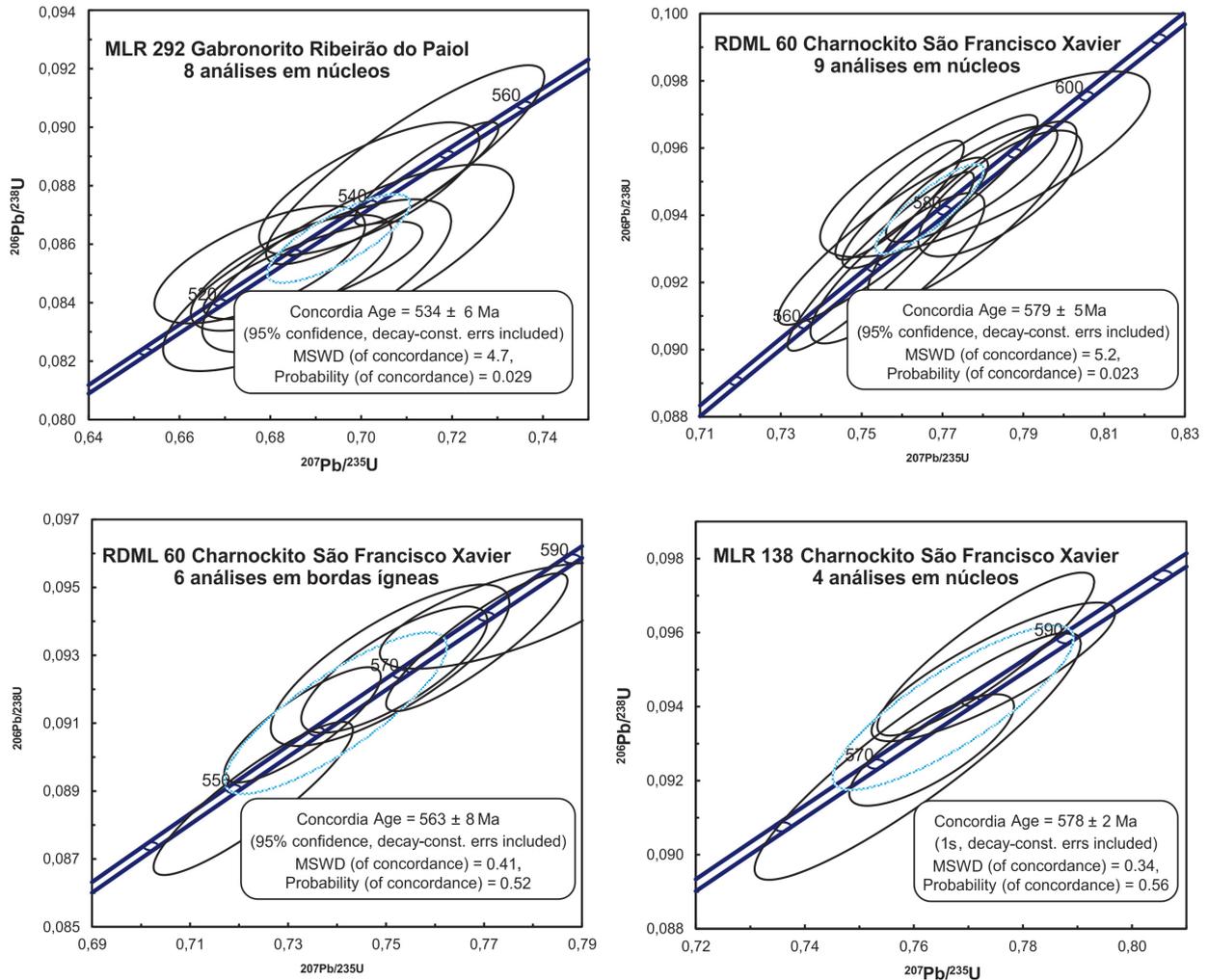


Figura 6. Gráficos concórdia para uma amostra do Gabronorito Ribeirão do Paiol (MLR 292) e duas do Charnockito São Francisco Xavier (RDML 60 e MLR 138).

justificando a interpretação de que a idade de 534 ± 6 Ma corresponde à cristalização da rocha. As idades mais antigas são consideradas como tendo sido obtidas em cristais herdados.

Charnockito São Francisco Xavier

Foram datadas amostras de dois afloramentos. O primeiro (RDML 60, Figura 4A), localizado nas proximidades do bairro Cateto, 4 km a leste de São Francisco Xavier (coordenadas: 405992 / 7465834), é caracterizado pela textura equigranular isotrópica com granulação grossa.

O segundo (MLR 138, Figura 4B), situado nas proximidades da Fazenda Rio Manso, 6 km a norte de Monteiro Lobato (coordenadas: 410228 / 7467883), é uma rocha com textura inequigranular porfirítica, onde os fenocristais tabulares de microclínio alcançam até 5 cm de comprimento. Esse afloramento apresenta foliação tectônica produto de uma zona de cisalhamento local.

RDML 60

Os cristais de zircão são incolores, raramente amarelados, com poucas fraturas e inclusões e em geral possuem forma prismática (3:1) com terminações piramidais. As imagens por catodoluminescência mostram que os grãos possuem marcante zoneamento ígneo com os núcleos tendendo a ser mais homogêneos (Figura 7).

No total, foram obtidas 47 análises com concordância entre 95 e 105% em 31 cristais de zircão (Tabela 3). Por meio de gráficos concórdia, foram obtidas duas idades: 579 ± 5 Ma (Figura 6; 9 análises concordantes em núcleos) e 562 ± 8 Ma (Figura 6; 6 análises concordantes em bordas).

A idade de 579 ± 5 Ma (Figura 6) representa a maioria das análises concordantes obtidas nos núcleos dos cristais, por isso é interpretada como correspondente à cristalização da rocha. Essa idade é similar à determinada por Negri (2002), de 590 – 585 Ma, para rochas do mesmo corpo.

Idades concordantes mais antigas, entre 620 e 600 Ma, determinadas tanto em núcleos como em bordas, são atribuídas à herança da encaixante, uma vez que nessas rochas hospedeiras, durante esse intervalo, houve importante fase de crescimento de zircão metamórfico (Trouw et al., 2013; Vinagre da Costa et al., 2014a; Duffles et al., 2016).

Como as bordas não parecem ter origem metamórfica (razões Th-U variando entre 0,3 e 0,6), mas apenas fazem parte do zoneamento magmático dos cristais de zircão, a idade mais jovem determinada em bordas, 562 ± 8 Ma (Figura 6), é interpretada como de uma fase tardia de formação dos cristais magmáticos.

MLR 138

Os cristais de zircão são amarelados, bastante fraturados e com moderada quantidade de inclusões. Têm em geral hábito prismático (3:1), com terminações piramidais. As imagens de catodoluminescência mostram cristais bem estruturados internamente, desde a porção mais central até os domínios de borda (Figura 7). São raras as bordas homogêneas, interpretadas como metamórficas.

No total foram realizadas 30 análises em 26 grãos de zircão. A Tabela 4 apresenta os resultados concordantes.

O gráfico concórdia da Figura 6 mostra uma idade de 578 ± 2 Ma, obtida por meio de quatro análises em núcleos.

Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Das três amostras analisadas pelo método U-Pb em zircão, duas tiveram suas razões Sm-Nd (rocha total) obtidas: uma do Gabronorito Ribeirão do Paiol (MLR 292) e outra do Charnockito São Francisco Xavier (RDML 60).

Comparando os valores dos resultados T_{DM} da amostra do Charnockito São Francisco Xavier com a do Gabronorito Ribeirão do Paiol (Tabela 5), percebe-se uma provável diferença na origem dos seus magmas formadores, uma vez que as idades T_{DM} são bem distintas: 2,02 e 1,44 Ga, respectivamente. Idades T_{DM} mesoproterozoicas na Faixa Ribeira têm sido consideradas como resultado de mistura de fontes paleo e neoproterozoicas (p.e. Tupinambá et al., 2012, Bento dos Santos et al., 2011). Os dois corpos analisados exibem valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$, -7,32 para o gabronorito e -12,41 para o charnockito (Tabela 3), apontando para a participação de material crustal na formação do magma que originou o charnockito. O valor obtido para o gabronorito indica contaminação crustal na história evolutiva do magma parental, de provável natureza mantélica.

CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA PRELIMINAR

Foram analisadas 8 amostras (Tabela 6), sendo seis do Charnockito São Francisco Xavier e duas do Gabronorito Ribeirão do Paiol. A pouca quantidade de amostras do gabronorito se deve aos raros afloramentos de rocha inalterada, cuja amostragem permitiu análise química.

Com relação aos teores de SiO_2 , as amostras do gabronorito são básicas, variando entre 45 e 49%, enquanto as do charnockito são intermediárias, com teores entre 59 e 64%.

Nos diagramas AFM e TAS da Figura 8 fica evidente o maior enriquecimento em álcalis do Charnockito São Francisco Xavier, contrastando nitidamente com o Gabronorito Ribeirão do Paiol, que possui conteúdos de MgO muito mais

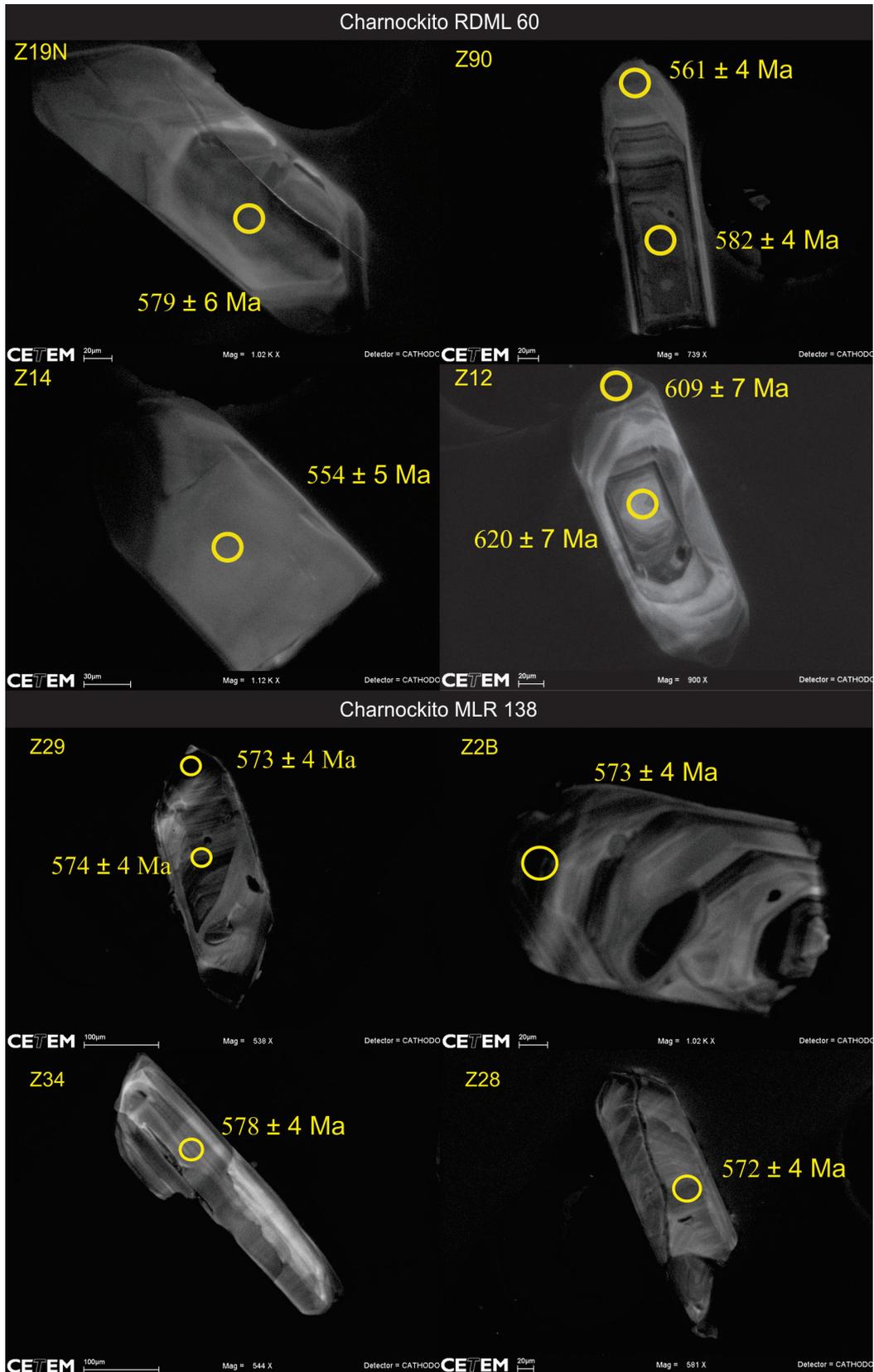


Figura 7. Cristais de zircão do Charnockito São Francisco Xavier. Os círculos amarelos nas imagens de catodoluminescência representam as áreas analisadas.

elevados (Figuras 8A e 8B). O diagrama classificatório de Middlemost (1985) mostra uma heterogeneidade composicional das rochas, variando para o Gabronorito Ribeirão do Paiol dentro dos campos de gabro e monzogabro e para o Charnockito São Francisco Xavier dentro dos campos de monzonito e quartzo monzonito (Figura 8C). Já o diagrama de índice de aluminosidade (Shand, 1943) mostra que o Gabronorito Ribeirão do Paiol tem caráter fortemente metaluminoso, enquanto as amostras do Charnockito São Francisco Xavier são metaluminosas, posicionadas próximo ao limite com o campo peraluminoso (Figura 8D).

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os dois corpos ígneos estudados (Gabronorito Ribeirão do Paiol e Charnockito São Francisco Xavier) são intrusivos em metagranitoides pertencentes ao BSAL, interpretado como parte de um arco magmático construído entre 670 e 630 Ma, na placa cavalgante Paranapanema, durante sua convergência e posterior colisão com o Cráton do São Francisco no Neoproterozoico (Trouw et al., 2013, Vinagre da Costa et al., 2014a).

Além da natureza química distinta, as idades U-Pb em zircão apresentadas neste trabalho descartam uma possível

Tabela 3. Dados isotópicos U-Pb do Charnockito São Francisco Xavier (RDML 60), em que as idades Pb_{206}/U_{238} estão dispostas em ordem decrescente.

Análises b-borda	^{206}Pb (%)	Th U	^{206}Pb / ^{204}Pb (%)	^{207}Pb / ^{206}Pb (%)	1s (%)	^{207}Pb / ^{235}U (%)	1s (%)	^{206}Pb / ^{238}U (%)	1s (%)	^{207}Pb / ^{206}Pb	1s	^{207}Pb / ^{235}U	1s	^{206}Pb / ^{238}U	1s	Rho	Conc (%)
Z12	0,06	0,55	23728	0,05992	0,7	0,83386	1,4	0,10093	1,2	600,7	15,9	615,8	6,6	619,9	7,3	0,85	103
Z12b	0,07	0,50	24995	0,06035	0,5	0,82509	1,3	0,09916	1,2	616,1	10,9	610,9	6,1	609,5	7,1	0,92	99
Z3	0,07	0,52	25510	0,06062	1,3	0,81940	1,6	0,09804	0,9	625,8	27,8	607,7	7,3	602,9	5,4	0,80	96
Z9	0,04	0,58	36001	0,05967	0,6	0,80442	1,1	0,09777	0,9	591,7	13,2	599,3	4,9	601,3	5,1	0,80	101
Z10b	0,02	0,35	85467	0,05930	0,6	0,78516	1,1	0,09604	0,9	577,9	13,4	588,4	4,9	591,1	5,2	0,93	102
Z81b	0,06	0,44	27981	0,05968	0,9	0,79011	1,4	0,09602	1,1	592,0	18,8	591,2	6,3	591,0	6,3	0,78	100
Z9b	0,02	0,38	77896	0,05943	0,5	0,78622	1,0	0,09595	0,9	582,9	10,2	589,0	4,5	590,6	5,1	0,87	101
Z6	0,04	0,45	40983	0,05938	0,5	0,78549	0,8	0,09594	0,6	581,0	10,7	588,6	3,5	590,6	3,4	0,73	101
Z18	0,16	0,65	11277	0,05927	1,8	0,78054	2,1	0,09552	1,2	576,9	38,7	585,8	9,5	588,1	6,6	0,78	101
Z90	0,02	0,46	92871	0,05904	0,4	0,77666	0,9	0,09540	0,8	568,7	8,1	583,6	4,0	587,4	4,6	0,90	103
Z6	0,03	0,47	50968	0,05923	0,4	0,77756	0,9	0,09521	0,8	575,6	9,2	584,1	4,1	586,3	4,5	0,87	101
Z82	0,02	0,49	81213	0,05938	0,8	0,77724	1,1	0,09493	0,7	581,0	18,0	583,9	5,0	584,6	4,2	0,84	100
Z9	0,03	0,57	59347	0,05953	0,4	0,77785	0,9	0,09477	0,8	586,4	9,6	584,3	4,2	583,7	4,6	0,87	99
Z8	0,05	0,53	38890	0,05892	0,8	0,76941	1,3	0,09471	1,0	564,2	18,0	579,4	5,7	583,3	5,5	0,90	103
Z16	0,05	0,55	36682	0,06010	0,7	0,78423	1,1	0,09465	0,8	607,0	14,6	587,9	4,7	583,0	4,5	0,74	96
Z23b	0,04	0,49	40095	0,05962	1,2	0,77403	1,3	0,09417	0,7	589,7	25,0	582,1	5,9	580,1	3,8	0,71	98
Z19	0,06	0,55	27238	0,05992	0,7	0,77740	1,4	0,09410	1,2	600,7	14,9	584,0	6,0	579,7	6,5	0,85	96
Z13b	0,02	0,33	113398	0,05896	0,3	0,76377	1,0	0,09396	1,0	565,5	6,5	576,2	4,5	578,9	5,5	0,95	102
Z22b	0,04	0,32	38556	0,05969	0,4	0,76854	1,0	0,09339	0,9	592,3	9,2	578,9	4,3	575,5	4,9	0,89	97
Z86	0,02	0,50	84449	0,05876	0,9	0,75529	1,4	0,09323	1,1	558,2	19,3	571,3	6,1	574,6	6,0	0,91	102
Z7b	0,06	0,41	30164	0,05874	0,8	0,75082	1,3	0,09271	1,0	557,4	17,7	568,7	5,8	571,5	5,7	0,78	102
Z7	0,02	0,61	74644	0,05909	0,4	0,75472	1,2	0,09263	1,2	570,6	9,3	571,0	5,5	571,1	6,4	0,94	100
Z17b	0,05	0,48	34685	0,05889	0,6	0,75169	1,0	0,09258	0,8	563,0	13,6	569,2	4,5	570,8	4,5	0,77	101
Z25	0,08	0,41	19050	0,05955	0,6	0,75887	1,2	0,09242	1,0	587,2	13,1	573,4	5,1	569,9	5,4	0,84	97
Z90b	0,03	0,49	60519	0,05845	0,5	0,73298	0,9	0,09095	0,8	546,6	10,0	558,3	3,8	561,2	4,1	0,84	102
Z14	0,21	0,49	8658	0,05824	0,9	0,72101	1,3	0,08979	1,0	538,7	19,1	551,3	5,6	554,3	5,3	0,74	102
Z16	0,02	0,36	116330	0,05880	0,5	0,72766	0,9	0,08976	0,8	559,7	11,2	555,2	4,0	554,1	4,2	0,93	99
Z83b	0,12	0,47	15382	0,05905	0,5	0,72291	1,2	0,08878	1,0	569,1	10,8	552,4	4,9	548,3	5,5	0,89	96
Z25b	0,14	0,42	12538	0,05883	0,7	0,71746	1,3	0,08845	1,1	560,8	15,2	549,2	5,4	546,4	5,6	0,82	97
Z92b	0,04	0,46	37996	0,05853	0,6	0,69720	1,4	0,08639	1,2	549,7	12,8	537,1	5,6	534,2	6,2	0,90	97

Tabela 4. Dados isotópicos U-Pb do Charnockito São Francisco Xavier (MLR 138), sendo que as idades Pb_{206}/U_{238} estão dispostas em ordem decrescente.

Análises b-borda	^{206}Pb (%)	Th U	$^{206}Pb/^{204}Pb$ (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (%)	1s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$ (%)	1s (%)	$^{206}Pb/^{238}U$ (%)	1s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ 1s	$^{207}Pb/^{235}U$ 1s	1s	$^{206}Pb/^{238}U$ 1s	Rho	Conc (%)		
070-Z37I	0,0200	0,6258	88271,52	0,0602	1,0194	0,8571	1,2787	0,1033	0,7720	609,4	22,0	628,5	6,0	633,9	4,7	0,7979	104
046-Z25I	0,0231	0,5932	76852,51	0,0603	1,4421	0,8099	2,0471	0,0974	1,4530	615,0	31,1	602,4	9,3	599,0	8,3	0,8897	97
023-Z10B	0,0221	0,5425	80521,47	0,0597	0,3650	0,7912	1,3549	0,0961	1,3048	593,2	7,9	591,8	6,1	591,5	7,4	0,9614	100
025-Z11B	0,0183	0,6602	97035,62	0,0591	0,3588	0,7817	1,0423	0,0959	0,9786	571,7	7,8	586,5	4,6	590,3	5,5	0,9334	103
077-Z44N	0,0363	0,9902	39325,90	0,0588	0,4659	0,7732	1,0519	0,0954	0,9431	558,6	10,2	581,6	4,7	587,5	5,3	0,8866	105
060-Z31N	0,0392	0,8090	45355,21	0,0592	0,8605	0,7746	1,1792	0,0949	0,8063	573,4	18,7	582,4	5,2	584,7	4,5	0,8521	102
028-Z16B	0,0264	0,6033	71544,69	0,0597	0,4225	0,7814	1,1775	0,0949	1,0991	592,8	9,2	586,3	5,2	584,6	6,1	0,9288	98
043-Z22B	0,0360	0,5611	49425,45	0,0592	0,4936	0,7725	0,7599	0,0947	0,5778	573,1	10,7	581,2	3,4	583,3	3,2	0,7019	101
065-Z34N	0,0781	0,8135	22764,74	0,0595	1,0969	0,7693	1,3277	0,0937	0,7481	586,3	23,8	579,3	5,9	577,6	4,1	0,5264	98
057-Z29N	0,0186	0,6163	95546,27	0,0590	0,3556	0,7575	0,7520	0,0932	0,6626	565,3	7,7	572,6	3,3	574,4	3,6	0,8554	101
019-Z9N	0,0828	0,7175	21479,96	0,0597	1,2894	0,7669	1,5682	0,0932	0,8925	592,6	28,0	578,0	6,9	574,3	4,9	0,5438	96
003-Z2B	0,0284	0,5971	62698,19	0,0589	0,3712	0,7556	0,7821	0,0930	0,6884	564,4	8,1	571,4	3,4	573,2	3,8	0,8567	101
056-Z29B	0,0215	0,4902	82889,73	0,0588	0,8396	0,7531	1,0590	0,0929	0,6453	559,6	18,3	570,0	4,6	572,7	3,5	0,7928	102
054-Z28N	0,0369	0,6693	53763,59	0,0596	0,4639	0,7633	0,8091	0,0928	0,6629	590,3	10,1	575,9	3,6	572,2	3,6	0,7840	96
029-Z16N	0,0422	0,7748	42185,93	0,0595	0,6460	0,7607	1,6072	0,0927	1,4717	586,9	14,0	574,4	7,1	571,3	8,0	0,9125	97
016-Z7B	0,1293	0,7898	13768,57	0,0589	1,2753	0,7530	1,5171	0,0926	0,8216	565,1	27,8	570,0	6,6	571,2	4,5	0,7591	101
059-Z31B	0,0138	0,5296	128814,51	0,0584	0,3667	0,7401	0,9586	0,0920	0,8857	543,5	8,0	562,5	4,1	567,2	4,8	0,9154	104
050-Z27B	0,0127	0,5406	140083,99	0,0589	0,6535	0,7374	0,8930	0,0909	0,6087	562,1	14,2	560,9	3,8	560,6	3,3	0,8350	99
037-Z20N	0,4929	0,7453	3615,88	0,0588	2,2805	0,7336	2,5521	0,0905	1,1456	560,4	49,7	558,6	11,0	558,2	6,1	0,4350	99
017-Z8N	0,0900	0,9509	19824,19	0,0576	0,9545	0,6985	1,3926	0,0879	1,0141	515,1	21,0	537,9	5,8	543,3	5,3	0,7110	105
014-Z6B	1,2790	0,5412	1264,96	0,0588	1,5036	0,7057	1,6536	0,0870	0,6881	560,9	32,8	542,2	6,9	537,8	3,6	0,3770	95

Tabela 5. Análises Sm-Nd para amostras do Charnockito São Francisco Xavier (RDML 60) e do Gabronorito Ribeirão do Paiol (MLR 292).

	$^{143}Nd/^{144}Nd_i$	$^{143}Nd/^{144}Nd_{IDM}$	$^{143}Nd/^{144}Nd_o$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	TDM (Ga)	T (Ga)	ENd(0)	ENd(T)	I(T)	E(TDM)
RDML 60	0,511255	0,510206	0,511675	0,110481	2,02	0,58	-18,79	-12,41	0,51	3,46
MLR 292	0,511580	0,511023	0,511903	0,093002	1,44	0,53	-14,34	-7,32	0,51	4,70

Tabela 6. Elementos maiores (%peso) e traço (ppm) de amostras do Gabronorito Ribeirão do Paiol e do Charnockito São Francisco Xavier.

Ponto	Unidade	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.	Total (%)	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
MLR 244	Charnockito	63,77	1,01	15,40	6,44	0,12	1,07	3,30	3,14	4,55	0,34	0,66	99,82	102	25	26	34	86	22	99	265	23	473	20	1503
MLR 246	Charnockito	63,70	1,07	15,50	6,84	0,12	1,14	3,34	3,14	4,50	0,37	0,41	100,12	109	14	27	32	87	21	96	261	23	499	19	1429
RDML 59	Charnockito	62,69	0,94	16,67	6,59	0,12	1,03	2,98	3,29	5,21	0,31	0,17	99,97	96	56	24	32	84	23	110	299	23	512	20	1956
MLR 52	Charnockito	62,23	0,86	17,38	6,99	0,13	0,81	3,27	3,60	5,11	0,24	0,25	100,86	91	29	24	34	83	24	105	294	22	604	17	1897
MLR 267	Charnockito	60,50	1,34	15,84	8,09	0,15	1,56	3,86	3,12	4,24	0,49	0,66	99,84	139	56	33	33	90	21	87	304	22	516	16	1555
RDML 60	Charnockito	59,39	1,28	16,78	8,70	0,17	1,51	3,41	3,24	4,83	0,45	0,17	99,93	127	92	32	31	92	20	92	298	22	519	16	1749
MLR 292	Gabronorito	49,09	2,26	15,48	12,02	0,16	6,74	8,98	2,78	1,08	0,96	0,41	99,94	197	119	39	45	65	17	27	509	17	132	-1	367
RDPA 74 B	Gabronorito	45,90	2,10	16,24	13,06	0,13	6,70	9,02	3,07	2,12	0,72	0,67	99,73	197	135	50	35	104	18	44	673	18	91	-2	700

relação genética entre as rochas estudadas, uma vez que diferem em aproximadamente 45 Ma. Cristais de zircão do Charnockito São Francisco Xavier forneceram idade de cristalização de 579 Ma, enquanto o Gabronorito Ribeirão do Paiol apresentou idade de cristalização de 534 Ma.

Os escassos dados Sm-Nd disponíveis apontam contaminação ou participação de componentes crustais na evolução do magma que originou tanto o Gabronorito Ribeirão do Paiol quanto o Charnockito São Francisco Xavier, sendo que este último apresenta valor negativo mais elevado de $\epsilon_{Nd}(t)$.

Trabalhos anteriores (Janasi, 1999; Campos Neto e Caby, 1999, 2000; Trouw et al., 2000, 2013; Hackspacher et al., 2003; Heilbron et al., 2004; Campos Neto et al., 2004, 2011; Peternel et al., 2005; Trouw, 2008; Vinagre da Costa et al., 2014a) mostram que essa região é caracterizada por um metamorfismo colisional com idade variando de 630 a 610 Ma, relacionado ao cavalgamento entre os paleoblocos Paranapanema e São Francisco. Tal evento metamórfico foi sobreposto por outro metamorfismo regional com idade entre 590 e 570 Ma, relacionado ao cavalgamento da microplaca Serra do Mar

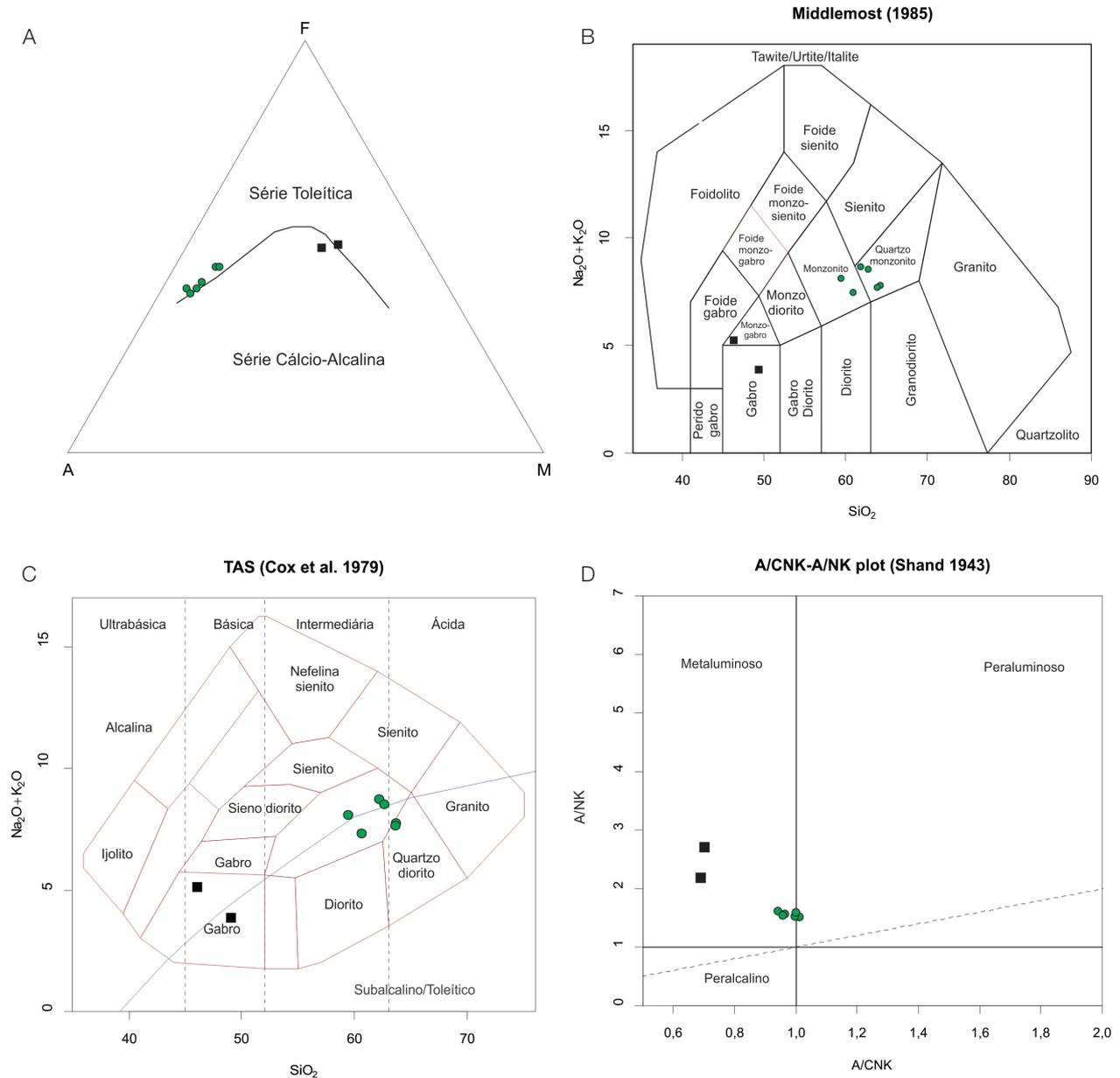


Figura 8. Diagramas discriminantes para as amostras do Gabronorito Ribeirão do Paiol (quadrado preto) e do Charnockito São Francisco Xavier (círculo verde). (A) AFM (Irvine e Baragar, 1971); (B) $Na_2O + K_2O \times SiO_2$ (Cox et al., 1979); (C) $Na_2O + K_2O \times SiO_2$ (Middlemost, 1985); (D) $A/NK \times A/CNK$ (Shand, 1943).

(onde estava instalado o arco magmático Rio Negro) sobre o bloco Paranapanema/São Francisco, no desenvolvimento do Orógeno Ribeira Central (Heilbron et al., 2004, 2008).

De acordo com os dados apresentados neste trabalho, corroborando as conclusões de Negri (2002), o Charnockito São Francisco Xavier estaria associado ao retrabalhamento e à fusão crustal relacionada à elevação de temperatura durante o evento colisional da Faixa Ribeira. No entanto, outra possibilidade aqui aventada seria a relação do charnockito com processos extensionais tardios localizados no extremo sul do Cinturão Brasília Meridional. A geologia da bacia sedimentar Pico do Itapeva (Figura 2), localizada nas proximidades de Campos do Jordão, também pode ser aqui abordada quanto à extensão crustal da região estudada. Essa bacia tem sua sedimentação balizada entre 610 e 540 Ma (Juliani et al., 1990; Teixeira, 2000; Campos Neto et al., 2004; Caputo Neto, 2016) e sofreu metamorfismo até fácies xisto verde, zona de biotita, com clivagem mergulhando predominantemente para SE. A idade máxima de sedimentação mostra que as rochas da bacia foram depositadas, metamorfizadas e deformadas após o ápice evolutivo da Faixa Brasília Meridional (630–610 Ma), implicando que o metamorfismo e as estruturas presentes nas rochas estariam associados à evolução da Faixa Ribeira Central. Assumindo essa hipótese, a idade de cristalização do charnockito ocorre dentro do intervalo de sedimentação da bacia, sendo possível que a origem desse magmatismo esteja associada ao processo de extensão que gerou a bacia.

Outro fator que deve ser levado em consideração é que as rochas metassedimentares da Bacia Pico do Itapeva estão colocadas em discordância sobre metagranitoides do BSAL, que teve sua cristalização determinada entre 670 e 630 Ma, a uma profundidade de aproximadamente 17 km (Vinagre da Costa et al., 2014b). Como o BSAL foi metamorfizado durante a colisão relacionada à Faixa Brasília Meridional, entre 630 e 610 Ma, é importante ressaltar o soergimento dessas rochas de arco, já que elas estavam expostas na superfície terrestre a ponto de corresponderem à base onde foram depositados os sedimentos que originaram a Bacia Pico do Itapeva.

O Gabronorito Ribeirão do Paiol, possível representante de magmatismo mantélico, cristalizou aproximadamente em 534 Ma, posteriormente ao pico metamórfico da Faixa Ribeira Central. Uma possível interpretação para a colocação desse corpo seria admitir que nessa época, por volta de 534 Ma, o orógeno da Faixa Ribeira Central já se encontrava em colapso, com extensão crustal, o que poderia trazer o manto astenosférico dessa porção terrestre mais próximo da superfície, injetando corpos magmáticos, mas também aquecendo a crosta o suficiente para produzir um significativo volume de magma por fusão crustal. Nesse caso, é provável que alguns dos corpos ígneos de igual idade ou um pouco mais velhos que o gabronorito, atualmente tidos como produtos da fusão crustal relacionada ao metamorfismo colisional da Faixa Ribeira Central, poderiam ser na

verdade produtos de eventos extensionais relacionados ao colapso do orógeno. Investigações isotópicas e geofísicas futuras são essenciais para testar tal hipótese. Na região estudada são encontrados diversos diques máficos de variadas espessuras e com idades não definidas na literatura, que podem ser representantes de volumoso magmatismo básico não aflorante. Não seria impossível que tais rochas, em parte, tivessem idades de cristalização do fim do Pré-cambriano, estando associadas ao gabronorito.

Processos similares são reportados por outros autores em regiões distintas, como, por exemplo, no Cinturão Granitoide Rapakivi Itu (Vlach et al., 1990) ou na Província Rapakivi Itu (Wernick et al., 1993, 1997), mais tarde definida por Janasi et al. (2009) como Província Granítica de Itu. Tal província foi interpretada como produto de um magmatismo pós-orogênico com componente extensional associado à Faixa Brasília Meridional, com idade entre 590 e 580 Ma (Janasi et al., 2009). Bolonini et al. (2013) reportaram que o Maciço Granítico Capão Bonito (SP) é produto de um magmatismo pós-orogênico a anorogênico de ambiente intraplaca, com fusão de material da crosta inferior associado a um ambiente extensional ao final do evento colisional da Orogênese Apiaí. Além desses, De Campos et al. (2016) mostram que ocorrem na Faixa de Dobramentos Araçuaí granitos (e rochas máficas) pós-orogênicos, produtos de extensão crustal, a mesma interpretação dada por Valeriano et al. (2016) para corpos graníticos pós-orogênicos inseridos na Faixa Ribeira Central.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos o apoio financeiro do Serviço Geológico do Brasil por meio do Programa de Geologia do Brasil (PRONAGEO), assim como ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) e aos revisores (anônimos) por todas as sugestões que melhoraram a qualidade do trabalho.

REFERÊNCIAS

- Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W. M. (1995). A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 67, 221-238.
- Bento dos Santos, T., Munhá, J., Tassinari, C., Fonseca, P. (2011). The link between partial melting, granitization and granulite development in central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: new evidence from elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3), 262-278. DOI: 10.1016/j.jsames.2011.01

- Best, M. G. (1982). *Igneous and metamorphic petrology*. Nova York: W. H. Freeman and Company.
- Bolonini, T. M., Godoy, A. M., Saar, L. C. A. (2013). Geologia e Litogeoquímica das Rochas Graníticas do Maciço Capão Bonito e O Contexto Geológico da Sequência Vulcano-sedimentar Açungui. *Geociências*, 32(3), 452-470.
- Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. L. (2009). High Spatial Resolution Analysis of Pb and U Isotopes For Geochronology by Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (La-Mc-Icp-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81, 99-114. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011>
- Campos Neto, M. C. (2000). Orogenic systems from southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America (335-365)*. 31st *International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil.
- Campos Neto, M. C., Basei, M. A. S., Janasi, V. A., Moraes, R. (2011). Orogen Migration and Tectonic Setting of the Andrelândia Nappe System: an Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 393-406. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.006>
- Campos Neto, M. C., Basei, M. A. S., Vlach, S. R. F., Caby, R., Szabó, G. A. J., Vasconcelos, P. (2004). Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 4(1), 13-40. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874x2004000100002>
- Campos Neto, M. C., Caby, R. (1999). Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, 97, 3-26.
- Campos Neto, M. C., Caby, R. (2000). Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. *Tectonics*, 19, 669-687. DOI: 10.1029/1999TC900065
- Campos Neto, M. C., Cioffi, C. R., Moraes, R., Motta, R. G., Siga Jr., O., Basei, M. A. S. (2010). Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, 180, 125-142. DOI: 10.1016/j.precamres.2010.05.010
- Caputo Neto, V. (2016). *A Formação Pico do Itapeva, Região de Campos do Jordão, São Paulo: Mapeamento Geológico, Associações de Fácies e Geocronologia U-Pb*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ.
- Cavalcante, J., Cunha, H. C. S., Chieregatti, L. A., Kaefer, L. Q., Rocha, J. M., Daitx, E. C., Coutinho, M. G. N., Yamamoto, K., Drumond, J., Rosa, D. B., Ramalho, R. (1979). Projeto Sapucaí, estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, *Relatório Final de Geologia*. Brasília: DNPM/CPRM.
- Condie, K. C. (1989). *Plate tectonics and crustal evolution*. 3^a ed. Novo México: Pergamon Press.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. Londres: George Allen & Unwin.
- De Campos, C. P., Medeiros, S. R., Mendes, J. C., Pedrosa-Soares, A. C., Dussin, I., Ludka, I. P., Dantas, E. L. (2016). Cambro-Ordovician Magmatism in the Araçuaí orogen (SE Brazil): snapshots from a late orogenic collapse. *Journal of South American Earth Sciences*, 68. DOI: 10.1016/j.jsames.2015.11.016
- Duffles, P., Trouw, R. A. J., Mendes, J. C., Gerds, A., Vinagre, R. (2016). U-Pb age of detrital zircon from the Embu Sequence, Ribeira Belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, 278, 69-86. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.007>
- Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Ebert, H. D., Janasi, V. A., Dantas, E. L., Oliveira, M. A. F., Braga, I. F., Negri, F. A. (2003). Magmatismo há 660-640 Ma no Domínio Socorro: registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP. Série Científica*, 3, 85-96. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100007>
- Heilbron, M., Duarte, B., Valladares, C., Nogueira, J. R., Tupinambá, M., Eirado, L. G. (2003). Síntese Geológica do Bloco Oriental (Zona da Mata). In: A. C. Pedrosa Soares, C. M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (Eds.), *Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte (8-50)*. Minas Gerais: COMIG/SEME. 1(2).
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., Janasi, V. C. (2004). A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Eds.), *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-234. São Paulo: Beca.

- Heilbron, M., Valeriano, C. M., Tassinari, C. C. G., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R. A. J. (2008). Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito-Neves, M. de Wit (Eds.), *West Gondwana pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. Journal Geological Society London, Special Publication*, 294, 211-232.
- Irvine, I. N., Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <http://dx.doi.org/10.1139/e71-055>
- Janasi, V. A. (1999). *Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Janasi, V. A. (2002). Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research*, 119, 301-327.
- Janasi, V. A., Alves, A., Vlach, S. R. F., Leite, R. J. (2003). Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia USP. Série Científica*, 3, 13-24. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2003000100002>
- Janasi, V. A., Vlach, S. R. F., Campos Neto, M. C., Ulbrich, H. H. G. J. (2009). Associated A-Type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, Southeastern Brazil: Petrological and tectonic significance. *Canadian Mineralogist*, 47, 1505-1526. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1505>
- Juliani, C., Riccomini, C., Barros, E. J., Batistucci, N. L. N. (1990). Proterozoic storm-dominated sedimentation in the Pico de Itapeva Formation (São Paulo State, Brazil). In: Reunião Anual da Academia Brasileiras de Ciências, São Paulo. *Anais da Academia Brasileiras de Ciências*, 62, 105-105.
- Middlemost, E. A. K. (1985). *Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology*. Harlow: Longman Group Limited, Essex.
- Miller, C. F., McDowell, S. M., Mapes, E. W. (2003). Hot and cold granites? Implications for zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6), 529-532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031%3C0529:HACGIO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031%3C0529:HACGIO%3E2.0.CO;2)
- Negri, F. A. (2002). *Petrologia das rochas charnockitograníticas e encaixantes de alto grau associadas na região de São Francisco Xavier, SP*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.
- Negri, F. A., Oliveira, M. A. (2005). Geoquímica e Geotermimetria dos Granulitos Máficos Associados às Rochas Supracrustais da Extremidade Meridional do Domínio Socorro, Região de São Francisco Xavier, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4), 591-602. DOI: 10.25249/0375-7536.200535591602
- Oliveira, E. C., Lafon, J. M., Gioia, S. M., Pimentel, M. M. (2008). Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, região Central do Amapá (NE do Bloco Arqueano Amapá). *Revista Brasileira de Geociências*, 38, 114-127.
- Oliveira, M. A. F., Carvalho, S. G., Morales, N., Choudhuri, A., Angeli, N., Godoy, A. M., Rueda, J. R. J. (1983). Geologia das Folhas de Camanducaia e Monteiro Lobato na escala, 1:50.000 (porção paulista). *Relatório Final*. São Paulo: SCCTC-UNESP, inédito, 83, anexos.
- Peternel, R., Trouw, R. A. J., Schmitt, R. (2005). Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira, no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 297-310.
- Peternel, R., Trouw, R. A. J., Vinagre, R., Fontainha, M., Correa, R., Reis, R., Meireles, M., Lages, M. (2014). *Mapa Geológico da Folha Campos do Jordão 1:100.000*, Programa Geologia do Brasil, PRONAGEO, Universidade Federal do Rio de Janeiro, CPRM.
- Reno, B. L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P. M., Trouw, R. A. J. (2009). Eclogite–high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal Geological Society*, 166, 1013-1032. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-140>
- Reno, B. L., Brown, M., Piccoli, P. M. (2010). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of high-pressure granulite nappes in the southern Brasília Belt, Brazil: implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*, 310, 1294-1332. DOI: 10.2475/10.2010.04
- Reno, B. L., Piccoli, P. M., Brown, M., Trouw, R. A. J. (2012). In situ monazite (U–Th)–Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 81-112. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00957.x

- Sadowski, G. R., Carneiro, C. D. R. (1974). O charnockito de São Francisco Xavier, São Paulo. In: *XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais 4, 207-211. Porto Alegre: SBG.
- Shand, S. J. (1943). *The eruptive rocks*. 2^a ed. Nova York: John Wiley & Sons.
- Teixeira, A. L. (2000). *Análise das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico do Estado de São Paulo e adjacências*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Trouw, C. C. (2008). *Mapeamento da Folha Virgínia-MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e interpretação geotectônica*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências – UFRJ.
- Trouw, R. A. J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F. V. P., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Andreis, R. R. (2000). The central segment of the Ribeira belt. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America (287-310)*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil.
- Trouw, R. A. J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C. C., Fontainha, M., Kussama, H. (2013). A New Interpretation for the Interference Zone between the Southern Brasília Belt and the Central Ribeira Belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43-57. DOI: 10.1016/j.jsames.2013.07.012
- Trouw, R. A. J., Peternel, R., Vinagre, R., Trouw, C., Matos, G., Duffles, P., Fontainha, M. (2014). *Mapa Geológico da Folha Pindamonhangaba 1:100.000*, Programa Geologia do Brasil, PRONAGEO, Universidade Federal do Rio de Janeiro, CPRM.
- Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron, M. (2012). Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ*, 35(2), 140-151. http://dx.doi.org/10.11137/2012_2_140_151
- Valeriano, C. M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C. S., Seer, H. J., Simões, L. S. A. (2004). U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 130, 27-55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2003.10.014>
- Valeriano, C. M., Mendes, J. C., Tupinambá, M., Bongiolo, E., Heilbron, M., Junho, M. C. B. (2016). Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira Belt, SE-Brazil: a case of terminal magmatism of a hot orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 269-281. DOI: 10.1016/j.jsames.2015.12.014
- Valeriano, C. M., Pimentel, M., Heilbron, M., Trouw, R. A. J., Almeida, J. C. (2008). Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito Neves, M. J. de Wit (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. *Geological Society of London, Special Publications*, 294, 197-210.
- Vinagre, R., Trouw, R. A. J., Mendes, J. C., Duffles, P., Peternel, R., Matos, G. (2014a). New Evidence of a Magmatic Arc in the Southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa Batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Science*, 54, 120-139. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.05.002>
- Vinagre, R., Trouw, R. A. J., Mendes, J. C., Ludka, I. (2014b). Química mineral e geotermobarometria do Batólito Serra da Água Limpa, Nappe Socorro-Guaxupé, Faixa Brasília Meridional, Sudeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3), 387-414. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030005>
- Vlach, S. R., Janasi, V. A., Vasconcellos, A. C. B. (1990). The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, 4, 1700-1711. Natal: SBG.
- Watson, E. B., Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Wernick, E., Galembeck, T. M. B., Godoy, A. M., Hörmann, P. K. (1997). Geochemical variability of the Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69, 395-413.
- Wernick, E., Godoy, A. M., Ferreira, C. J., Galembeck, T. M. B., Artur, A. C., Andrade, F. R. D. (1993). Estruturação e Evolução Magmática de Granitóides Associados a Falha Transcorrente (Estado de São Paulo, SE Brasil): um Estudo Comparativo. In: *III Simpósio de Geologia do Sudeste*, 1, 87-89. Rio de Janeiro: SBG.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Londres: Harper Collins Academy.
- Winter, J. D. (2010). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. 2^a ed. Nova York: Prentice Hall.