

Granitos com epidoto magmático e clinopiroxênio: plútons Tamboril e Olho d'Água, Terreno Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil

Renan Siqueira*
Alcides Nóbrega Sial
Valderez Pinto Ferreira

NEG-LABISE
Departamento de Geologia
Universidade Federal de Pernambuco
Recife, PE, Brasil
CEP 50740-530

renan_siqueira3@hotmail.com
sial@ufpe.br
valderez@ufpe.br

*Autor correspondente

RESUMO

Granitos ediacaranos calcio-alcálicos, calcio-alcálicos de alto potássio, shoshoníticos, peralcalinos e trondhjemíticos intrudiram o Terreno Cachoeirinha-Salgueiro (CST) no Domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. Os plútons Tamboril e Olho d'Água têm assembleias mineralógicas semelhantes, mas texturas distintas. O plúton Olho d'Água é composto de clinopiroxênio-biotita tonalito de granulação média, equigranular, com anfibólio e epidoto magmático, enquanto que o plúton Tamboril consiste de biotita granodiorito médio a grosso, porfírico, com clinopiroxênio e megacristais de plagioclásio. Nesses corpos, o clinopiroxênio é substancialmente menos abundante quando há a presença de epidoto, ou seja, o aumento de clinopiroxênio modal é diretamente proporcional à diminuição do epidoto modal. Elementos maiores apontam estes plútons como cálcio-alcálicos de alto-K, metaluminosos, com características de granitos magnesianos do tipo Cordilheirano. Estes plútons têm valores de susceptibilidade magnética baixos ($\approx 0,3 \times 10^{-3}$ SI), que são típicos de granitos do tipo-S. Entretanto, granitos tipo-I com epidoto magmático no Terreno Cachoeirinha-Salgueiro também têm baixos valores de susceptibilidade magnética ($< 0,5 \times 10^{-3}$ SI) porque o Fe^{+3} está ligado a estrutura do epidoto. A mineralogia metaluminosa mostra que é improvável que os magmas de Tamboril e Olho d'Água sofreram assimilação crustal. Zonas oscilatórias em fina escala e inclusões de biotita e epidoto comuns em megacristais de plagioclásios e feldspatos potássicos sugerem convecção na câmara magmática ou variação de condições físico-química durante a cristalização. Parece haver duas gerações de clinopiroxênios: um idiomórfico, sem inclusões, e outro, hipidiomórficos com inclusões de diversos minerais. Estes últimos, cheios de inclusões, podem ser considerados resíduos da fonte original do magma.

Palavras-Chave: granito cálcio-alcálico; epidoto magmático; clinopiroxênio; química de rocha total; susceptibilidade magnética

ABSTRACT

Calc-alkalic, alkalic and high-K calc-alkaline granites intruded into the Cachoeirinha-Salgueiro Terrane (CST) in the Transversal Zone Domain, northeastern Brazil. The Tamboril and Olho d'Água plutons have similar mineralogical assemblages, but distinct textures. The Olho d'Água pluton is composed by medium grained clinopyroxene-biotite tonalite, equigranular, containing amphibole and magmatic epidote; and the Tamboril pluton by medium to coarse-grained biotite granodiorite, porphyritic, containing clinopyroxene and plagioclase megacrysts. In these plutons, clinopyroxene is substantially less abundant when there is the presence of epidote, that is, the increase of modal clinopyroxene is directly proportional to the decrease of the modal epidote. Larger elements point to these plutons as high-K calc-alkalic, metaluminous, with characteristics of magnesium granites of the Cordilheirano type. These plutons have low magnetic susceptibility values ($\approx 0.3 \times 10^{-3}$ SI), which are typical of S-type granites. However, I-type granites with magmatic epitope in the Cachoeirinha-Salgueiro Terrane also have low values of

magnetic susceptibility ($<0.5 \times 10^{-3}$ SI) because Fe^{+3} is bound to the epidote structure. Metaluminous mineralogy shows that it is unlikely that the magma of Tamboril and the Olho d'Água suffered crustal assimilation. Fine-scale oscillatory zonations and biotite and epidote inclusions common in megacrystals of plagioclase and K-feldspars suggest convection in the magma chamber or variation of physico-chemical conditions during crystallization. There seem to be two generations of clinopyroxenes: idiomorphic, without inclusions and hipidiomorphic, with inclusions of various minerals. The latter, full of inclusions, may be considered as residues from the original source of magma.

1. INTRODUÇÃO

O Terreno Cachoeirinha–Salgueiro do Domínio Transversal da Província Borborema, nordeste do Brasil, foi retrabalhado durante os períodos Criogeniano–Ediacarano tardio e caracteriza-se por intensa atividade de intrusões intermediárias a ácidas de diversas séries, em três intervalos de tempo (Ferreira 2010; Ferreira et al. 1998, 2004, 2011; Guimarães et al. 2004; Guimarães et al. 2011; Sial et al. 2008): (a) plutons cálcio-alcalinos de alto potássio, cálcio-alcalinos e shoshoníticos, com epidoto magmático (mEp) durante o intervalo 650–620 Ma (b) intrusões cálcio-alcalinas de alto potássio sem epidoto magmático, shoshoníticas e ultra-potássicas no intervalo de tempo (590–560 Ma) e (c) um intervalo final, no início do Cambriano (545–520 Ma) caracterizado por diques de sienitos peralcalinos/ultrapotássicos e raros granitos do

tipo-A que marcaram o final do ciclo Brasiliano nessa região (Silva Filho et al. 1993; Ferreira & Sial et al. 1997; Guimarães et al. 2000; Guimarães et al. 2005; Almeida et al. 2002; Ferreira et al. 2004).

Neste trabalho serão discutidas a origem e evolução magmática de dois plútons representativos dos granitos criogenianos–ediacaranos com epidoto magmático, com base nas características químicas de rocha total e susceptibilidade magnética, e discutida a origem de uma associação incomum em rochas ígneas, a do piroxênio e epidoto. Esta coexistência de epidoto e clinopiroxênio, é algo incomum em granitos da província Borborema. Portanto, mostra-se importante estudar a relação entre estes minerais e a razão pela qual eles ocorrerem em apenas alguns plútons do Terreno Cachoeirinha–Salgueiro.

2. CONFIGURAÇÃO GEOLÓGICA

De acordo com Almeida et al. (1981), a província Borborema abrange uma área de cerca de 380.000 km² e é limitada pelo cráton do São Francisco ao sul, bacia do Parnaíba a oeste, bem como por bacias costeiras, como as bacias do Ceará e Potiguar ao norte e bacias Pernambuco, Paraíba e Sergipe-Alagoas a leste (Barbosa e Lima Filho 2006) (Figura 1A).

A Província Borborema, no seu conjunto, inclui de oeste a sudoeste, parte do embasamento da Bacia do Parnaíba de idade fanerozoica. De norte a nordeste, estruturas associadas a esta província foram detectadas no embasamento da província costeira e da margem continental Atlântica (Brito Neves et al. 2000). Esta província é dividida em três subprovíncias principais: Norte, Central e Sul, que são compostas por sete domínios principais (Brito Neves et al. 2000, Van Schmus et al. 2011). São eles de sul para norte: (1) Domínio Sergipano, (2) Domínio Pernambuco–Alagoas, (3)

Domínio Riacho do Pontal, (4) Domínio da Zona Transversal, (5) Domínio Rio Grande do Norte, (6) Domínio Ceará e (7) Domínio Médio Coreau. O Domínio da Zona Transversal compreende uma série de terrenos ou faixas de dobramentos (Santos e Medeiros 1999; Brito Neves et al. 1995), entre os quais está o Terreno Cachoeirinha–Salgueiro (CST). Este foi designado inicialmente como faixa de dobramentos Piancó-Alto Brígida por Brito Neves (1975), posteriormente como cinturão Cachoeirinha–Salgueiro por Sial (1984) e, atualmente, corresponde ao terreno Piancó-Alto Brígida citado por Brito Neves et al. (1995) ou terreno Cachoeirinha–Salgueiro (Ferreira et al. 1998). As unidades estratigráficas desta região foram inicialmente propostas por Barbosa (1970), quando nomeou os Grupos Uauá (unidade basal), Salgueiro (unidade intermediária) e Cachoeirinha (unidade superior) (Figura 1B).

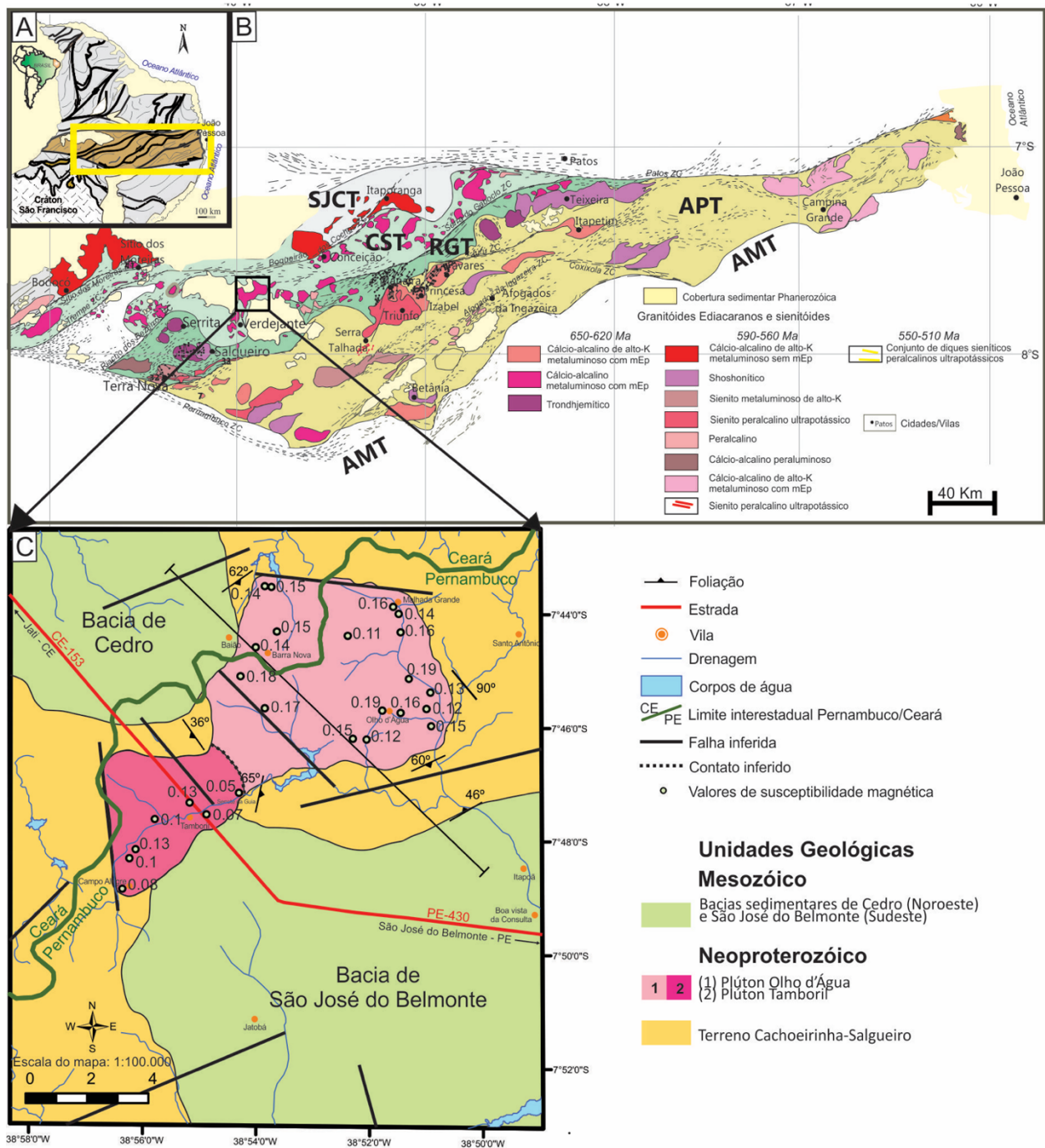


Figura 1

(A) Domínio da Zona Transversal, Província Borborema (Sial e Ferreira, 2015) e mapa da América do Sul. (B) Granitóides Ediacaranos e sienitóides no Terreno Cachoeirinha-Salgueiro. AMT – Terreno Alto Moxotó, APT – Terreno Alto Pajeú, RGT – Terreno Riacho Gravatá, SJCT – Terreno São José do Caiano, CST – Terreno Cachoeirinha-Salgueiro. (C) Mapa geológico simplificado da área de estudo e os valores de susceptibilidade magnética dos plútons Tamboril e Olho d'Água.

O CST corresponde a um extenso pacote constituído predominantemente por metapelitos, metapsamitos e metaconglomerados, e mais raramente rochas metavulcânicas, mármore e formações ferríferas; nas rochas metavulcânicas foram obtidas idades U-Pb em zircão de 660 a 620 Ma (Kozuch, 2003; Medeiros, 2004), correspondendo assim à passagem entre os períodos Criogeniano ao Ediacarano. Tais rochas

ocorrem a norte da zona de cisalhamento Serra do Caboclo.

Os granitos cálcio-alcálicos com epidoto magmático do CST são tonalitos a granitos, equigranulares de granulação média com textura descrita por Almeida como “couro de sapo”, que é característica dos granitos ditos como do tipo Conceição (Sial 1984). São dezenas de stocks e alguns batólitos que cortam rochas metassedimentares do CST em toda a sua extensão,

e são caracterizadas pela presença de aglomerados de anfíbolito. Esses são em geral pequenos (de até ~5 cm), ovalados ou arredondados, e consistem de dois tipos principais (Sial et al. 1998). O primeiro tipo consiste em agregados de anfíbólio cálcico verde escuro, fracionados a partir do magma hospedeiro. E o segundo, exibe uma textura de grão fino, angular e até 15 cm de comprimento (Sial et al. 1998). Este segundo tipo é composto de anfíbólio actinolítico, com bordas de hornblenda magnesianas e considerado como fragmento da fonte transportados pelos magmas granodioríticos/tonalíticos (Sial et al. 2008; Sial &

3. ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

Os plútons Tamboril e Olho d'Água constituem intrusões do grupo de plútons cálcio-alcalinos com epidoto magmático intrusivos no intervalo de tempo 650–620 Ma do CST e ocorrem próximos à cidade de São José do Belmonte, Pernambuco. Estes plútons são alongados na direção NE-SW, cobrem uma área total de cerca de 50 km², e intrudiram em rochas metassedimentares Neoproterozóicas do CST, sendo parcialmente cobertos por sedimentos das bacias de Cedro e São José do Belmonte (Figura 1C). Os dois plútons apresentam enclaves máficos de composição diorítica (Figura 2F) que representam bolhas de magma máfico e mostram contatos crenulados que registram uma diferença de viscosidade entre os magmas máfico e granítico hospedeiro. Cristais de feldspato potássico dentro desses enclaves indicam que houve mistura entre os magmas máfico e granítico. Ocorrem ainda enclaves dioríticos, que apresentam contatos nítidos e pouco angulares com o granito hospedeiro.

Os dois plútons foram inicialmente mapeados como uma intrusão simples, com duas fácies distintas. No entanto, o mapeamento geológico na escala 1:50.000, associado a estudo detalhado de petrografia e química de rocha total indicaram que

4. METODOLOGIA

Os trabalhos de campo foram planejados a partir de consulta a Folha Serra Talhada e de informações constantes em Sial e Ferreira (2015), além de interpretações de imagens por geoprocessamento (imagens do satélite Landsat e de combinações de bandas de cores para interpretações de feições em mapa que foram comparadas com as feições observadas em campo).

Ferreira 2015). Muitas vezes, o segundo tipo é rodeado por uma camada de biotita e anfíbólio, que impediu a interação com o magma hospedeiro. Em dois plutons deste tipo, Angico Torto e Minador, foram encontradas auréolas de metamorfismo de contato, caracterizada por assembleia mineral que indica pressão = 7,5 kbar, constituindo um dos poucos exemplos no mundo de auréola de metamorfismo de contato de alta pressão (Caby et al. 2009). Dentre os plútons cálcio-alcalinos com epidoto magmático do CST estão Tamboril e Olho d'Água, que são objeto deste estudo.

são dois plútons adjacentes. O Plúton Olho d'Água se distingue do plúton Tamboril por apresentar maior concentração de minerais máficos, como biotita e clinopiroxênio, o que inicialmente foi considerado como outra fácies.

No Plúton Olho d'Água ocorrem agregados de anfíbólios (Figuras 2C e 2D), cercados por biotita, megacristais de quartzo e plagioclásio, foliações magmáticas de baixo ângulo, assim como inclusões máficas alinhadas e diques sin-plutônicos máficos fragmentados evidenciando um fluxo, todos com direção para nordeste. Ocorrem falhas com direção leste-oeste, gerando filonitos e posteriormente falhas com direção norte-sul, formando falhas sinistrais.

No plúton Tamboril são encontradas estruturas em pente em veios pegmatíticos, onde os cristais de quartzo e feldspato apresentam crescimento mineral ortogonal às paredes do veio, evidenciando um contraste entre as temperaturas do batólito e dos veios. Diques pegmatíticos múltiplos são comuns (Figura 2E), onde o primeiro dique a se formar se encontra na borda e o último, na parte central, mostra cristais menos desenvolvidos, cristalizados possivelmente sob viscosidade e temperatura mais elevadas

Foram selecionadas 28 amostras de granitos que representam uma ampla distribuição dentro dos plútons Tamboril e Olho d'Água para análises químicas e confecção de lâminas petrográficas.

As análises químicas de rocha total foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios X do NEG-LABISE. Uma porção de cada amostra foi colocada em estufa para secar a 110 °C



Figura 2

Aspectos geológicos de campo dos plútons Tamboril e Olho d'Água. (A-B) Plagioclásio zonado com "biotite rows"; (C) "Clot" de anfibólio; (D) "Clot" de anfibólio envolto por biotita; (E) Diques pegmatíticos múltiplos; (F) Enclave máfico de composição diorítica; (G) Plúton Tamboril exibindo textura porfirítica de plagioclásio; (H) Plúton Olho d'Água com cristais equigranulares e "Clots" de anfibólio envolto por biotita.

e então levada a uma mufla a 1000°C por 2 horas para determinação de perda ao fogo. Foram preparadas pérolas fundidas, utilizando-se tetraborato de lítio como fundente, que foram analisadas em um espectrômetro de fluorescência de raios X Rigaku modelo ZSX primus II, com tubo de Rh e sete cristais analisadores, pelo método de curvas de calibração preparadas com materiais de

5. PETROGRAFIA

Apesar dos plútons Tamboril e Olho d'Água possuírem texturas distintas, suas assembleias minerais são bem semelhantes. O Plúton Olho d'Água é composto por clinopiroxênio-biotita tonalito de granulação média, equigranular, com anfibólio, epidoto magmático e titanita de minerais acessórios. O Plúton Tamboril consiste de biotita granodiorito médio a grosso, porfírico, com megacristais de plagioclásio, e como minerais acessórios anfibólio, epidoto magmático, titanita e clinopiroxênio em menor quantidade.

Plagioclásio em geral ocorre como cristais hipidiomórficos e, menos comumente, como cristais idiomórficos, com extinção reta ou ondulante, lamelas deformadas a rompidas, geminação polissintética, além de intercrescimento mirmequítico, sugerindo deformação em estado sólido a alta temperatura. Também apresentam inclusões de biotita, zircão, apatita, epidoto e titanita. Alterações como sericitização e saussuritização são comuns. No plúton Tamboril, os cristais de plagioclásio ocorrem com dimensões variadas chegando a megacristais de até 4 cm, enquanto no plúton Olho d'Água são predominantemente equigranulares.

Várias feições texturais nos dois plútons indicam perturbações durante a cristalização do magma, como: (1) inclusões de biotita paralelas à faces do plagioclásio (*biotite rows*), sugerindo ciclos de reaquecimento do magma após iniciada a cristalização do plagioclásio (Figuras 2A, 2B e 3A); inclusões de biotitas oblíquas ao zoneamento do plagioclásio indicam que as mesmas não são produto de alteração; (2) *synneusis*, onde dois cristais de plagioclásio se formam por flutuação conjunta gerando sua geminação na orientação de fixação; (3) zonação oscilatória, indicativa de entrada de água no sistema durante a cristalização ou convecção na câmara magmática, que pode ocorrer por variações de temperatura (Figura 3A); (4) cristais de plagioclásio manteados, sugerindo mistura de magmas (Figura 3B); (5) inclusões de plagioclásio zonado com baías (*embayment*).

Os feldspatos alcalinos são de dois tipos no Plúton Tamboril: ortoclásio com geminação Carlsbad e microclina com geminação cruzada. A

referência internacional. Estas análises estão listadas na tabela 1.

Para medir a susceptibilidade magnética dos plútons Tamboril e Olho d'Água foi usado um kapâmetro KT-5. As medidas estão reportadas em unidade SI (Sistema Internacional) e se encontram listadas na Tabela 3.

pertita apresenta inclusões de plagioclásio exibindo *embayment* sugerindo reação com magma hospedeiro. Os feldspatos potássicos do plúton Tamboril ocorrem como cristais hipidiomórficos de até 3 cm de comprimento, apresentando inclusões de biotita, titanita, epidoto e zircão. No plúton Olho d'Água os feldspatos alcalinos são raros e ocorrem como cristais hipidiomórficos de microclina, geminação cruzada e por vezes com inclusões de biotita.

A biotita é a fase máfica dominante nos dois plútons e ocorre como palhetas hipidiomórficas a xenomórficas, às vezes formando agregados. Apresenta pleocroísmo de marrom escuro a avermelhado, eventualmente com aparência picotada. É comum inclusões de epidoto magmático (mEp), titanita, zircão, allanita, e também ocorrem como inclusões em clinopiroxênio e plagioclásio. No plúton Olho d'Água alguns cristais de biotita registram processos de alteração secundária como o desenvolvimento de clorita ao longo das clivagens e das bordas.

No plúton Tamboril, os cristais de clinopiroxênio são idiomórficos, sem inclusões, levemente alongados com até 1 cm de comprimento. No plúton Olho d'Água parece haver duas gerações de clinopiroxênios (cpx): (1) idiomórfico, sem inclusões, alongados, com até 4 cm de comprimento, pleocroísmo verde pálido a claro (Figura 3C); (2) hipidiomórficos, com inclusões de titanita, biotita, anfibólio e plagioclásio, pleocroísmo verde pálido a claro (Figura 3D). Esses clinopiroxênios ricos em inclusões podem significar que houve um reaquecimento do magma, uma cristalização tardia ou podem ser considerados resíduos da fonte original do magma. Nos dois plútons alguns cristais de clinopiroxênio ocorrem uralitizados, decorrentes de pseudo fracionamento, no qual o piroxênio não cristaliza diretamente do líquido, mas sim da reação clinopiroxênio + líquido (Figura 3F).

Os anfibólios ocorrem como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com pleocroísmo de verde azulado a marrom, mostrando inclusões

de biotita e alterações para clorita. Cristais de epidoto ocorrem de quatro formas texturais: (1) cristais idiomórficos a hipidiomórficos, bem

formados, relevo alto, com pleocroísmo de levemente amarelado a incolor, com núcleos de allanita e zonação oscilatória (Figura 3E);

Table 1- Análises químicas de rocha total para amostras dos plútons Tamboril e Olho d'Água.

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	PF	TOTAL	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	
(a) Plúton Tamboril																			
BELRS-02	65.27	14.84	0.69	4.31	1.76	0.06	3.4	3.16	3.96	0.2	1.37	99.01	843	113	519	227	27	12	
BELRS-06	66.58	15.26	0.6	3.48	1.23	0.04	3.08	3.6	4.02	0.16	1.07	99.1	937	126	561	233	24	13	
BELRS-6A	65.54	15.09	0.58	3.32	1.15	0.04	2.82	4.16	3.65	0.16	1.15	97.66	1184	126	520	211	24	11	
BELRS-07	65.07	14.8	0.63	4.04	1.57	0.05	3.06	3.61	4.01	0.18	1.27	98.29	851	125	410	194	25	12	
BELRS-08	66.43	15.13	0.64	3.99	1.63	0.05	3.14	4	3.74	0.19	1.48	100.41	1167	125	538	226	25	12	
BELRS-09	63.74	15.01	0.74	4.55	1.72	0.05	3.31	4.14	3.78	0.22	1.69	98.92	1414	122	544	233	26	13	
BELRS-10B	67.93	15.34	0.49	2.72	0.88	0.03	2.58	4.13	4.44	0.13	1.98	100.64	944	155	515	215	26	13	
BELRS-21	68.34	14.68	0.51	2.63	0.9	0.02	2.35	3.98	3.79	0.14	0.7	98.04	1044	134	494	200	22	12	
BELRS-21M	64.56	14.8	0.88	5.22	1.84	0.06	3.29	3.56	3.66	0.22	3.58	101.67	629	140	395	214	30	14	
(b) Plúton Olho d'Água																			
BELRS-04A	63.52	14.46	0.71	5.09	2.89	0.08	3.64	3.09	3.59	0.19	1.75	98.99	750	105	429	200	25	12	
BELRS-04B	63.55	14.59	0.72	4.87	2.65	0.07	3.62	3.07	3.57	0.26	1.69	98.65	814	103	441	206	25	13	
BELRS-05	64.8	14.58	0.74	5	2.62	0.08	3.82	3.17	4.24	0.2	1.2	100.43	782	106	429	211	26	13	
BELRS-13	63.5	14.51	0.78	4.73	1.94	0.06	3.57	2.77	4.31	0.18	1.97	98.32	704	105	401	208	22	13	
BELRS-14	65.06	14.68	0.66	4.18	2.1	0.05	3.26	3.77	3.99	0.17	1.94	99.85	987	113	460	207	23	12	
BELRS-16	62.78	14.55	0.69	5.09	2.98	0.07	3.92	2.92	3.93	0.17	1.45	98.55	712	102	434	193	22	11	
BELRS-17	62.07	14.76	0.72	5.25	3.01	0.08	4.18	2.85	4.1	0.19	0.22	97.43	714	98	453	201	24	11	
BELRS-18	62.46	14.71	0.82	5.29	2.54	0.07	3.85	3.11	3.88	0.22	1.78	98.72	858	100	452	224	25	12	
BELRS-19A	64.58	14.82	0.67	4.57	2.47	0.06	3.61	2.77	3.99	0.17	1.78	99.48	644	100	470	205	25	13	
BELRS-19B	63.63	14.91	0.71	4.87	2.72	0.07	3.76	3.24	4.19	0.18	1.38	99.65	788	105	454	202	25	12	
BELRS-20	62.55	14.56	0.75	5.19	2.81	0.07	3.93	3.01	3.76	0.2	1.23	98.06	737	100	411	192	24	11	
BELRS-25	64.79	14.66	0.73	4.86	2.13	0.07	3.76	3.08	3.62	0.16	2.05	99.9	719	108	394	204	25	12	
BELRS-26	65.14	14.4	0.66	3.99	1.69	0.05	3.12	3.34	3.75	0.16	2.06	98.35	739	117	420	197	23	11	
BELRS-27	62.84	14.87	0.75	5.22	2.93	0.08	4.04	2.98	3.59	0.19	2.34	99.8	767	102	483	214	24	12	
BELRS-28	62.92	14.94	0.71	5.1	2.89	0.08	3.87	3.05	3.63	0.19	1.53	98.9	749	108	458	212	26	12	
BELRS-29	62.95	15	0.84	5.38	2.57	0.07	3.97	3.03	3.56	0.22	4.16	101.75	761	107	485	248	25	12	
BELRS-30	63.23	14.79	0.72	5.12	2.83	0.07	3.85	3.18	3.56	0.18	1.3	98.83	788	109	463	213	26	10	
BELRS-31	62.12	14.64	0.84	5.44	2.62	0.08	3.88	2.93	3.29	0.21	2.71	98.77	825	98	412	215	27	14	
BELRS-32	63.91	14.96	0.79	4.95	2.34	0.07	3.78	3.26	3.53	0.2	2.17	99.95	922	108	477	242	27	13	

Tabela 2 Resultados obtidos por cálculo da norma CIPW.

Amostra	Quartzo (Q)	Ortoclasio (Or)	Albita (Ab)	Anortita (An)	Diopsídio (Di)	Hiperisféneo (Hy)	Ilmenita (Il)	Apatita (Ap)	Hematita (Hm)	Titanita (Tp)	Rutilo (Ru)	Total
Belrs-02	21.27	18.67	33.51	13.38	0.01	4.38	0.13	0.46	4.31	1.53	0.00	97.65
Belrs-06	21.71	21.27	34.02	12.96	0.00	3.06	0.09	0.37	3.48	0.90	0.19	98.05
Belrs-06A	21.18	24.58	30.89	12.50	0.00	2.86	0.09	0.37	3.32	0.31	0.41	96.51
Belrs-07	20.03	21.33	33.93	11.72	0.22	3.81	0.11	0.42	4.04	1.41	0.00	97.02
Belrs-08	21.10	23.64	31.65	12.68	0.00	4.06	0.11	0.44	3.99	1.17	0.11	98.94
Belrs-09	17.57	24.47	31.99	11.76	0.66	3.98	0.11	0.51	4.55	1.68	0.00	97.26
Belrs-10B	20.30	24.41	37.57	9.73	0.49	1.96	0.06	0.30	2.72	1.12	0.00	98.67
Belrs-20	18.03	17.79	31.82	13.96	1.48	6.32	0.15	0.46	5.19	1.65	0.00	96.83
Belrs-21	25.08	23.52	32.07	10.74	0.00	2.24	0.04	0.32	2.63	0.00	0.49	97.34
(a) Plúton Tamboril												
BEIRS-04A	19.80	18.26	30.38	14.21	0.35	7.04	0.17	0.44	5.09	1.52	0.00	97.26
BEIRS-04B	20.39	18.14	30.21	14.72	0.00	6.60	0.15	0.60	4.87	1.09	0.20	96.97
BEIRS-05	17.83	18.73	35.88	11.39	3.12	5.08	0.17	0.46	5.00	1.60	0.00	99.26
BEIRS-13	18.76	16.37	36.47	12.06	1.55	4.11	0.13	0.42	4.73	1.75	0.00	96.35
BEIRS-14	18.66	22.28	33.76	11.01	1.52	4.53	0.11	0.39	4.18	1.48	0.00	97.92
BEIRS-16	17.44	17.26	33.25	13.44	2.16	6.42	0.15	0.39	5.09	1.50	0.00	97.11
BEIRS-17	15.71	16.84	34.69	13.45	3.00	6.11	0.17	0.44	5.25	1.55	0.00	97.22
BEIRS-18	17.46	18.38	32.83	13.54	1.21	5.77	0.15	0.51	5.29	1.82	0.00	96.95
BEIRS-19A	20.36	16.37	33.76	14.35	0.28	6.02	0.13	0.39	4.57	1.48	0.00	97.71
BEIRS-19B	16.37	19.15	35.45	12.31	2.32	5.70	0.15	0.42	4.87	1.55	0.00	98.29
BEIRS-21M	20.79	21.04	30.97	13.44	0.00	4.58	0.13	0.51	5.22	1.02	0.40	98.09
BEIRS-25	21.80	18.20	30.63	14.65	0.54	5.06	0.15	0.37	4.86	1.60	0.00	97.86
BEIRS-26	22.19	19.74	31.73	12.59	0.00	4.21	0.11	0.37	3.99	1.30	0.08	96.30
BEIRS-27	18.74	17.61	30.38	15.66	0.66	6.99	0.17	0.44	5.22	1.62	0.00	97.49
BEIRS-28	18.61	18.02	30.72	15.46	0.26	7.08	0.17	0.44	5.10	1.52	0.00	97.38
BEIRS-29	19.42	17.91	30.12	16.00	0.00	6.40	0.15	0.51	5.38	1.59	0.11	97.59
BEIRS-30	19.03	18.79	30.12	14.98	0.55	6.79	0.15	0.42	5.12	1.57	0.00	97.53
BEIRS-31	20.43	17.32	27.84	16.52	0.00	6.53	0.17	0.49	5.44	0.95	0.36	96.05
BEIRS-32	20.33	19.27	29.87	15.35	0.00	5.83	0.15	0.46	4.95	1.48	0.11	97.79
(b) Plúton Olho d'Água												

Tabela 3 - Análises de susceptibilidade magnética.

Amostra	Valores de susceptibilidade magnética														
	(a) <u>Plúton Tamboril</u>							(b) <u>Plúton Olho d'Água</u>							
BELRS-02	0.12	0.14	0.16	0.13	0.13	0.13	0.11	0.1	0.12	0.09	0.12	0.12	0.12	0.18	0.14
BELRS-07	0.13	0.09	0.09	0.12	0.07	0.13	0.13	0.1	0.14	0.09	0.12	0.12	0.04	0.13	0.12
BELRS-08	0.1	0.13	0.12	0.12	0.14	0.13	0.13	0.15	0.15	0.12	0.11				
BELRS-09	0.07	0.08	0.1	0.12	0.15	0.13	0.13	0.09	0.08	0.08	0.15	0.07	0.09	0.09	0.05
BELRS-10	0.05	0.09	0.07	0.09	0.12	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.15	0.07	0.09	0.09	0.05
BELRS-21	0.05	0.06	0.05	0.09	0.05	0.03	0.03	0.05	0.06	0.06	0.03				
BELRS-04	0.16	0.07	0.17	0.15	0.14	0.14	0.18	0.13	0.12	0.14	0.11	0.15	0.16		
BELRS-05	0.14	0.13	0.17	0.18	0.15	0.15	0.12	0.15	0.12	0.15	0.19	0.12			
BELRS-13	0.17	0.16	0.17	0.15	0.13	0.13	0.13	0.14	0.16	0.19	0.13				
BELRS-14	0.09	0.03	0.15	0.11	0.1	0.1	0.14	0.12	0.16	0.11					
BELRS-16	0.12	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14	0.12	0.16	0.11					
BELRS-17	0.15	0.21	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.15							
BELRS-18	0.19	0.14	0.19	0.16	0.16	0.16	0.15								
BELRS-19	0.14	0.15	0.13	0.14	0.17	0.17	0.14								
BELRS-20	0.14	0.17	0.18	0.14	0.17	0.17	0.15	0.15							
BELRS-25	0.15	0.11	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.15	0.17	0.19	0.16	0.15	0.15	0.15	0.14
BELRS-26	0.12	0.11	0.14	0.1	0.13	0.13	0.1	0.12	0.14	0.12	0.13	0.1	0.12	0.12	0.12
BELRS-27	0.2	0.2	0.2	0.14	0.19	0.19	0.22	0.18	0.17	0.2	0.18	0.19	0.17	0.17	0.17
BELRS-28	0.17	0.15	0.15	0.16	0.14	0.14	0.16	0.18	0.17	0.18	0.16	0.16	0.16	0.19	0.19
BELRS-29	0.15	0.14	0.16	0.22	0.16	0.16	0.23	0.2	0.17	0.23	0.16	0.17	0.17	0.19	0.19
BELRS-30	0.18	0.15	0.24	0.16	0.16	0.16	0.16	0.14	0.16	0.15	0.16	0.16	0.17	0.19	0.19
BELRS-31	0.15	0.17	0.17	0.14	0.13	0.13	0.18	0.14	0.14	0.11	0.11	0.14	0.14	0.15	0.15
BELRS-32	0.17	0.14	0.13	0.16	0.19	0.19	0.15	0.14	0.16	0.18	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13
BELRS-33	0.1	0.1	0.1	0.09	0.11	0.11	0.11	0.13	0.09	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13

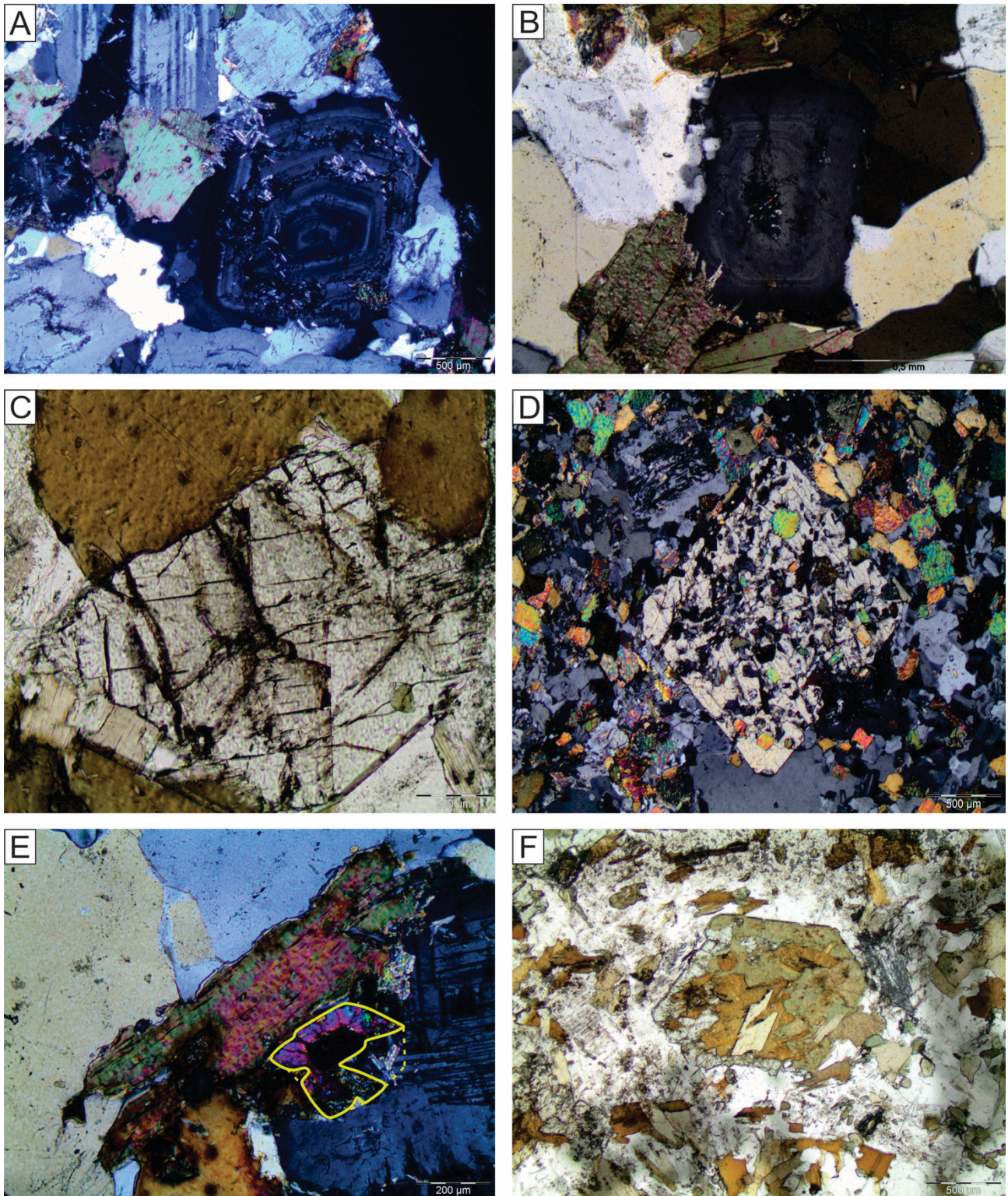


Figura 3. (A) Plagioclásio zonado e com "biotite rows"; (B) Plagioclásio manteado; (C) Clinopiroxênio idiomórfico, sem inclusões; (D) Clinopiroxênio com hábito poiquilitico; (E) Epidoto magmático subbédrico, com núcleo de allanita e zonação oscilatória; (F) Clinopiroxênio uralitizado

(2) hipidiomórficos, com inclusões de titanita, biotita, anfibólio e plagioclásio, pleocroísmo verde pálido a claro (Figura 3D). Esses clinopiroxênios

ricos em inclusões podem significar que houve um reaquecimento do magma, uma cristalização tardia ou podem ser considerados resíduos da fonte

original do magma. Nos dois plútons alguns cristais de clinopiroxênio ocorrem uralitizados, decorrentes de pseudo fracionamento, no qual o piroxênio não cristaliza diretamente do líquido, mas sim da reação clinopiroxênio + líquido (Figura 3F).

Os anfibólios ocorrem como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com pleocroísmo de verde azulado a marrom, mostrando inclusões de biotita e alterações para clorita. Cristais de epidoto ocorrem de quatro formas texturais: (1) cristais idiomórficos a hipidiomórficos, bem formados, relevo alto, com pleocroísmo de levemente amarelado a incolor, com núcleos de allanita e zonação oscilatória (Figura 3E); (2) idiomórficos a hipidiomórficos, com pleocroísmo variando de levemente amarelado a incolor, incluso na borda da biotita, sem núcleo de allanita, parcialmente digeridos pelo magma; (3) hipidiomórfico a xenomórfico, incolor, alongado e incluso no núcleo de megacristais de plagioclásio; (4) como saussuritização na borda de plagioclásio. De acordo com Sial (1990) que descreveu texturas de epidoto semelhantes, em outros plútons deste tipo no CST, os tipos (1) e (2) parecem ser de origem magmática, o tipo (3) parece desestabilização do núcleo cálcico do plagioclásio e o tipo (4) está relacionado à desestabilização da borda do plagioclásio.

A allanita é um acessório comum nos dois plútons ocorrendo de três maneiras: (1) cristais ovalados a idiomórficos isolados de cor laranja, com relevo alto e até 1,5 mm de comprimento; (2) em contato com biotita, gerando um halopleocroísmo devido a sua radioatividade; e (3) no núcleo de epidoto magmático. Alguns cristais

estão em processo de metamictização, onde a allanita se decompõe até passar a ser amorfo devido à radioatividade possivelmente de Th e U em sua estrutura. A titanita ocorre como cristais idiomórficos, por vezes ocorrendo como agregados xenomórficos com pleocroísmo de cor marrom claro a escuro. Os minerais acessórios menos comuns são apatita e zircão. O zircão ocorre como cristais idiomórficos ou como inclusões em biotita, gerando halopleocroísmo. Óxidos de ferro são muito raros, mas ocorrem como minerais hipidiomórficos, associados principalmente com agregados de biotita ou agregados de anfibólio. Muscovita ocorre associada a plagioclásio, como produto de sua alteração. A ordem de cristalização para os plútons Tamboril e Olho d'Água é a seguinte: óxidos de ferro – zircão – titanita – apatita – clinopiroxênio – anfibólio – muscovita – allanita – epidoto – biotita – plagioclásio – feldspato potássico – quartzo.

As composições modais dos plútons Tamboril e Olho d'Água foram determinadas através do método de estimativa de porcentagem dos minerais em lâmina petrográfica. Suas proporções modais foram projetadas no diagrama de classificação QAP proposto por Strekeisen (1976), com os *trends* evolutivos para séries magmáticas, propostas por Lameyre e Bowden (1982). As curvas de Lameyre e Bowden evidenciam tendências distintas de evolução para os dois plútons, enquanto o plúton Olho d'Água tem uma curva de evolução tonalítica, o plúton Tamboril tem uma evolução granodiorítica cálcio-alcalina (Figura 4). É importante destacar que se fossem duas fácies, o trend deveria ser contínuo, mas o que ocorre são dois trends distintos.

6. GEOQUÍMICA

6.1 ROCHA TOTAL

Para o plúton Tamboril os teores de sílica variam de 65–69 %, de álcalis entre 6,7–8,5 %, CaO mostra uma certa oscilação entre 2,3–3,4 %, Fe₂O_{3t} varia de 2,6–5,2 %, MgO entre 0,9–1,8 %. Para o plúton Olho d'Água os teores de sílica variam de 62–65 %, de álcalis entre 6–8 %, CaO entre 3,1–4,2 %, Fe₂O_{3t} de 4–5,4 % e MgO entre 1,7–3 %. As rochas são cálcio-alcalinas de alto potássio, metaluminosas, magnesianas do tipo cordilheirano, e plotam nos campos de variação composicional de granitos de arco vulcânico (Pearce et al., 1984) (Figura 6). O Plúton Tamboril mostra valores altos em Ba (629-1414 ppm), valores moderados de Sr (395-561 ppm), Rb com valores baixos a moderados (113-155 ppm) e Zr

moderados (194-233 ppm). Dois elementos se apresentam com baixos teores, o Y com valores variando entre 22-30 ppm e Nb (11-14 ppm). O Plúton Olho d'Água mostra valores altos em Ba (644-987 ppm), valores moderados de Sr (394-485 ppm), Rb com valores baixos a moderados (98-117 ppm) e Zr moderados (192-248 ppm). Dois elementos se apresentam com baixos teores, o Y com valores variando entre 22-27 ppm e Nb (10-14 ppm). O Plúton Tamboril apresenta maiores teores de SiO₂ e álcalis, enquanto o Plúton Olho d'Água tem maiores teores de CaO, Fe₂O₃ e MgO. Em termos de elementos traços o Plúton Tamboril é levemente mais rico em Ba, Sr, Rb e Y, enquanto o Plúton Olho d'Água é mais rico em Zr.

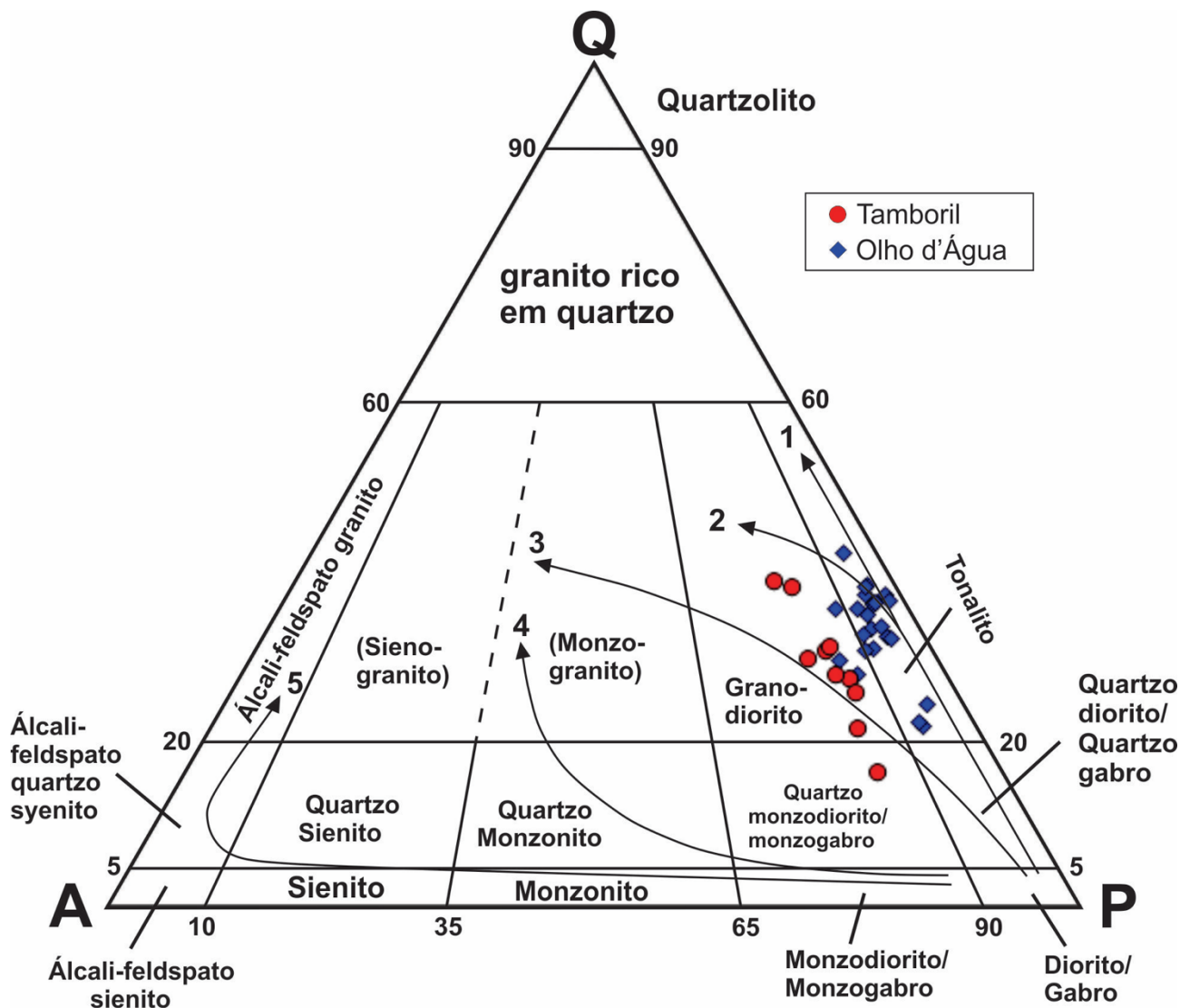


Figura 4

Diagrama de composição modal proposto por Streckeisen (1976) para classificação de rochas ígneas plutônicas, com *trends* de Lameyre & Bowden (1982): 1– toleítico; 2– tonalítico ou trondhjemítico cálcio–alcalino; 3– granodiorítico cálcio–alcalino; 4– monzonítico ou shoshonítico subalcalino; 5– alcalino e peralcalino.

Apesar de plotarem em campos próximos, os diagramas propostos mostram uma leve distinção entre os plútons, evidenciados principalmente nos diagramas do tipo Harker. Os diagramas de correlação para os elementos maiores das rochas dos dois plútons mostram tendências negativas entre SiO_2 e Fe_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 , CaO , MgO , MnO , sugerindo um fracionamento progressivo das fases máficas, como minerais de óxido de ferro, apatita, titanita, diopsídio e hornblenda (Figura 5). Traçando linhas de regressão no gráfico TiO_2 versus SiO_2 para os dois plútons é possível ter uma ideia da porcentagem de minerais máficos e félsicos que seriam cristalizados durante a diferenciação magmática. Aplicando esta técnica,

ficaria em torno de 55% de sílica, que equivale a um andesito ou um basalto toleítico, pois estes têm em torno de 1,1-1,5% de titânio. Os óxidos K_2O e Al_2O_3 apresentam dados muito dispersos, isto pode estar relacionado à formação do feldspato potássico e uma provável mistura de magmas com assimilação de rochas encaixantes. Apesar de Na_2O parecer disperso, apresenta um padrão de correlação levemente positivo, crescendo com o aumento de sílica. Esta dispersão pode estar relacionada às proporções de Na_2O tanto em plagioclásio (albita), quanto nos feldspatos potássicos (pertita), que se cristalizam em momentos distintos.

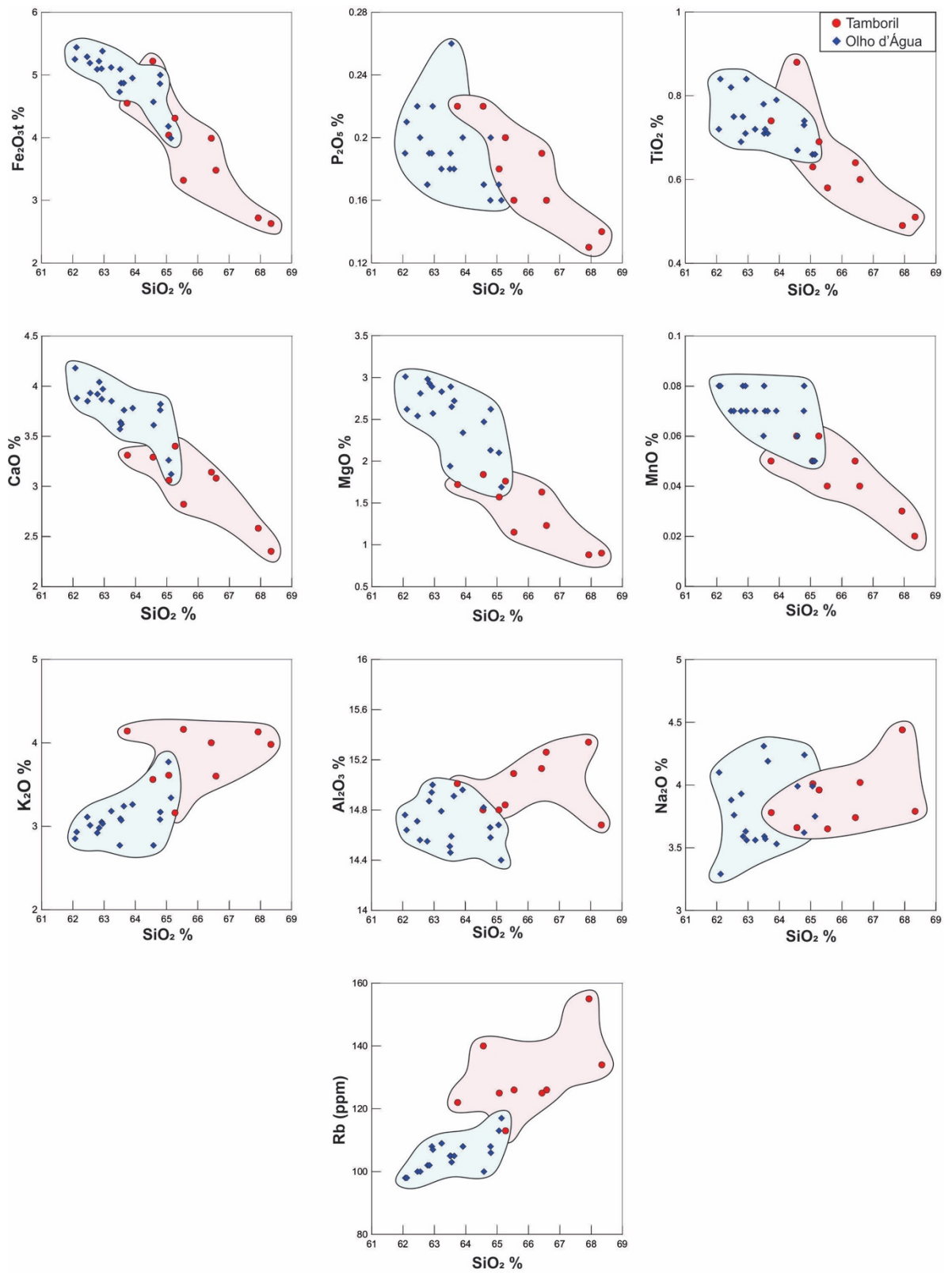


Figura 5

Figura 5
Diagramas de variação para elementos maiores e traços dos plútons estudados.

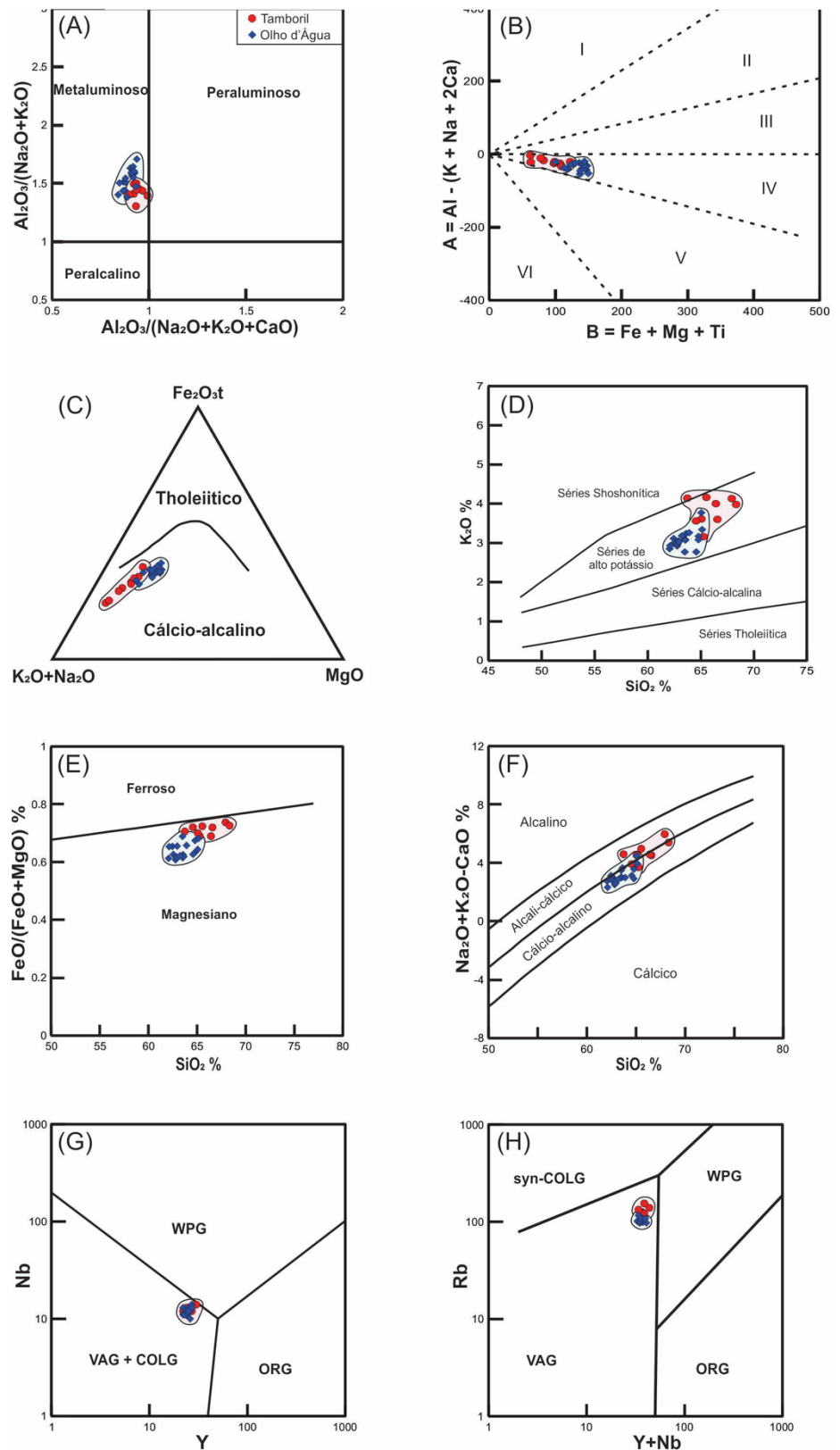


Figura 6. (A) Índice de Shand para os granitos estudados, campos propostos por Maniar & Piccolli (1989). (B) Granitos estudados na classificação catiônica de Debon e Le Fort (1983). (C) Granitos estudados no diagrama AFM, campos propostos por Irvine and Baragar (1971). (D) Granitos estudados no diagrama K_2O versus SiO_2 , campos propostos por Peccerillo and Taylor (1976). (E) Granitos estudados no diagrama $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ versus percentagem de SiO_2 , campos das séries ferrosa e magnésiana propostos por Frost et al. (2001). (F) Granitos estudados no diagrama Na_2O+K_2O-CaO versus percentagem de SiO_2 , campos propostos por Frost et al. (2001). (G) Granitos estudados no diagrama Nb versus Y, campos propostos por Pearce et al. (1984). (H) Granitos estudados no diagrama Rb versus Y+Nb, campos propostos por Pearce et al. (1984).

6.2 CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA POR MINERAIS NORMATIVOS

As análises em rocha total convertidas em minerais normativos de acordo com a norma CIPW apresentam certa compatibilidade com as análises petrográficas, com valores de quartzo variando de 15 a 22% para o plúton Olho d'Água e de 17 a 25% para o plúton Tamboril. Por se tratarem de rochas cálcio-alcálicas de alto-K, faz com que todo o potássio das rochas entre no cálculo da norma como ortoclásio, apesar de haver pouco ortoclásio em lâmina petrográfica, deslocando o gráfico para o lado esquerdo do diagrama Q'ANOR de Streckeisen e Le Maitre (1979), o qual é considerado análogo ao QAP (1976). Os teores de hematita normativa são desproporcionalmente maiores do que a quantidade deste mineral nas

7. SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Os plútons estudados apresentam dados de susceptibilidade magnética muito baixos ($< 0,3 \times 10^{-3}$ SI), com média de $0,135 \times 10^{-3}$ SI (Figura 8). O plúton Olho d'Água, que é rico em clinopiroxênio, apresenta valores ligeiramente mais altos que o plúton Tamboril. Esses valores baixos são um reflexo da baixa quantidade de fases minerais opacas tanto em afloramentos quanto em lâminas petrográficas.

De acordo com Sial e Ferreira (2015), quase todos os plútons neoproterozoicos com epidoto magmático no Terreno Cachoeirinha-Salgueiro, em que fases opacas são praticamente ausentes, exibem baixa susceptibilidade magnética ($\approx 0,3 \times 10^{-3}$ SI). Todos esses plútons correspondem em termos de susceptibilidade magnética à série Ilmenita dos granitos de Ishihara (1977) (SM com valores $< 3 \times 10^{-3}$ SI, que é o limite entre as séries Magnetita e Ilmenita proposto por Takahashi et al. (1980). Isso implicaria que eles são derivados de

8. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Evidências sugerem fontes de origem ígnea (tipo-I) e metassedimentar (tipo-S) para os plútons Tamboril e Olho d'Água, de acordo com os critérios de Chappel e White (1974). Estes plútons têm valores de susceptibilidade magnética baixos ($\approx 0,3 \times 10^{-3}$ SI), que são típicos de granitos do tipo-S, como descrito por Ishihara (1977) e Takahashi et al. (1980). Entretanto, granitos tipo-I com epidoto magmático no Terreno Cachoeirinha-Salgueiro também têm baixos valores de susceptibilidade magnética ($< 0,5 \times 10^{-3}$ SI) porque o Fe^{+3} está ligado a estrutura do epidoto, de acordo com Sial et al. (1999). As fases minerais máficas dos plútons Tamboril e Olho d'Água

rochas estudadas, o ferro (Fe_2O_3) da norma vêm de minerais como biotita, clinopiroxênio, anfibólio e epidoto.

A maioria das amostras do plúton Olho d'Água plota no campo de granodiorito, com algumas amostras plotando próximas dos limites dos campos do quartzo monzodiorito, quartzo monzonito e monzogranitos. As amostras do Plúton Tamboril plotam no campo do monzogranito, com umas poucas no campo do granodiorito (Figura 7A). No diagrama Q-Or-Ab (Winter, 2013), a maioria das amostras plotam nos campos dos granitos do tipo-I e tipo-M, entre 0.5 e 1 GPa indicando altas pressões de cristalização (Figura 7B).

magmas com baixa fugacidade de oxigênio. Entretanto, epidoto e hornblenda em magmas cálcio-alcálicos demonstram que a fugacidade de oxigênio foi mais alta (entre os tampões NNO e HM; Sial et al. 1983) do que é necessário para granitoides da série Ilmenita (entre os tampões NNO e QFM). A ocorrência de titanita eudral e magnetita como fases pré-cristalização em rochas silicáticas indicam que o magma foi relativamente oxidado (Wones 1989). Estudos experimentais conduzidos por Schmidt e Thompson (1996) com pressão de 2.1 a 18 kbar e temperaturas entre 550–850 °C mostram que magnetita é significativamente mais abundante em intrusões graníticas sem epidoto do que com epidoto. A maior parte do ferro está ligada à estrutura de epidoto (pistacita) e não aos minerais de óxido de ferro, esta talvez seja uma explicação para os valores de SM serem abaixo do esperado nos granitoides que possuem epidoto (Sial et al. 1999, 2008).

(clinopiroxênio, anfibólio, biotita e titanita) e a presença de agregados ricos em anfibólio apontam para uma fonte de tipo-I.

Agregados ricos em anfibólios são considerados como fragmentos que se destacaram de uma fonte profunda (Sial e Ferreira, 2015) e podem representar restitos da fusão parcial de uma fonte anfibolítica. Fusão envolvendo zoisita + anfibólio + quartzo produz líquido + clinopiroxênio entre 10 e 25 kbar a temperaturas acima de 800 °C (Thompson e Ellis, 1994). Sial e Ferreira (2000), em estudos do plúton Pedra Branca, Terreno Cachoeirinha-Salgueiro, petrograficamente semelhante aos dois plútons

estudados, sugeriram que a sua homogeneidade isotópica e química, presença de clinopiroxênio, e temperatura do *liquidus* estimada acima de 800 °C

pode ser o registro de uma fusão peritética de uma fonte anfibolítica.

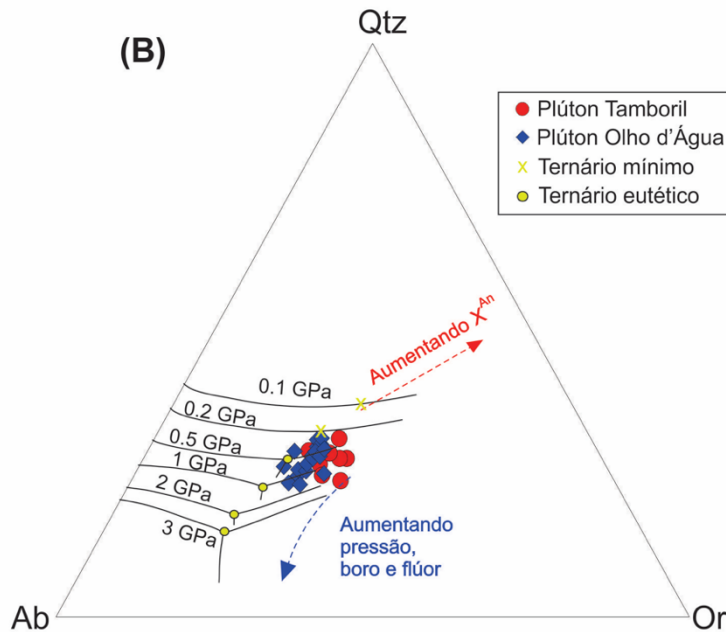
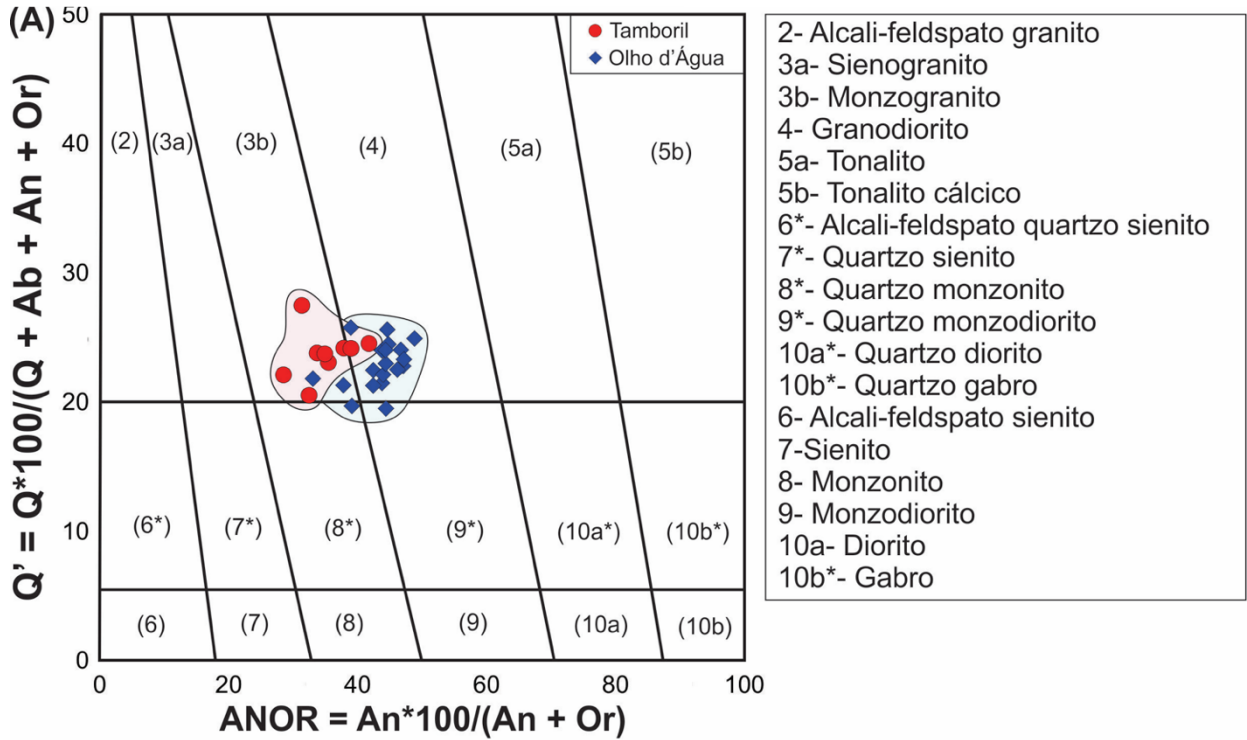


Figura 7
 (A) Diagrama de classificação normativa Q'ANOR (Streckeisen e Le Maitre, 1979). (B) Diagrama Q-Or-Ab (Winter, 2013).

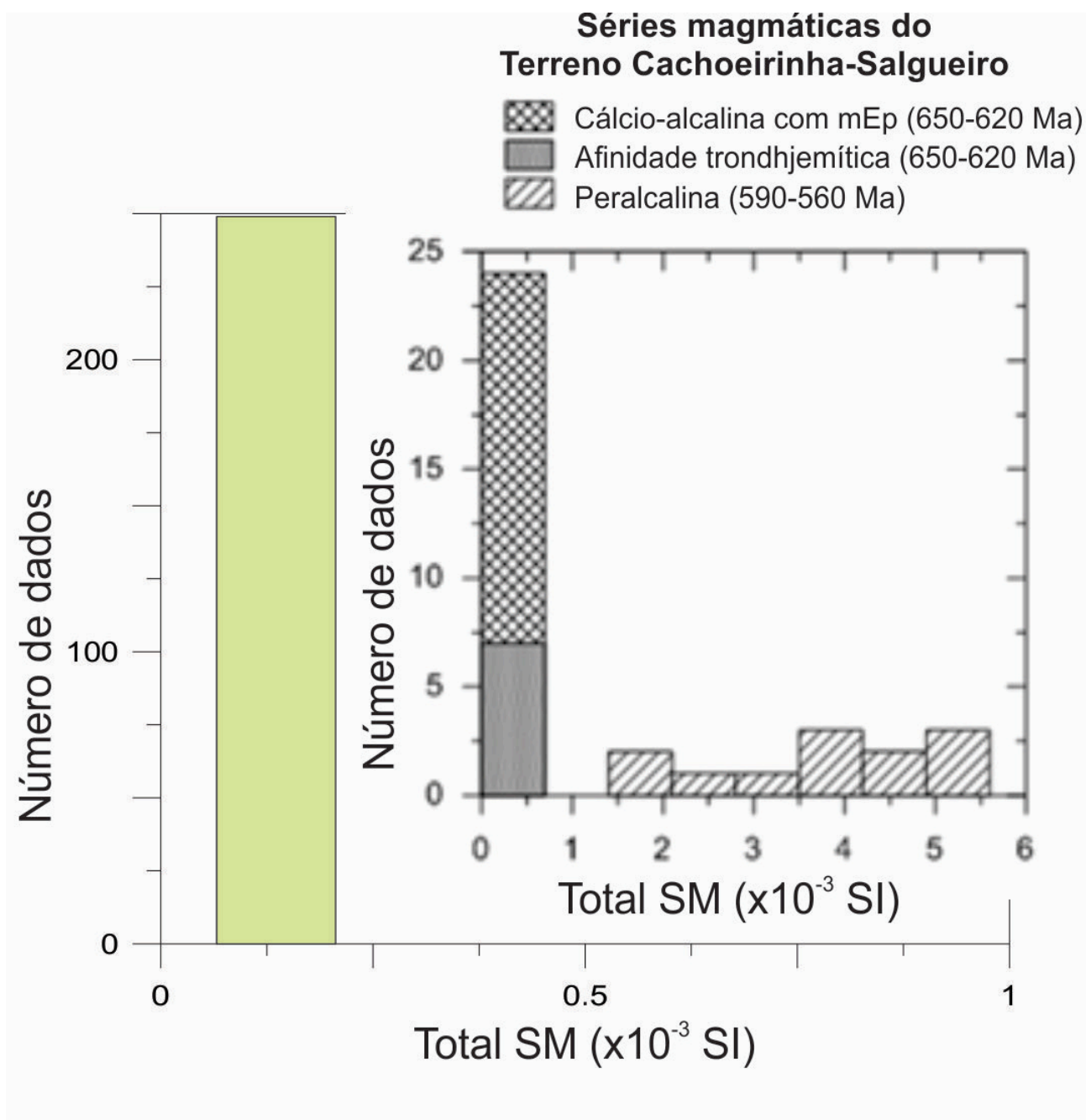


Figura 8

Comparação entre o histograma de susceptibilidade magnética (SM) para plútons graníticos Ediacaranos no Terreno Cachoeirinha-Salgueiro proposto por Sial & Ferreira (2015), e o histograma de susceptibilidade magnética dos plútons Tamboril e Olho d'Água, em verde, plotados em campos semelhantes.

Os plútons Tamboril e Olho d'Água são petrograficamente e mineralogicamente similares. A mineralogia metaluminosa (hornblenda, biotita, titanita e clinopiroxênio) mostra que é improvável que os magmas de Tamboril e Olho d'Água sofreram assimilação crustal. Zonações oscilatórias em fina escala e inclusões de biotita e epidoto

comuns em megacristais de plagioclásios e feldspatos potássicos sugerem convecção na câmara magmática ou variação de condições físico-química durante a cristalização. Parece haver duas gerações de clinopiroxênios: idiomórfico, sem inclusões e hipidiomórficos, com inclusões de diversos minerais. Estes clinopiroxênios cheios de

inclusões podem ser considerados resíduos da fonte original do magma. Ocorrem também clinopiroxênios uralitizados, sugerindo um pseudofracionamento, onde o clinopiroxênio não cristaliza diretamente do líquido, mas sim da reação clinopiroxênio + líquido. Presença de epidoto magmático em várias relações texturais indica uma maior faixa estendida de temperatura de cristalização, acima do campo de estabilidade de ~6 kbar (Schmidt e Thompson, 1996), com rápido transporte na ascensão do magma. Alternativamente, o campo de estabilidade do epidoto magmático poderia ter se estendido para níveis mais rasos da crosta se a fugacidade de oxigênio tivesse sido suficientemente alta.

Clinopiroxênio é substancialmente menos abundante quando há a presença de epidoto nos plútons Tamboril e Olho d'Água, assim como ocorre no plúton Pedra Branca (Sial e Ferreira, 2015). Isso é consistente com experimentos de Schmidt e Thompson (1996) em magmas tonalíticos saturados em água, que demonstra que fusão de epidoto acima da reação de entrada do clinopiroxênio está diretamente relacionada ao aparecimento de clinopiroxênio, isto é, com o aumento da temperatura modal o aumento de clinopiroxênio é diretamente proporcional à diminuição do epidoto modal (epidoto + hornblenda + H₂O = clinopiroxênio + líquido).

9. REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review* 17:1–29.
- Almeida, C.N., Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F. 2002. A-type postcollisional granites in the Borborema province - NE Brazil: the Queimadas pluton. *Gondwana Research* 5:667–681.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V. 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and Its Correlation with Nigeria, NW Africa, vol. 294. Geological Society, London, Special Publication, 49–67.
- Barbosa O., Baptista M.B., Coelho J.A.L. 1970. Geologia econômica de parte da região do Médio São Francisco. DNPM/DFPM, Bol. 140:97.
- Barbosa, J. A. & Lima Filho, M. F. 2006. "Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços." *Boletim de Geociências da PETROBRAS* 14.2:287–306.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48:43–55.
- Beard, J.S. & Lofgren, G.E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6–9 kb. *Journal of Petrology* 32:365–401.
- Bohlen, S.R., Wall, V.J., Boettcher, A.L. 1983. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist* 69:1049–1058.
- Brito Neves, B. B. 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência 198.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província da Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geoc.*, 25(4):279–296.
- Brito Neves, B. B., EJ dos Santos, Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Tectonic Evolution of South America* 1:151–182.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Fetter, A. 2002. North-western Africa–North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, 34(3):275–278.
- Caby, R., Sial, A.N., Ferreira, V.P. 2009. High-pressure thermal aureoles around two Neoproterozoic syn-orogenic magmatic epidote-bearing granitoids, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27:184–196.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. "Two contrasting granite types." *Pacific Geology* 8.2:173–174.
- Debon, F. & Le Fort, P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh* 73(3):135–149.
- Ferreira, V. P., A. N. Sial, Whitney, J. A. 1994. Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. *Lithos* 33(4):285–302.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Long, Leon; Pin, C. 1997. Isotopic signatures of Neoproterozoic to Cambrian ultrapotassic syenitic magmas, Northeastern Brazil: implications for enriched mantle source. *International Geology Review*, 39:660–669.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of proterozoic granitoids in terranes of Borborema structural province, northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11:439–455.
- Ferreira, V.P., Valley, J.W., Sial, A.N., Spicuzza, M. 2003. Oxygen isotope compositions and magmatic epidote from two contrasting metaluminous granitoids, NE Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145:205–216.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Moura, C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone,

- Northeastern Brazil. *Geologia do Continente Sul-Americano: a evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Universidade de São Paulo, capítulo XII:189–201.
- Ferreira, V.P. 2010. Plutonismo saturado a supersaturado na Zona Transversal, porção leste da Província Borborema: revisão petrológica, geoquímica e isotópica. Universidade Federal de Pernambuco, Tese de Titular, 163.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Pimentel, M.M., Armstrong, R., Spicuzza, M., Guimarães, I., Silva Filho, A.F. 2011. Contrasting sources and PeT crystallization conditions of epidote-bearing granitic rocks, Northeastern Brazil: O, Sr and Nd isotopes. *Lithos* 121:189–201.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* 42:2033–2048.
- Guimaraes, I.P. & da Silva Filho, A.F. 1992. Evolução petrológica e geoquímica do complexo Bom Jardim, Pernambuco. *Revista brasileira de geociências*, 22:29–42.
- Guimaraes, I.P. & da Silva Filho, A. F. 1998. Nd- and Sr- isotopic and U-Pb geochronologic constraints for evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. *International Geology Review*, 40:500–527.
- Guimaraes, I.P., Almeida, C.N., da Silva Filho, A.F., Araújo, J.M.M. 2000. Granitoids marking the end of the Brasileiro (Pan-african) orogeny within the central tectonic domain of the Borborema Province. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 30:177–181.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araujo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research* 135:23–53.
- Guimaraes, I.P., Silva filho, A.F., Melo, S.C., Macambira, M.B. 2005. Petrogenesis of A-type granitoids from the Pajeú-Paraíba belt, Borborema province, NE Brazil: constraints from geochemistry and isotopic composition. *Gondwana Research*, 8:347–362.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A., Almeida, C.N., Macambira, M., Armstrong, R.A. 2011. U-Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3e1.6 Ga Nd TDM model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 31:383–396.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth of Science* 8:523–548.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27:293–305.
- Kozuch, M. 2003. Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. Ph.D. Dissertation, University of Kansas, 199.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14:169–186.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101:635–643.
- Medeiros V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Natal. Tese de Doutorado, PPGG/UFRN, 200.
- Neves, S. P. 2015. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 58:150–164.
- Pearce, J., Harris, N.B.W., Tindle, A.D. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:956–983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kasmonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy Petrology* 58:63–81.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology* 20:375–379.
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research* 81:299–310.
- Pimentel, M.M., Fuck, F.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 195–229.
- Santos, E. J. & Medeiros, V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 29:73–84.
- Santos, T.J.S., Fetter, A.H., Neto, J.A.N. 2008. Comparisons between the Northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the Southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa, vol. 294. *Geological Society, London, Special Publication*, 101–119.
- Schmidt, M.W. & Thompson, A.B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogy* 81:424–474.
- Sial, A. N. 1984. Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização de granitoides do espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: XXXIII

- Congresso Brasileiro de Geologia, Anais. Rio de Janeiro: SBG, 2697–2702.
- Sial, A.N. 1990. Epidote-bearing calc-alkaline granitoids in Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 20:88–100.
- Sial, A. N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E., Cruz, M.J.M. 1998. Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema Province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:457–472.
- Sial, A.N., Dall’Agnol, R., Ferreira, V.P., Nardi, L.V.S., Pimentel, M.M., Wiedemann, C. 1999. Precambrian granitic magmatism in Brazil. *Episodes* 22(3):191–198.
- Sial, A.N. & Ferreira, V.P. 2000. Homogeneous $\delta^{18}\text{O}$ signature and the peritectic melting origin os Pedra Branca granodiorite pluton, state of Paraíba, NE Brazil.
- Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G., Morais Neto, J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos* 105:225–238.
- Sial, A.N. & Ferreira, V.P. 2015. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha– Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 113–133.
- Silva filho, A.F., Guimaraes, I.P., Thompson, R.N. 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Precambrian Research*, 62:323–342.
- Silva filho, A.F., Guimaraes, I.P., Kozuch, M. 1996. Mineral chemistry and tectonic significance of Neoproterozoic ultrapotassic plutonic rocks from the Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, Northeastern Brazil. *International Geology Review*, 38(7):649–664.
- Streckeisen, A.L. 1976. Classification and nomenclature of igneous rocks: *Earth-Science Reviews* 12:1–35.
- Streckeisen, A. & Le Maitre, R. W. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 136:169–206.
- Takahashi, M., Aramaki, S., Ishihara, S. 1980. Magnetite series ilmenite series vs I-type S-type granitoids. *Mining geology. Special Issue* 8:13–28.
- Thompson, A. B., Ellis, D. J. 1994. CaO+MgO+Al₂O₃+SiO₂+H₂O to 35 kb; amphibole, talc, and zoisite dehydration and melting reactions in the silica-excess part of the system and their possible significance in subduction zones, amphibolite melting, and magma fractionation. *American Journal of Science* 294(10):1229–1289.
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., & de Brito Neves, B. B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31(2):227–252.
- Winter, J. D. 2013. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson Education, 400.
- Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74:744–749.
- Xu, G., Will, T.M., Powell, R. 1994. A calculated petrogenetic grid for the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with particular reference to contact metamorphosed pelites. *Journal of Metamorphic Geology* 12:99–119.