

Geologia, petrologia e geocronologia U-Pb do Plúton Granítico Serra da Rajada: implicações sobre a evolução magmática ediacarana na porção NE do Domínio Rio Piranhas-Seridó (NE da Província Borborema)

Geology, petrology and U-Pb geochronology of Serra da Rajada Granitic Pluton: implications about ediacaran magmatic evolution in NE portion of the Rio Piranhas-Seridó Domain (NE of Borborema Province)

Alan Pereira da Costa¹, Marcos Antonio Leite do Nascimento², Antônio Carlos Galindo², Alexandre Ranier Dantas²

¹Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Núcleo de Apoio de Natal/Superintendência Regional de Recife, Rua Prof. Antônio Henrique de Melo, 2010 - Capim Macio, CEP 59078-580, Natal, RN, BR (alan.costa@cprm.gov.br; alexandre.dantas@cprm.gov.br)

²Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, Natal, RN, BR (marcos@geologia.ufrn.br; galindo@geologia.ufrn.br)

Recebido em 14 de março de 2015; aceito em 27 de outubro de 2015

Resumo

A atividade plutônica ediacarana, relacionada à orogênese Brasileira/Pan-Africana, constitui uma importante feição geológica na Província Borborema, representada por inúmeros batólitos, *stocks* e diques. O Plúton Granítico Serra da Rajada (PGSR), situado na porção central do Domínio Rio Piranhas-Seridó, representa um exemplo desses corpos, objeto de estudos cartográfico, petrográfico, litoquímico e geocronológico. Suas rochas são aqui descritas como monzogranitos constituídos por K-feldspato, plagioclásio (oligoclásio-An_{23-24%}), quartzo e biotita, tendo minerais acessórios opacos, titanita, allanita, apatita e zircão. Clorita, mica branca e carbonato são minerais de alteração. Dados litoquímicos evidenciam rochas bastante evoluídas (SiO₂, 69% a 75%), ricas em álcalis (Na₂O + K₂O ≥ 8,0%), empobrecidas em MgO (≤ 0,45%), CaO (≤ 1,42%) e TiO₂ (≤ 0,36%) e teores moderados de Fe₂O₃t (2,16 a 3,53%). Apresentam natureza transicional entre metaluminosas e peraluminosas (predomínio das últimas) e possuem afinidade por rochas cálcio-alcálicas de alto K. Diagramas de Harker mostram correlações negativas em Fe₂O₃t, MgO e CaO, indicando fracionamento de máficos e plagioclásio. O espectro de ETR mostra enriquecimento dos ETR leves com relação aos ETR pesados (LaN/YbN = 23,70 a 10,13) e anomalia negativa no Eu (Eu/Eu* = 0,70 a 0,23), sugerindo fracionamento ou acumulação na fonte de feldspatos (plagioclásio). A integração dos dados permite correlacionar as rochas do PGSR àquelas descritas na literatura como Suíte Cálcio-Alcalina de Alto K Equigranular. Estudos geocronológicos/isotópicos U-Pb e Sm-Nd indicam, respectivamente, que a biotita monzogranito possui idade de cristalização de 557±13 Ma, com idade modelo TDM de 2,36 Ga, tendo valor de ε_{Nd} para a idade de cristalização de -20,10, permitindo inferir fonte crustal para o magma, gerada no paleoproterozoico.

Palavras-chave: Província Borborema; Plúton Granítico Serra da Rajada; Petrografia; Litoquímica; Geocronologia.

Abstract

The Ediacaran plutonic activity, related to the Brazilian/Pan-African orogeny, is one of the most important geological features in the Borborema Province, formed by batholiths, stocks and dikes. The Serra da Rajada Granitic Pluton (SRGP), located in the central portion of the Rio Piranhas-Seridó Domain, is an example of these bodies. This site is the target of cartographic, petrographic, lithochemical and geochronological studies. Its rocks are described as monzogranites consisting of K-feldspar, plagioclase (oligoclase-An_{23-24%}), quartz and biotite (main mafic), having as accessory minerals opaque, titanite, allanite, apatite and zircon. Chlorite, white mica and carbonate are alteration minerals. Lithochemical data from 15 samples show quite evolved rocks (SiO₂, 69% to 75%), rich in alkalis (Na₂O + K₂O ≥ 8.0%), depleted in MgO (≤ 0.45%), CaO (≤ 1.42%) and TiO₂ (≤ 0.36%), and displaying moderate levels of Fe₂O₃t (2.16 to 3.53%). These rocks present a transitional nature between metaluminous and peraluminous (predominance of the latter) and have subalkaline/monzonitic affinity (high-K Calc-alkaline). Harker diagrams represent negative correlations in Fe₂O₃t, MgO and CaO, indicating fractionation of mafic and plagioclase.

The REE spectrum show enrichment of light in relation to heavy REE ($\text{LaN/YbN} = 23.70$ to 10.13), with negative anomaly in Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.70$ to 10.13) suggesting fractionation or accumulation in the feldspars source (plagioclase). Data integration allows correlating the SRGP rocks with those described as Equigranular high-K Calc-alkaline Suite. The U-Pb geochronology and Sm-Nd isotope dating indicate that the biotite monzogranite have a crystallization age of 557 ± 13 Ma and TDM model age of 2.36 Ga, respectively, and ϵ_{Nd} value of -20.10 for the crystallization age, allowing to infer a crustal source for the magma generated in the Paleoproterozoic age.

Keywords: Borborema Province; Serra da Rajada Granitic Pluton; Petrographic; Lithochemical; Geochronology.

INTRODUÇÃO

Inserido no Domínio Rio Piranhas–Seridó da Província Borborema (Almeida et al., 1981), Nordeste do Brasil, o Plúton Granítico Serra da Rajada, doravante abreviado para PGSR, está associado ao intenso plutonismo ediacarano que ocorre em toda a província, relacionado ao ciclo Brasiliano/Pan-Africano (Figura 1). Tal plutonismo pode

ser observado sob a forma de diversos batólitos, *stocks* e diques. Associado ao imenso volume desse plutonismo, observa-se uma considerável variação petrográfica e geoquímica. Ao longo dos anos, com a evolução do conhecimento sobre dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, várias tentativas de classificação e agrupamento para as rochas associadas a esse plutonismo foram propostas (Tabela 1).

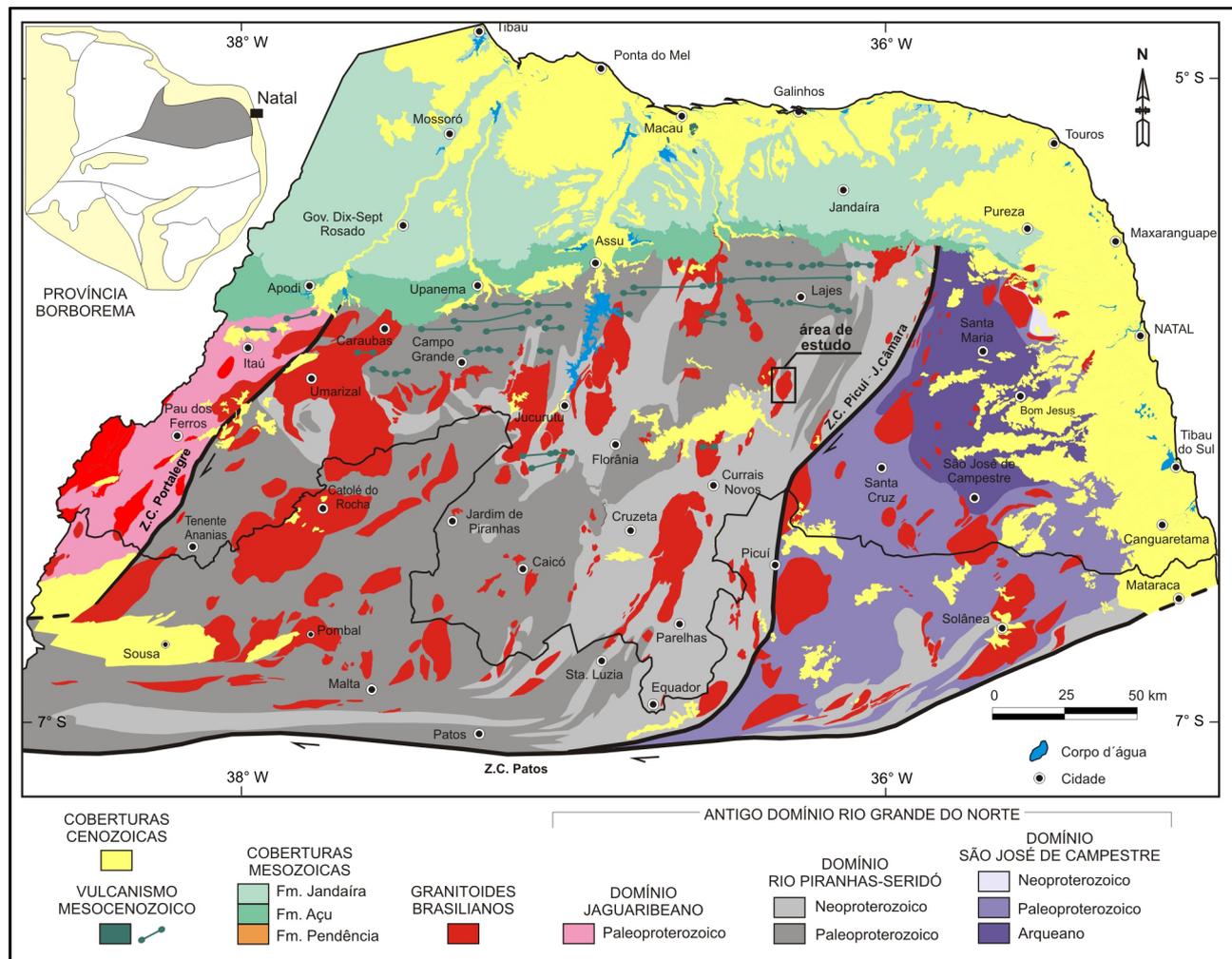


Figura 1. Compartimentação geológica da porção NE da Província Borborema, com destaque para os domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas-Seridó e São José de Campestre, compondo o antigo Domínio Rio Grande do Norte (segundo Medeiros, 2013), com a localização da área do PGSR.

Tabela 1. Correlação entre as principais classificações de rochas plutônicas ediacaranas no Domínio Rio Piranhas-Seridó, NE da Província Borborema (Nascimento et al., 2015).

Almeida et al. (1967)	Jardim de Sá et al. (1981)	Sial (1987)	Jardim de Sá (1994)	Galindo et al. (1997a)	Galindo et al. (1997b)*	Ferreira et al. (1998)	Angelim et al. (2006)	Nascimento et al. (2015)
	G _x		Suíte Básica a Intermediária	Suíte Shoshonítica		Granitoides Shoshoníticos	Suíte São João do Sabugi	Suíte Shoshonítica
Itaporanga	G ₃	Grupo Calcioalcalino K	Suíte Porfírtica			Granitoides Calcioalcalino Alto K com e sem epidoto magmático	Suíte Itaporanga	Suíte Calcioalcalina alto K Porfírtica
Conceição		Grupo Calcioalcalino				Granitoides Calcioalcalino com epidoto magmático		Suíte Calcioalcalina
	G ₄		Suíte Leucogranítica			Granitoides Calcioalcalino Peraluminosos	Suíte Dona Inês	Suíte Calcioalcalina alto K Equigranular
Itapetim		Grupo Trondhjemitico				Granitoides Trondhjemiticos		
Catingueira		Grupo Peralcalino			Suíte Alcalina	Granitoides Peralcalinos	Suíte Catingueira	Suíte Alcalina
							Suíte Umarizal	Suíte Alcalina Charnoquítica
						Sienitoides Metaluminos Alto K		
						Sienitoides Peralcalinos Ultrapotássicos		
Critérios de Campo	Critérios de Campo	Critérios Geoquímicos	Critérios de Campo, Estrutural e Geoquímicos	Critérios de Campo e Geoquímicos	Critérios Mineralógicos e Geoquímicos	Critérios Mineralógicos e Geoquímicos	Critérios de Campo e Geoquímicos	Critérios de Campo, Petrográficos e Geoquímicos

(*) – Nascimento et al. (1997); Hollanda (1998); Nascimento (1998).

Almeida et al. (1967) propuseram o posicionamento dessas rochas com relação ao Ciclo Brasileiro, classificando-as em: i) Granitoides Sin-tectônicos _ tipos Itaporanga (porfírtico) e Conceição (equigranular); ii) Tardi-Tectônicos _ tipos Catingueira e Itapetim. Ao restringirem-se ao então Domínio Seridó, Jardim de Sá et al. (1981) propuseram uma classificação das rochas granitoides baseada em parâmetros estruturais, classificando-as em: G_x (rochas básicas e intermediárias), G₃ (granodioritos porfírticos ou equigranulares) e G₄ (leucogranitos tardios).

Com base na utilização de dados geoquímicos, Sial (1987) individualizou quatro grupos de rochas granitoides na Província Borborema: Calcioalcalino potássico, Calcioalcalino, Trondhjemitico e Peralcalino. Galindo et al. (1997a, b) adicionaram as rochas com afinidades Shoshonítica e Alcalina, à classificação previamente definida por Jardim de Sá (1994), como Básicas a Intermediárias, Porfírticas e Leucograníticas. Segundo dados petrográficos e geoquímicos, Ferreira et al. (1998) reconheceram nove grupos de rochas granitoides e sienogranitoides na Província Borborema.

Dos nove grupos, seis são observados nos domínios Rio Piranhas-Seridó e São José de Campestre: Shoshoníticos, Calcioalcalino de alto K com e sem epidoto magmático, Calcioalcalino com epidoto magmático, Calcioalcalino peraluminoso e Peralcalino.

Ao integrarem dados já existentes na literatura, Angelim et al. (2006) agruparam as rochas granitoides dos domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas-Seridó e São José de Campestre em cinco suítes, denominadas de São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês, Catingueira e Umarizal.

Por fim, Nascimento et al. (2015), com base em dados da literatura, utilizaram características geoquímicas, petrográficas/texturais e geocronológicas, identificando seis suítes plutônicas nos domínios Rio Piranhas-Seridó e São José de Campestre (Figura 2). A nomenclatura para definir cada suíte reflete sua afinidade magmática, sendo denominadas de Shoshonítica (Shos); Calcioalcalina de alto K porfírtica (CalcKP); Calcioalcalina de alto K equigranular (CalcKEq); Calcioalcalina (Calc); Alcalina (Alc); Alcalina Charnoquítica (AlcCh).

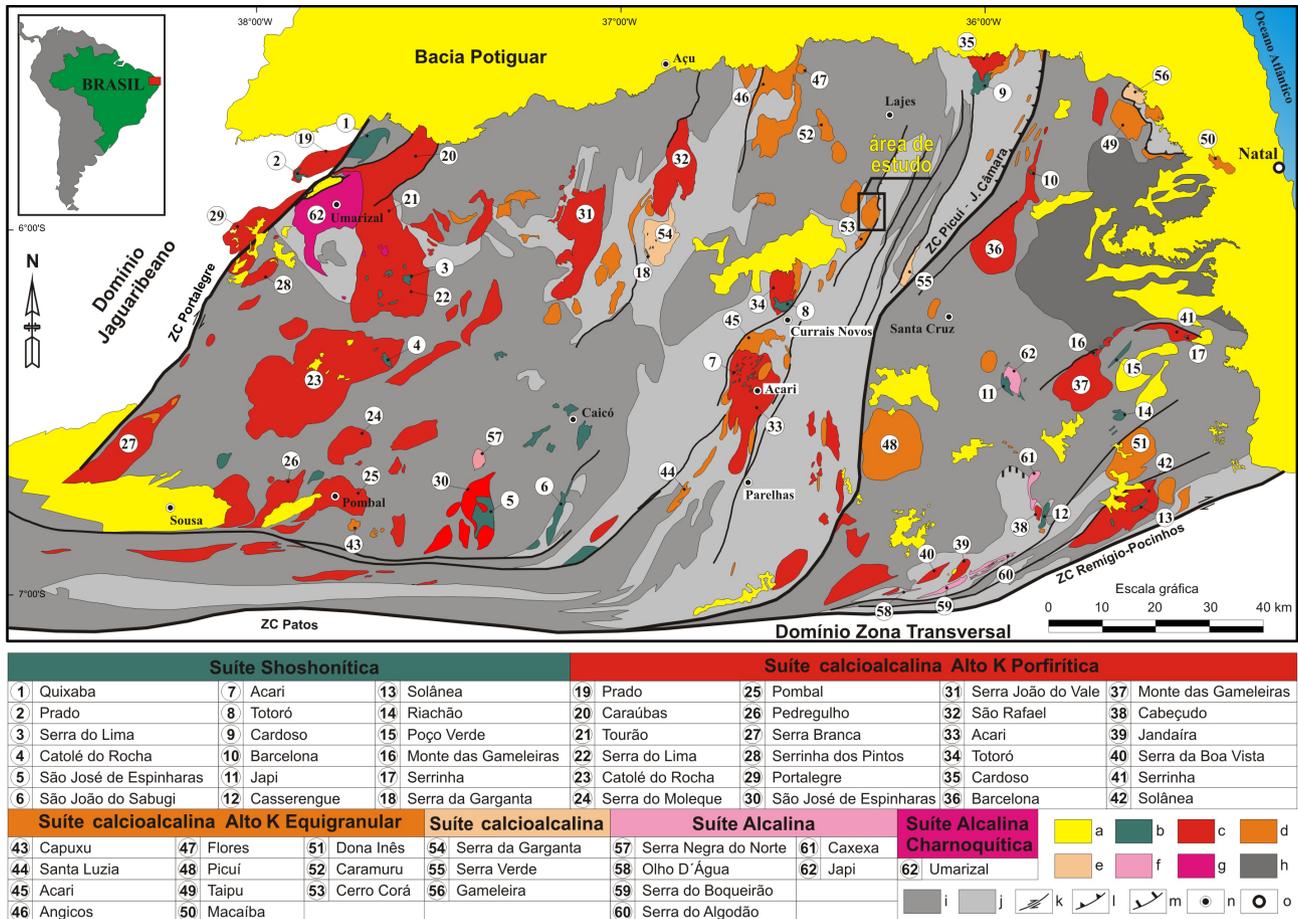


Figura 2. Arcabouço geológico dos domínios Rio Piranhas-Seridó e São José de Campestre, NE da Província, com ênfase no magmatismo ediacarano a cambriano. Compilado de Nascimento et al. (2015). Legenda: a – Coberturas mesocenoicas; b – Suíte Shoshonítica; c – Suíte Calcioalcalina de alto K Porfírica; d – Suíte Calcioalcalina de alto K Equigranular; e – Suíte Calcioalcalina; f – Suíte Alcalina; g – Suíte Alcalina Charnoquítica; h – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano; i – Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozoico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de Cisalhamento transcorrentes neoproterozoicas; l – Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozoicas; m – Zonas de Cisalhamento distensionais neoproterozoicas; n – cidades; o – capital do Estado.

No extremo NE da porção setentrional da Província Borborema, no conhecido Domínio Rio Piranhas-Seridó (Figuras 1 e 2), especificamente na parte central do estado do Rio Grande do Norte, ocorre um corpo granítico – Plúton Serra da Rajada – com aproximadamente 28 km² de área aflorante, delimitado pelas coordenadas UTM (Zona 24 Sul) nos meridianos 9335100 mN e 9343500 mN e nos Paralelos 794000 mE e 800665 mE. Neste foram realizados estudos de campo associados, posteriormente, à caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica com a finalidade de definir sua filiação magmática e sua idade de cristalização, possibilitando, dessa forma, ampliar o conhecimento geológico acerca dos corpos plutônicos que ocorrem no extremo NE da Província Borborema.

GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada está inserida na porção setentrional da Província Borborema, no Domínio Rio Piranhas-Seridó, o qual é delimitado a sul, leste e oeste, respectivamente, pelas zonas de cisalhamento Patos, Picuí-João Câmara e Portalegre, enquanto o limite norte desse domínio encontra-se encoberto por coberturas fanerozoicas da Bacia Potiguar (Figura 2). De acordo com Angelim et al. (2006), o Domínio Rio Piranhas-Seridó caracteriza-se pela presença de litotipos metaplutônicos e metavulcanossedimentares de idade paleoproterozoica (Riaciana), correlacionáveis na literatura ao Complexo Caicó, incluindo, ainda, uma suíte de *augen* gnaisses graníticos de idade paleoproterozoica (Orosiriana), os

quais constituem o embasamento para as supracrustais de idades neoproterozoicas do Grupo Seridó que engloba as formações Jucurutu (predominando paragneisses com lentes de mármore e calciossilicáticas associadas), Equador (quartzitos e metaconglomerados associados) e Seridó (predominando micaxistos), sendo essas litologias afetadas por diversos corpos ígneos, de composição geoquímica distinta, associados ao plutonismo ediacarano, dentre os quais o PGSR (Figura 2). Ainda no interior desse domínio, porém não exclusivo a este, são observadas rochas vulcânicas mesocenoicas (Basalto Rio Ceará-Mirim e Basalto Macau) e coberturas cenozoicas.

O PLÚTON GRANÍTICO SERRA DA RAJADA

Contexto geológico

As observações realizadas durante o mapeamento geológico evidenciaram que as rochas que compõem o PGSR encontram-se intrusivas em rochas metasedimentares do Grupo Seridó e em diferentes tipos de gnaisses associados ao Complexo Caicó (Figura 3).

O PGSR aflora com uma forma ligeiramente alongada, com direção preferencial NNE, em uma área de aproximadamente 28 km². Nas rochas que compõem o plúton, duas fácies distintas foram identificadas e cartografadas: i) fácies granítica (predominante), caracterizada por rochas leucocráticas, equigranulares a inequigranulares, com granulação fina a média, por vezes grossa, isotrópica, com a biotita representando o máfico principal (Figura 4a); ii) fácies diorítica com enclaves máficos de forma ovalada ou elipsoidal, com dimensões centimétricas a decamétricas, granulação fina e mostrando bordas de reação com a fácies principal. Compreendem rochas mesocráticas, equigranulares a inequigranulares, por vezes exibindo feições de coexistência de magmas (*minglin e mixing*), constituídas predominantemente por biotita e anfibólio como minerais máficos, observados na porção central-norte do plúton (Figuras 4b e 4c). Além dessas unidades, o PGSG é afetado por diques leucomicrograníticos, de granulação fina, equigranulares, com larguras centimétricas (Figura 4d). Finalmente ocorrem ainda diques de pegmatitos, também com larguras centimétricas, de granulação grossa, que cortam todas as demais unidades geológicas descritas anteriormente.

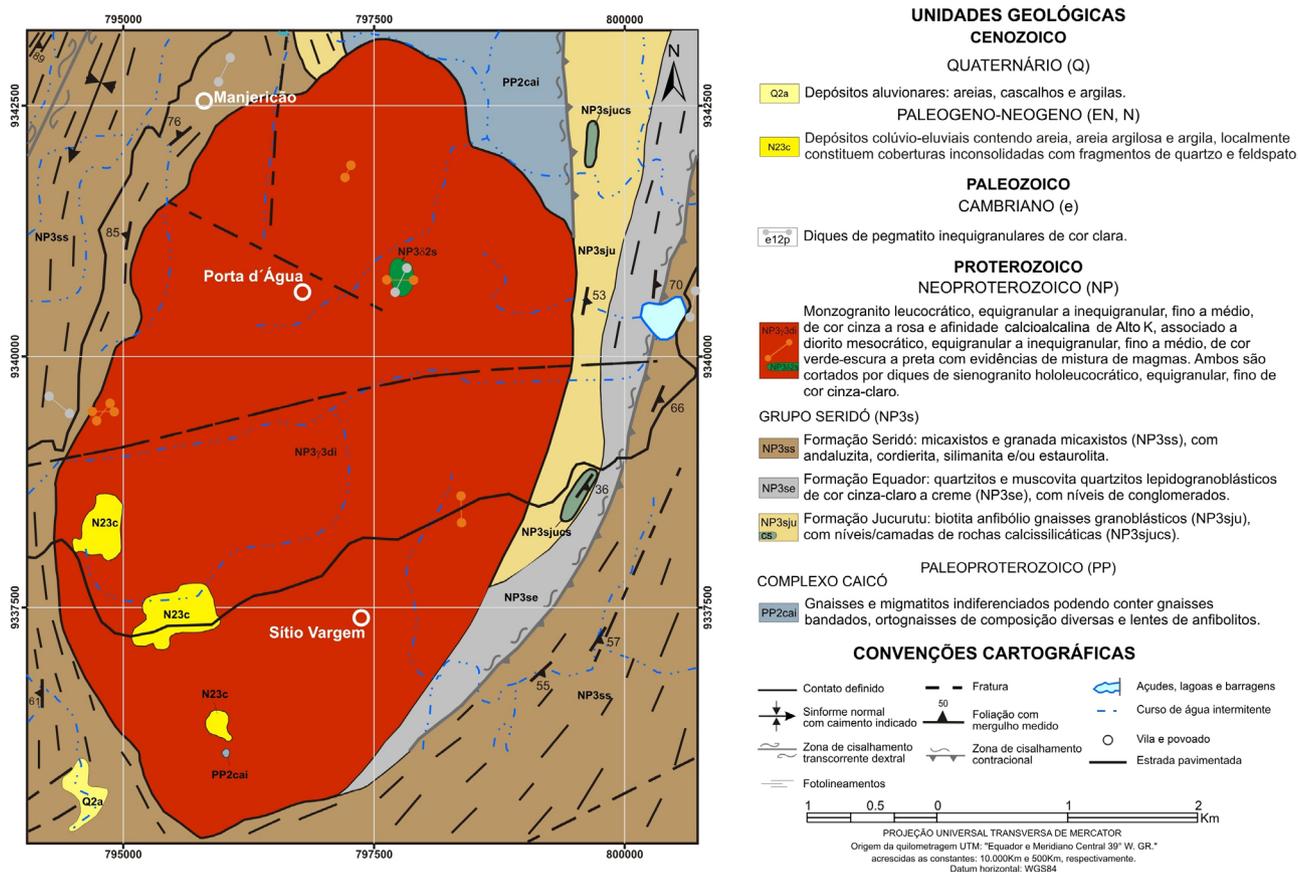


Figura 3. Mapa geológico do Plúton Granítico Serra da Rajada e suas encaixantes.

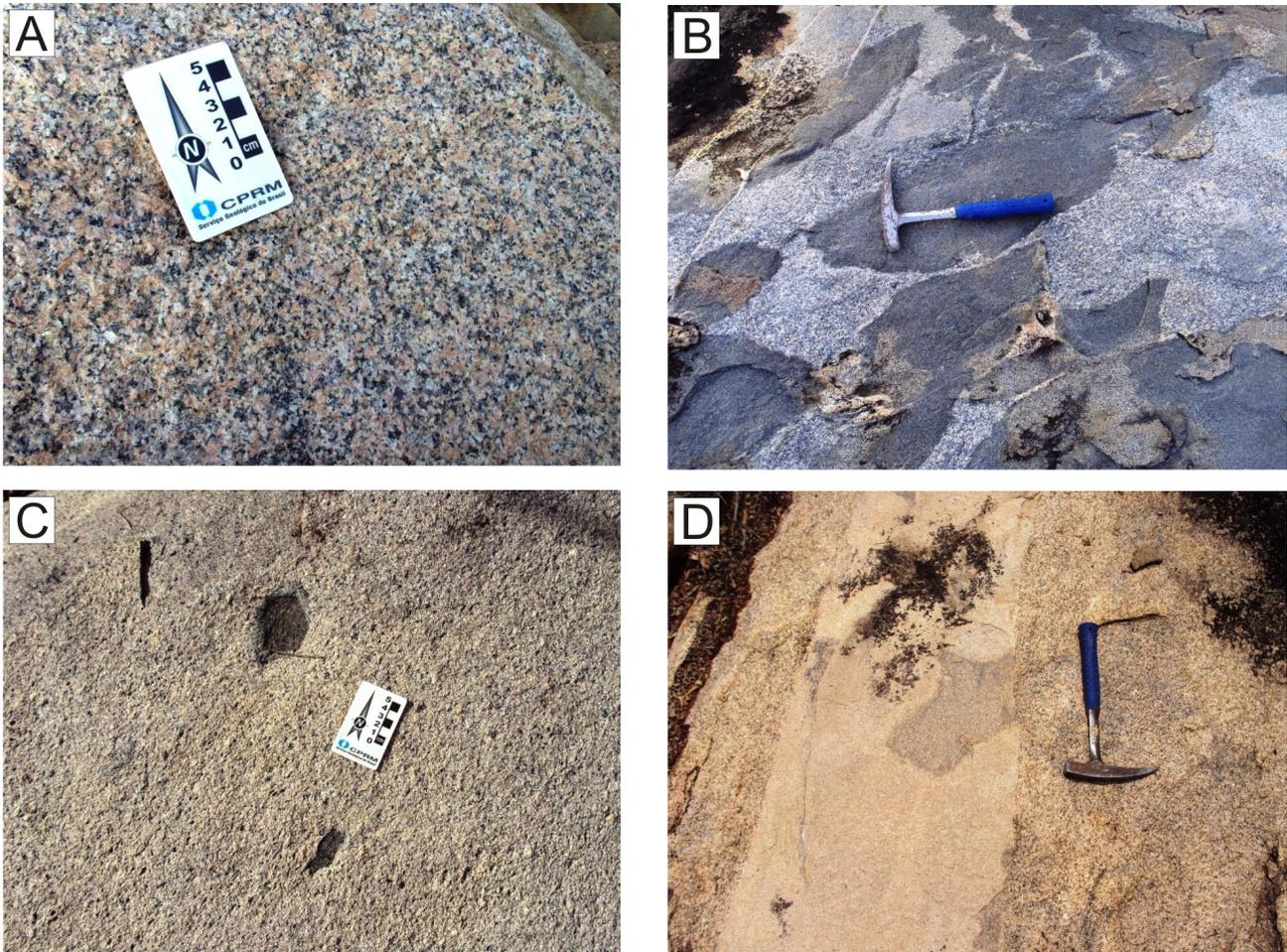


Figura 4. Feições de campo para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada. (A) Aspecto textural da fácies granítica, rocha predominante no corpo. (B) Enclaves máficos (fácies diorítica) exibindo feições de mistura de magmas (*mingling*) com a fácies granítica. (C) Enclaves máficos centimétricos da fácies diorítica. (D) Dique de leucomicrogranito equigranular fino que corta a fácies principal do corpo.

No PGSR, não são observadas estruturas dúcteis, entretanto, em suas porções mais externas, são identificadas, por vezes, orientações preferenciais de feldspatos euédricos, caracterizando uma foliação magmática. Por outro lado, as porções centrais do plúton são fundamentalmente isotrópicas.

Petrografia

A caracterização petrográfica das rochas relacionadas ao PGSR foi realizada com base na descrição de 18 seções delgadas (16 da fácies granítica dominante, uma da fácies diorítica e uma dos diques leucomicrograníticos). Para a nomenclatura dessas rochas, foram consideradas as recomendações segundo os critérios da IUGS, conforme Streckeisen (1976). Para obter as porcentagens modais, foram realizadas contagens de 600 pontos por seção delgada, utilizando um microscópio petrográfico *Leica DMLP* com contador

de pontos eletrônico acoplado, controlado via computador pelo aplicativo *PETROG v. 2.45*, da Conwy Valley Systems Ltda. Na Figura 5, observa-se a distribuição das amostras estudadas nos diagramas de classificação modal de rochas ígneas QAP e Q(A+P)M (Streckeisen, 1976). Para determinar o teor de anortita do plagioclásio, tomou-se como base o ângulo de extinção em seções (010) pelo método Michel-Lévy. A composição modal dos minerais constituintes dos diferentes tipos de fácies individualizados no PGSR encontra-se na Tabela 2.

Composicionalmente, as rochas dominantes no PGSR (a fácies granítica) são representadas por biotita monzogranitos, leucocráticos, com K-feldspato, plagioclásio e quartzo, somando, no geral, mais de 90% modal, e com biotita como máfico dominante variando entre 4% e 12%. Opacos, titanita, allanita, apatita e zircão são os acessórios. Clorita, mica branca e carbonato ocorrem como produtos de alteração secundária de biotita e plagioclásio (Tabela 2).

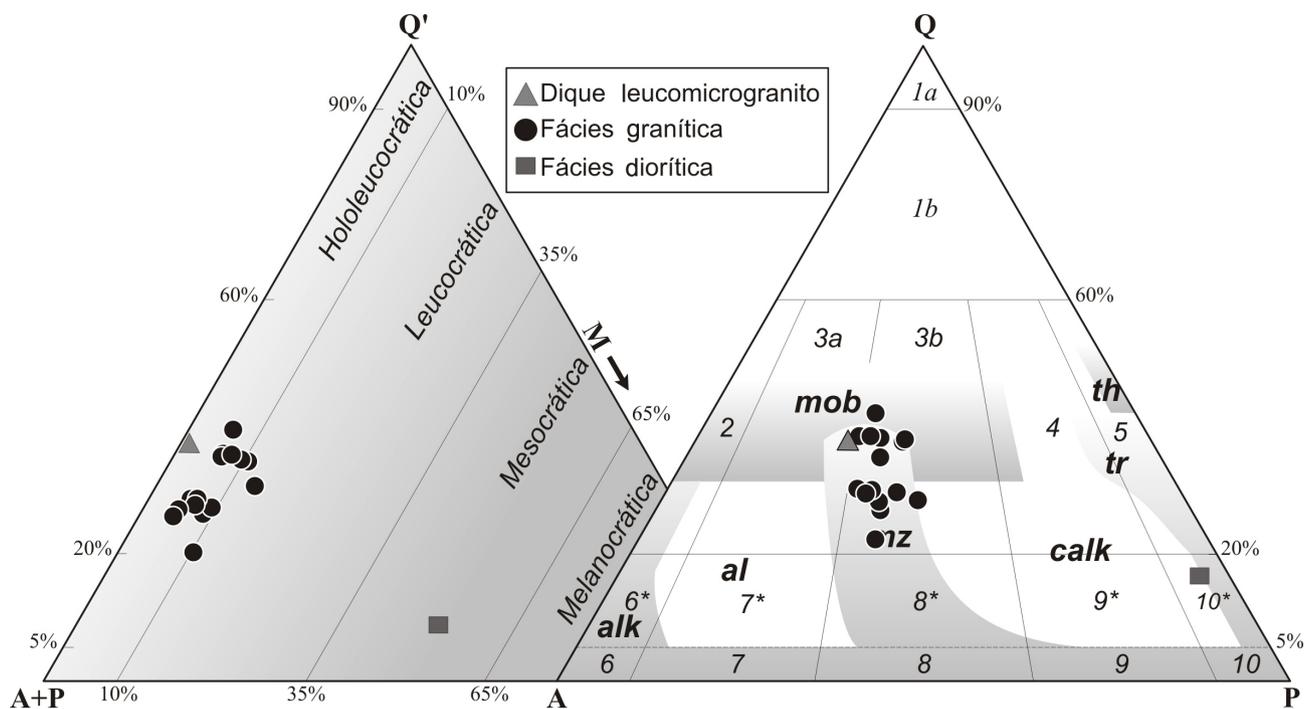


Figura 5. Classificação das rochas plutônicas estudadas nos diagramas QAP e Q(A+P)M de Streckeisen (1976), com os campos/trends para séries de granitoides segundo Lameyre e Bowden (1982), sendo Q = quartzo, A = feldspato alcalino (K-feldspato + plagioclásio com < 5% An), P = plagioclásio (> 5% An), M = total de minerais máficos, 3a = sienogranito, 3b = monzogranito, 10* = quartzo diorito, th = toleítica, tr = trondhjemitica, calk = calcioalcalina, mz = monzonítica, al = alcalina aluminosa, alk = alcalina/peralcalina, mob = mobilizados/granitos crustais.

Tabela 2. Porcentagem modal para as amostras dos diferentes tipos de fácies do PGSR.

Amostras	Biotita																Quartzo Diorito	Sieno granito
	Monzogranito																	
	AP-445	AP-491	AP-505B	AP-505D	AP-506B	AP-507B	AP-507D	AP-508B	A P - 509B	A P - 511B	A P - 512B	A P - 514B	A P - 666B	A P - 667B	A P - 668B	AP-504	A P - 505E	
Quartzo	26,60	25,60	34,00	26,40	28,00	30,10	28,00	35,20	34,80	34,20	19,70	27,20	39,00	25,40	35,20	8,00	37,00	
Microclina	35,20	33,50	34,10	40,10	39,60	33,20	41,00	36,40	31,70	33,30	40,80	40,30	33,40	40,50	31,40	2,00	41,00	
Plagioclásio	28,70	31,90	21,00	28,40	26,40	22,90	24,20	20,40	26,60	22,60	28,90	25,60	21,20	29,20	26,60	40,00	21,00	
Biotita	7,60	7,60	9,70	4,10	5,20	12,00	4,70	6,50	5,20	8,60	9,00	5,80	5,20	4,00	5,20	26,00	1,00	
Hornblenda	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	0,20	----	15,00	----	
Titanita	0,40	0,40	Traço	0,20	0,30	0,60	0,60	0,40	0,30	0,30	0,80	0,30	0,20	0,20	0,20	2,00	----	
Zircão	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	
Apatita	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	2,00	Traço	
Allanita	0,20	Traço	0,20	0,20	0,30	0,30	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10	0,20	2,00	----	
Opacos	1,30	1,00	1,00	0,60	0,20	0,90	1,30	0,90	1,20	0,80	0,60	0,60	0,80	0,40	1,20	3,00	Traço	
Clorita	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	----	
Mica branca	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	
Epidoto e Carbonato	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	----	
Q	29,40	28,13	38,16	27,82	29,79	34,92	30,04	38,26	37,38	37,96	22,04	29,22	41,67	26,71	37,77	16,00	37,40	
A	38,90	36,82	38,27	42,25	42,13	38,51	44,00	39,57	34,05	36,96	45,64	43,29	35,68	42,59	33,69	4,00	41,40	
P	31,70	35,05	23,57	29,93	28,08	26,57	25,96	22,17	28,57	25,08	32,33	27,50	22,65	30,70	28,54	80,00	21,20	
Máficos	9,50	9,00	10,90	5,10	6,00	13,80	6,80	8,00	6,90	9,90	10,60	6,90	6,40	4,90	6,80	50,00	1,00	
A+P	63,90	65,40	55,10	68,50	66,00	56,10	65,20	56,80	58,30	55,90	69,70	65,90	54,60	69,70	58,00	42,00	62,00	

O K-feldspato é uma típica microclina com as maclas polissintéticas em padrão *tartan* (Figura 6A), ocorre em cristais, no geral, subédricos, alguns com lamelas de exsoluções pertíticas em filetes e chamas, ainda com bordas de mirmequitas principalmente do tipo bulbosa. Inclusões constantes de plagioclásio, biotita, apatita e quartzo denotam a cristalização tardia desse mineral. Comumente, o plagioclásio (oligoclásio cálcico, An_{22-24%}) apresenta-se como cristais subédricos com tamanhos de até 6 mm no seu eixo maior, onde pode ser observada geminação polissintética segundo as leis de Albita e/ou periclina, ou a combinação das maclas Albita-Carlsbad. Núcleos alterados para mica branca, carbonatos e argilominerais, além de extinção diferenciada entre as borda e o centro, são evidências de zonação (Figura 6B). O quartzo é anédrico, com tamanhos de até 5 mm, apresentando

sempre extinção ondulante e lamelas de deformação, indicando a ação de um evento deformacional discreto.

A biotita ocorre como cristais subédricos em lamelas, de contato reto e/ou serrilhado, com cores variando entre tons de amarelo a esverdeado, com pleocroísmo em tons castanho/marrom e comumente com alteração para clorita e/ou muscovita. São relativamente comuns inclusões de allanita, opacos, zircão e apatita (Figura 6C). Os opacos são subédricos a euédricos (seções quadráticas sugestivas de magnetitas), e também anédricos, com finas e irregulares coroas de titanita (processo tardio de esfenitização). Em geral, a allanita apresenta-se como cristais euédricos, de coloração amarelo-clara a avermelhada, por vezes exibindo zonação (Figura 6D), podendo apresentar inclusões de zircão, opacos e apatita.

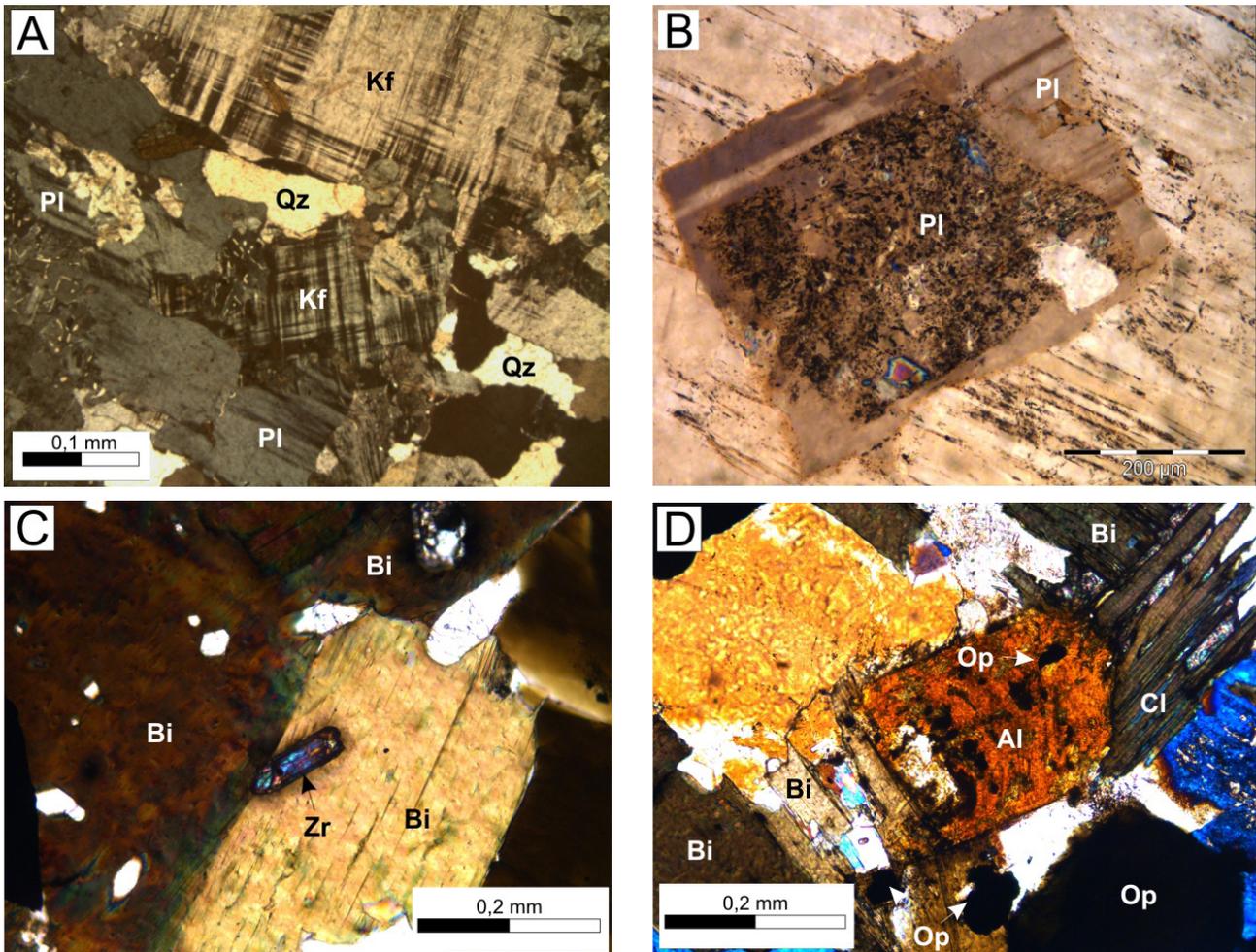


Figura 6. Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do biotita monzogranito. (A) Cristais subédricos de K-feldspato (Kf) com geminação albita-periclina em padrão *tartan*. (B) Cristal subédrico de plagioclásio (Pl) com zonação (notar núcleo alterado). (C) biotita (Bi) euédrica com inclusão de zircão (Zr) mostrando zonação. (D) allanita (Al) euédrica e com zonação e, ainda, biotita (Bi) cloritizada (Cl). Todas as fotos foram efetuadas com polarizadores cruzados.

A titanita ocorre subédrica e de cor castanho-clara, ou, ainda, como coroas sobre opacos. Apatita e zircão são comuns como inclusões nas demais fases minerais. Esta ocorre de forma hexagonal em sua secção basal ou, ainda, prismática fina alongada, e aquele mostra sempre cristais euédricos em seções prismáticas alongadas, alguns com zonação. Os minerais secundários são representados por clorita e mica branca (muscovita) a partir da alteração/desestabilização da biotita. Carbonato e mica branca são formados a partir do plagioclásio.

Os enclaves máficos da fácies diorítica são rochas equigranulares a inequigranulares, mesocráticas, de granulação fina a média. Plagioclásio (fase mineral dominante), quartzo e K-feldspato constituem a assembleia félsica e somam 50% modal. Biotita e anfibólio são os principais máficos (somam 41% modal), e titanita, opacos, allanita, zircão e apatita são os acessórios que, juntos, somam 9% modal (Tabela 2). Sua classificação petrográfica com base no diagrama QAP de Streckeisen (1976) corresponde a um quartzo diorito (Figura 5).

O plagioclásio ocorre subédrico a euédrico alongado, com 0,3 a 2,0 mm no seu eixo maior, típicos de arrefecimento rápido, com geminação Albita (polissintética) e Albita-Carlsbad, podendo apresentar inclusões de biotita, apatita e opacos (Figura 7A). Na porção central, observa-se a presença de minerais de alteração, como mica branca e argilominerais. Em geral, o quartzo possui forma anédrica, com tamanhos variando entre 0,1

e 0,3 mm, por vezes apresentando extinção ondulante. Comumente, o K-feldspato é anédrico, fracamente geminado e/ou apresenta finas texturas peritíticas.

A biotita ocorre como cristais lamelares subédricos a anédricos, de cor amarelada, com pleocroísmo em tons de castanho a marrom que comumente mostram inclusões de finos/aciculares, configurando uma textura sagenítica, de apatita, e chegam a definir uma discreta orientação preferencial (Figura 7B). Os cristais maiores podem atingir até 0,6 mm segundo seu eixo maior. O anfibólio (da família das hornblendas, com ângulo de extinção de 26-30° e 2V de 65°) é prismático, de coloração variando entre tons de verde-claro e escuro, por vezes fraturado e fragmentado, com alguns cristais exibindo bordas sofrendo processos de desestabilização para titanita. A titanita ocorre sob duas formas texturais: a primeira, dominante, com grãos subédricos, de cor castanho-clara, onde podem ser observadas inclusões de opacos e apatita, e a segunda como finas e irregulares coroas sobre opacos anédricos devido ao processo de esfenetização. Em geral, a allanita é euédrica em pequenos cristais de coloração amarelada. A apatita é hexagonal em sua seção basal, porém mais comumente em forma de agulhas, inclusa no quartzo, plagioclásio e biotita (Figura 7B). Os opacos ocorrem tanto como pequenos cristais euédricos a subédricos, com tamanhos variando de 0,1 a 0,4 mm, quanto como anédricos com coroas de titanita.

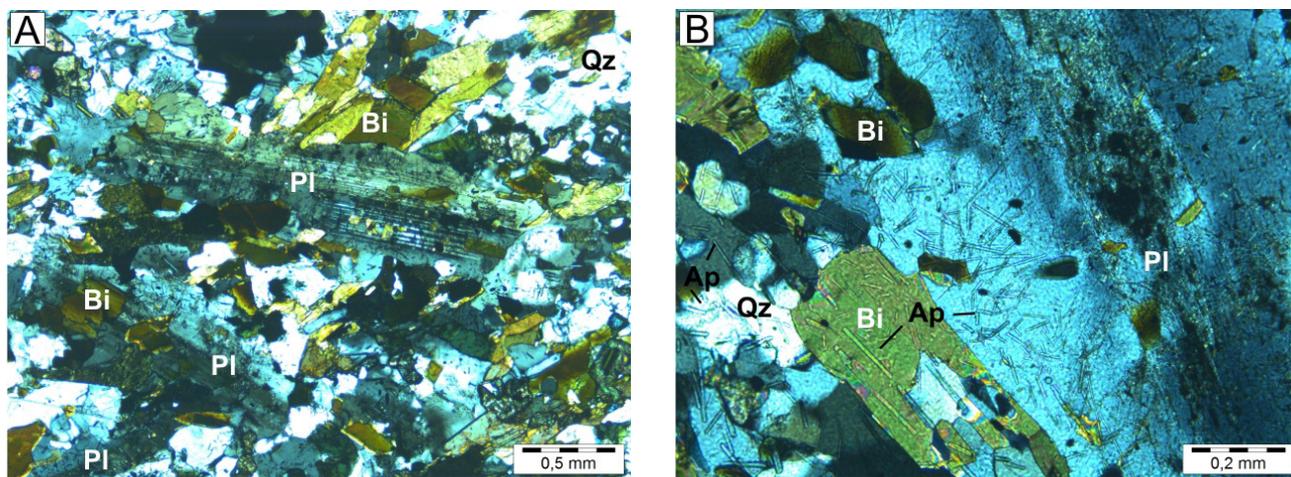


Figura 7. Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do quartzo diorito (enclaves máficos). (A) Cristais alongados/ripoides subédricos de plagioclásio (Pl) com geminação albita (polissintética) e Carlsbad combinadas, em contato reto com lamelas de biotita (Bi). (B) Cristas de plagioclásio (Pl), quartzo (Qz) e biotita (Bi), todos com inclusões de apatita (Ap) sob a forma de finas agulhas (textura sagenítica). Fotos com polarizadores cruzados.

Os diques de leucomicrogranitos são representados por rochas equigranulares, hololeucocráticas, de granulação fina. Em lâmina, domina a assembleia félsica constituída

por quartzo (37%), K-feldspato (41%), plagioclásio (21%). Biotita (1%), além de opacos, zircão, apatita e mica branca, ocorre como traços. Composicionalmente,

a rocha é um sienogranito hololeucocrático (Figura 5 e Tabela 2).

O K-feldspato é uma microclina em cristais subédricos a anédricos com até 2,5 mm de tamanho, usualmente geminado segundo as leis Carlsbad e Albita-Periclina (essa última em padrão *tartan*). Por vezes, observam-se lamelas de exsoluções pertíticas com geometria em filetes (Figura 8A), e no contato entre cristais de microclina ou entre microclina e plagioclásio é comum identificar textura mirmequítica, notadamente do tipo bulbosa. Os cristais de plagioclásio são oligoclásio- cálcicos fracamente zonados (An21-23%), apresentam-se, em geral, subédricos, com tamanho de até 2,0 mm, usualmente com geminação segundo as leis de Albita e/ou Periclina, e podem mostrar inclusões de biotita, zircão e apatita. Os cristais de quartzo são principalmente anédricos com

tamanhos de até 2,0 mm e comumente exibem extinção ondulante (Figura 8B). Ocorrem, ainda, na forma de intercrescimento vermicular nos plagioclásios, formando a textura mirmequítica.

Os cristais de biotitas são subédricos, ripiformes e, comumente, mostram alteração para clorita. A apatita é hexagonal em sua seção basal, porém ocorre em formas retangulares ou em agulhas, inclusas em quartzo e plagioclásio. O zircão é essencialmente euédrico em pequenos grãos losangulares alongados. Os opacos ocorrem como pequenos cristais (< 0,1 mm) euédricos a subédricos, com tamanhos de até 0,1 mm, dispersos por toda a lâmina. As micas brancas apresentam-se como minerais secundários, com sua origem possivelmente ligada a processos de alteração tardimagmática que afetaram a microclina.

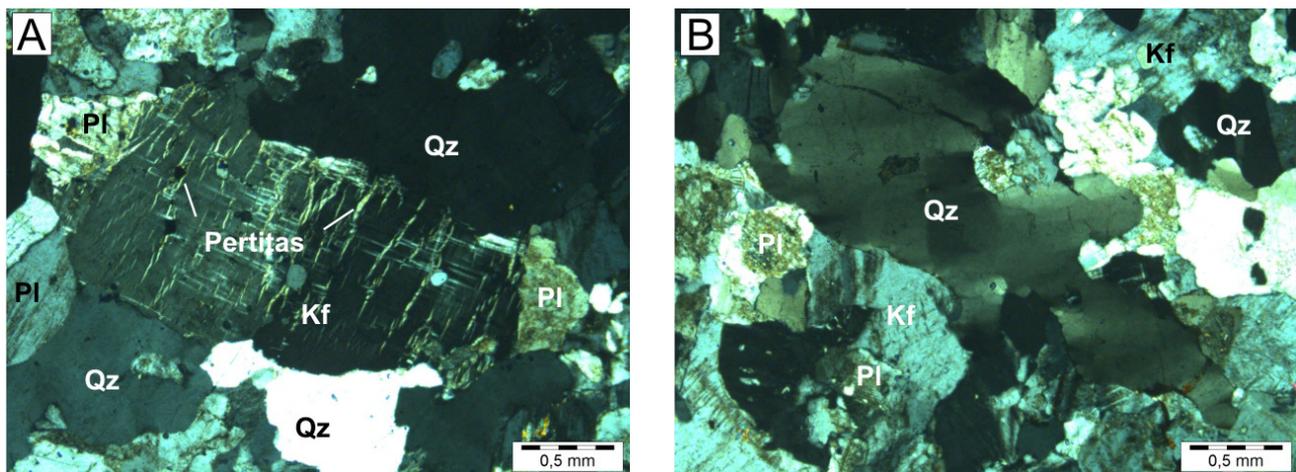


Figura 8. Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do leucomicrogranito. (A) Cristal de K-feldspato (Kf) com exsolução do tipo pertita sob a forma de filetes. (B) Cristal anédrico de quartzo (Qz) exibindo extinção ondulante.

Caracterização litoquímica

Materiais e métodos

Os dados para a caracterização litoquímica do PGSR foram obtidos da análise de 15 amostras da fácies biotita monzogranito. A preparação inicial das amostras (limpeza e seleção) foi realizada no Laboratório de Petrografia da Superintendência Regional do Recife/Serviço Geológico do Brasil. As demais etapas de preparação, incluindo secagem, britagem a 2 mm,

homogeneização, quarteamento, pulverização de 250 g a 300 g de amostra em moinho de aço a 95% a 150 mesh, foram realizadas no Laboratório da SGS Geosol Ltda. As análises foram obtidas em rocha total por fluorescência de raios X (elementos maiores), ICP MS e ICP OES para elementos traço. A perda ao fogo foi calculada pela diferença de peso após aquecer 0,2 g de amostra a 1000°C. O erro analítico é menor que 2% para os óxidos e 5% para os elementos traço. Os resultados para elementos maiores e alguns elementos traço e parâmetros geoquímicos estão distribuídos na Tabela 3.

Tabela 3. Composição química das rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada.

Biotita Monzogranito															
Elementos	AP512A	AP507A	AP445A	AP667A	AP508A	AP514A	AP509A	AP491B	AP505C	AP507C	AP506A	AP511A	AP668A	AP505A	AP666A
SiO ₂ (%)	69,90	70,90	71,20	71,90	72,00	72,30	73,20	73,40	73,80	74,00	74,70	74,80	74,80	75,10	75,20
Al ₂ O ₃	13,30	13,30	13,20	14,00	13,90	13,90	13,10	12,80	13,10	13,30	13,70	13,60	14,10	13,70	12,40
Fe ₂ O ₃ t	3,53	3,07	2,72	2,29	2,50	2,16	2,22	2,17	2,85	2,40	2,36	2,42	2,13	2,27	2,77
MnO	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,07
MgO	0,45	0,50	0,32	0,18	0,33	0,25	0,24	0,21	0,23	0,30	0,31	0,30	0,18	0,26	0,28
CaO	1,42	1,34	1,28	1,39	1,32	1,19	1,16	1,01	1,32	1,21	1,23	1,24	1,24	1,30	1,19
Na ₂ O	2,92	3,09	3,00	3,34	3,31	3,30	3,05	3,23	2,98	2,96	3,13	3,17	3,29	3,22	2,86
K ₂ O	5,61	5,41	5,60	5,48	5,29	5,50	5,27	4,98	5,29	5,65	5,59	5,55	5,55	5,33	5,03
TiO ₂	0,35	0,36	0,25	0,17	0,22	0,12	0,15	0,13	0,25	0,26	0,17	0,21	0,16	0,17	0,20
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,07	0,10	0,06	0,03	0,04	0,03	0,15	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04	0,13
PF	0,48	0,33	0,36	0,46	0,30	0,32	0,46	0,40	0,41	0,20	0,38	0,35	0,30	0,21	1,61
Total	98,12	98,49	98,04	99,36	99,28	99,12	98,94	98,42	100,44	100,39	101,66	101,73	101,84	101,65	101,74
Rb (ppm)	160,30	209,00	235,30	231,40	221,80	259,00	223,80	211,80	240,60	230,50	221,00	229,90	226,30	228,00	275,50
Ba	753,00	689,00	663,00	1123,00	608,00	544,00	433,00	297,00	613,00	581,00	572,00	519,00	1412,00	479,00	1281,00
Sr	182,00	198,40	163,90	198,50	160,60	153,10	124,90	84,10	164,10	160,70	154,40	141,70	181,50	150,30	162,50
Zr	260,40	275,00	227,60	157,70	200,50	130,60	142,90	114,30	148,60	227,50	148,20	163,50	224,60	149,60	141,10
Nb	25,79	25,75	29,32	66,67	17,41	22,43	19,52	30,14	23,27	29,23	17,75	21,57	97,57	20,36	115,27
Y	29,63	31,11	33,27	24,95	21,24	26,07	22,24	40,73	24,30	27,98	22,76	18,25	37,53	19,12	29,61
Th	24,30	29,20	26,10	41,70	36,00	38,10	34,80	28,20	49,50	41,50	37,10	41,10	45,10	34,80	54,30
Hf	6,67	7,72	6,33	4,41	4,93	4,13	4,71	4,40	5,11	5,96	4,28	5,32	6,33	4,67	4,58
Na ₂ O+K ₂ O	8,53	8,50	8,60	8,82	8,60	8,80	8,32	8,21	8,27	8,61	8,72	8,72	8,84	8,55	7,89
K ₂ O/Na ₂ O	1,92	1,75	1,87	1,64	1,60	1,67	1,73	1,54	1,78	1,91	1,79	1,75	1,69	1,66	1,76
A/CNK	0,99	0,99	0,99	1,00	1,02	1,02	1,02	1,02	1,00	1,01	1,02	1,01	1,03	1,02	1,01
A/NK	1,22	1,21	1,20	1,22	1,24	1,22	1,22	1,19	1,23	1,21	1,22	1,21	1,23	1,24	1,22

PF = Perda ao Fogo.

Elementos maiores, menores e traço

As rochas do PGSG não apresentam diferenças significativas em grupos de amostras distintas, corroborando com o aspecto composicional homogêneo verificado na petrografia. Mostram conteúdo de SiO₂ elevado (69,9 a 75,2%) e de Al₂O₃ moderado (12,8 a 14,1%; Tabela 3). São ricas em álcalis (Na₂O + K₂O ≥ 8,0%), empobrecidas em MgO (≤ 0,45%), CaO (≤ 1,42%) e TiO₂ (≤ 0,36%), com teores moderados de Fe₂O₃t (2,16 a 3,53%) e razão K₂O/Na₂O elevada (1,54 a 1,92).

Em diagramas do tipo Harker, considerando SiO₂ como índice de diferenciação (Figura 9), é possível realizar considerações sobre o comportamento geoquímico dos elementos ao longo da evolução magmática. Nos gráficos de Fe₂O₃t, MgO, CaO e TiO₂, observam-se

correlações negativas entre as amostras, explicadas pelo fracionamento de biotita, minerais opacos, plagioclásio, titanita e allanita durante a evolução dessas rochas, enquanto Al₂O₃, Na₂O, K₂O e P₂O₅ mostram dispersão.

Em relação aos elementos traço, as amostras apresentam correlações negativas (compatíveis) para Ba, Y (ambos com alguma dispersão), Sr e Zr, enquanto Rb mostra comportamento oposto (positivo, incompatível) (Figura 10), o que indica, possivelmente, o fracionamento de plagioclásio e biotita. A correlação negativa do Zr também pode evidenciar o fracionamento de zircão durante a cristalização do magma. Correlações negativas de Y associadas a correlações negativas de elementos maiores, como CaO e Fe₂O₃, sugerem um fracionamento da allanita. Por sua vez, Nb mostra dispersão.

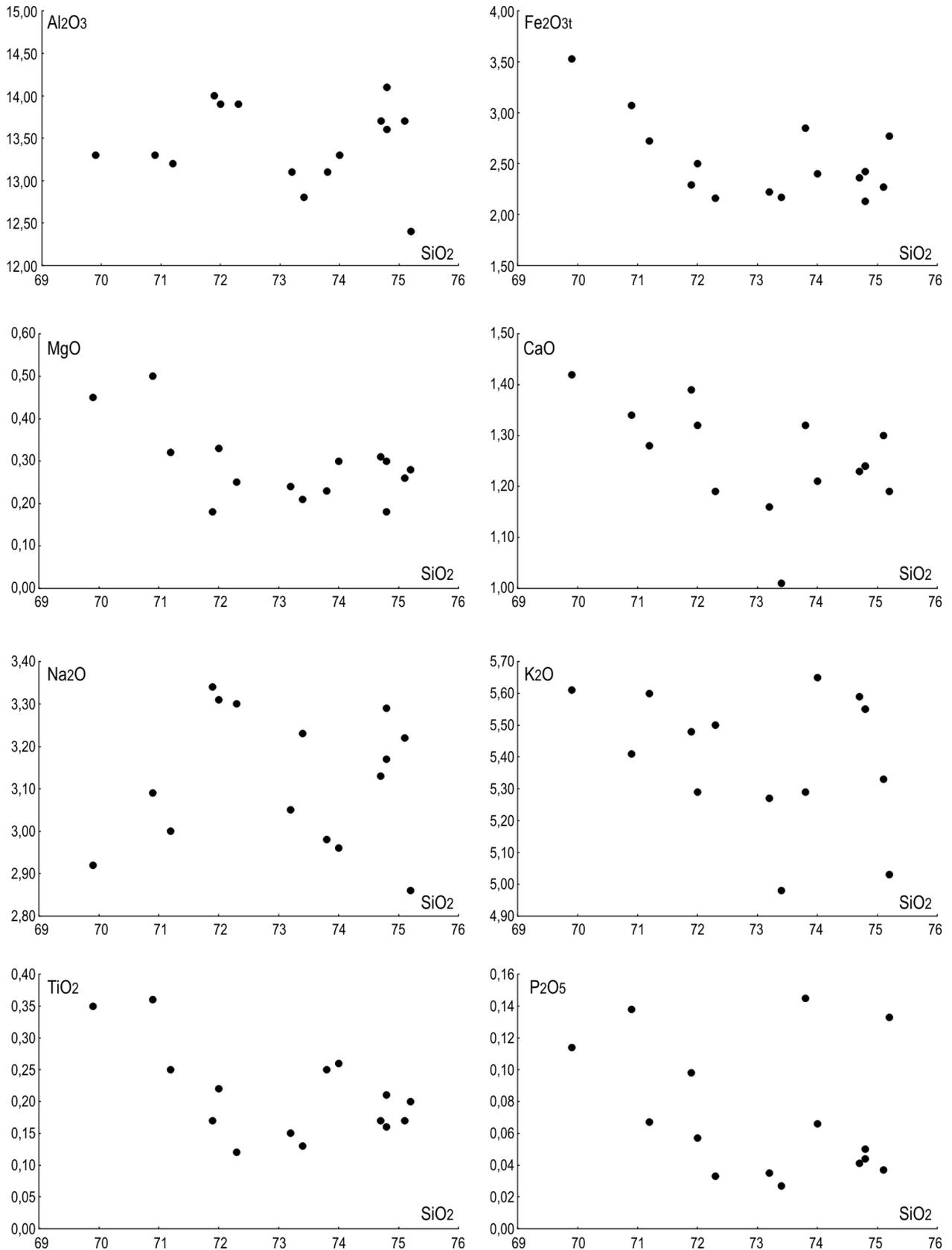


Figura 9. Diagramas do tipo Harker para elementos maiores (% peso).

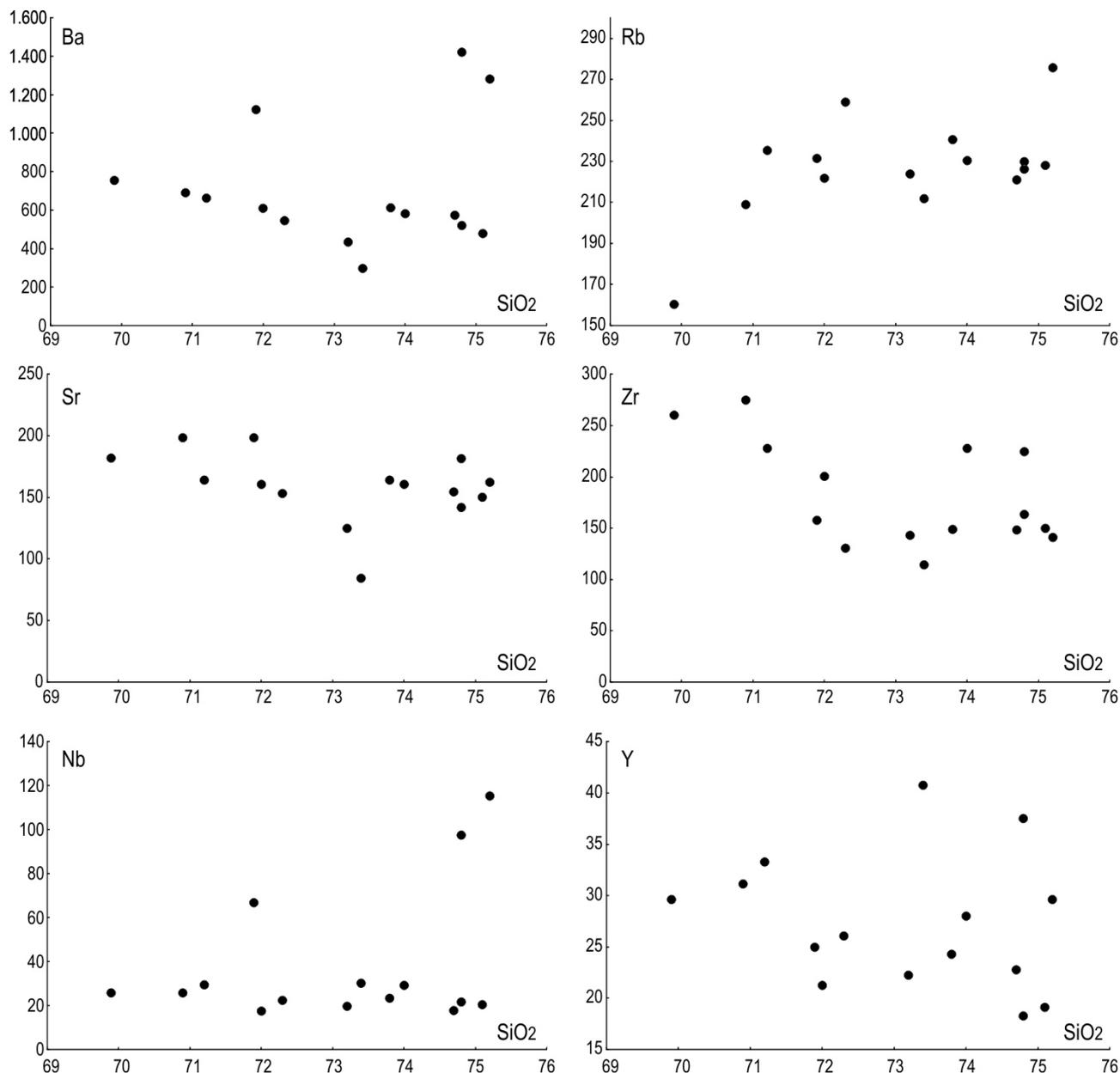


Figura 10. Diagramas do tipo Harker para elementos traço (em ppm).

Elementos terras raras e diagramas multielementos

Um conjunto de 15 análises de Elementos Terras Raras (ETR) pode ser visto na Tabela 4 e Figura 11A. Os respectivos espectros foram normalizados com base no condrito C1 de Evensen et al. (1978). O PGSR possui um conteúdo de total de ETR variando de 213,97 a 492,25 ppm, com os espectros subparalelos entre si, o que corrobora a hipótese de as amostras serem cogenéticas. Mostra

enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados (La_N/Yb_N entre 10,13 e 23,70), esses últimos com um padrão ligeiramente horizontal (Gd_N/Yb_N entre 1,42 e 2,74). O enriquecimento em ETR leves ocorre devido à incorporação preferencial dos ETR pesados na fração líquida, sendo esse padrão típico de rochas félsicas crustais. O espectro mostra, ainda, anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* entre 0,23 – 0,70), sugerindo fracionamento de plagioclásio a partir do líquido progenitor ou mesmo permanência deste no resíduo de fusão.

A investigação do conjunto de elementos maiores/ menores (K, P e Ti) e traço (Ba, Rb, Th, Nb, Ta, Sr, Zr, Hf e Y; La, Ce, Nd, Sm e Yb) foi realizada por meio da análise comparativa desses elementos em diagrama multielementos normalizados para o condrito de Thompson (1982; Figura 11B). Desconsiderando

as anomalias (negativas), os padrões indicam uma inclinação global negativa, entre Ba e Yb, com os espectros paralelos entre si, mostrando empobrecimento nos termos mais compatíveis. Isso pode significar que não houve mudanças bruscas durante a evolução magmática.

Tabela 4. Análise de elementos terras raras das rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada.

Biotita Monzogranito															
Elementos	AP512A	AP507A	AP445A	AP667A	AP508A	AP514A	AP509A	AP491B	AP505C	AP507C	AP506A	AP668A	AP511A	AP505A	AP666A
SiO ₂ (%)	69,90	70,90	71,20	71,90	72,00	72,30	73,20	73,40	73,80	74,00	74,70	74,80	74,80	75,10	75,20
La ppm	88,90	80,60	100,10	86,80	79,30	57,40	50,50	72,00	71,50	91,60	63,80	120,20	67,80	50,40	83,80
Ce	186,90	164,50	191,60	158,20	161,70	110,10	104,20	142,80	131,50	173,10	128,90	228,70	136,20	99,40	161,00
Pr	18,82	16,73	18,95	16,65	15,89	11,21	10,47	15,15	13,84	19,58	13,24	23,92	13,64	9,75	17,68
Nd	67,20	58,00	65,60	56,20	53,80	37,60	37,50	52,70	45,70	62,60	44,50	79,00	47,40	34,90	56,70
Sm	10,00	9,20	10,50	9,60	8,30	5,20	5,90	8,90	7,80	10,50	6,90	11,50	7,70	5,00	8,80
Eu	1,36	1,27	1,42	1,85	1,08	0,93	0,78	0,67	1,18	1,12	1,00	1,93	1,10	0,75	2,03
Gd	9,23	8,02	9,53	5,74	6,95	6,43	5,75	8,85	4,98	5,96	6,16	8,87	7,28	4,71	8,70
Tb	0,99	0,97	1,18	0,97	0,73	0,62	0,55	1,20	0,81	1,03	0,67	1,20	0,63	0,53	0,84
Dy	6,24	5,41	6,66	4,02	3,93	4,15	3,76	7,55	3,36	5,17	4,03	7,40	3,15	3,41	4,24
Ho	1,14	0,93	1,25	0,79	0,61	0,77	0,61	1,40	0,60	0,93	0,61	1,32	0,52	0,45	0,95
Er	3,40	3,44	3,26	2,26	2,61	2,86	2,18	4,71	1,63	2,53	2,46	3,61	1,72	1,96	3,25
Tm	0,43	0,45	0,42	0,39	0,26	0,42	0,25	0,51	0,32	0,30	0,27	0,52	0,22	0,31	0,38
Yb	3,10	4,10	3,40	2,90	2,40	3,40	2,90	5,10	2,90	2,80	2,70	3,70	2,20	2,20	3,20
Lu	0,21	0,25	0,21	0,26	0,18	0,23	0,21	0,28	0,23	0,19	0,21	0,38	0,21	0,20	0,23
ΣETR's	397,42	353,87	414,08	346,63	337,74	241,32	225,56	321,82	286,35	377,41	275,45	492,25	289,77	213,97	351,80
(La/Yb) _N	20,57	14,10	21,12	21,47	23,70	12,11	12,49	10,13	17,69	23,47	16,95	23,30	22,11	16,43	18,78
(La/Sm) _N	5,74	5,66	6,15	5,84	6,17	7,13	5,53	5,22	5,92	5,63	5,97	6,75	5,68	6,51	6,15
(Gd/Yb) _N	2,46	1,62	2,32	1,64	2,40	1,56	1,64	1,44	1,42	1,76	1,89	1,98	2,74	1,77	2,25
Eu/Eu*	0,43	0,44	0,43	0,70	0,42	0,49	0,40	0,23	0,54	0,40	0,46	0,56	0,44	0,47	0,70

$$Eu/Eu^* = (Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2])$$

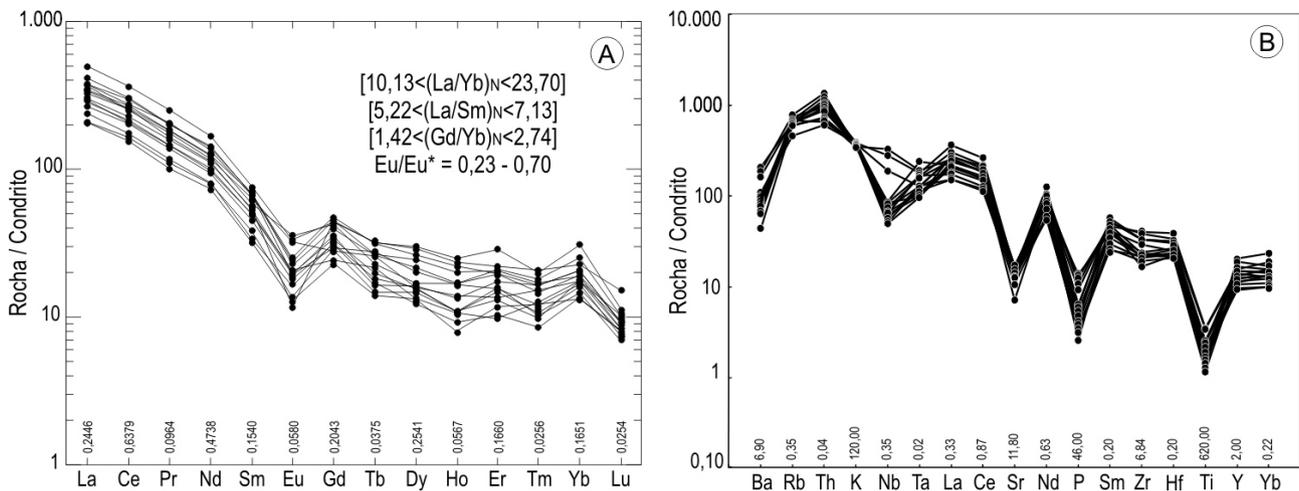


Figura 11. Diagramas para diferentes elementos terras raras e traços. (A) Espectro de elementos terras raras para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada normalizados segundo Evensen et al. (1978). (B) Diagrama de multielementos para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada normalizados segundo Thompson (1982).

Além dessas feições gerais, algumas particularidades também devem ser ressaltadas. Anomalias negativas em Nb, Sr, P e Ti podem ser explicados, seja pelo fracionamento de fases minerais do tipo apatita (Sr, P), titanita e ilmenita (Ti, Nb), seja pelo reflexo da composição química da própria fonte que originou o magma em discussão.

Saturação em alumina

Aplicando o índice de Shand no diagrama definido por Maniar e Piccoli (1989; Figura 12A), é possível verificar que as rochas do PGSR apresentam uma natureza transicional entre metaluminosa e peraluminosa, com razão Al/(Ca+Na+K) entre 0,99 e 1,03, porém predominando rochas peraluminosas, o que é compatível com a presença de corindon normativo em todas as amostras do PGSR (Tabela 5). Esse caráter peraluminoso é creditado à pequena quantidade de CaO (1,0% a 1,42%), e não, necessariamente, somente ao excesso em Al₂O₃ (12,40% a 14,10%) nas rochas.

Definição de séries magmáticas

No diagrama catiônico R1-R2 (Figura 12B), definido por De La Roche et al. (1980), as rochas do PGSR são transicionais entre os *trends* subalcalinas e alcalinas félsicos. No diagrama TAS (total de álcalis *versus* sílica) (Figura 12C), onde são plotadas tendências de séries graníticas (Lameyre, 1987), bem como a linha divisória entre os campos subalcalino e alcalino (Myashiro, 1978), é possível identificar que as rochas do PGSR estão distribuídas na linha transitória entre subalcalina e alcalina. Na proposta de Lameyre (1987), tais rochas seguem a linha de tendência monzonítica, considerada, para alguns autores, similar à das rochas de série calcioalcalina de alto K (Peccerillo e Taylor, 1976; Lameyre, 1987).

No diagrama SiO₂ *versus* K₂O (Figura 12D), proposto por Rickwood (1989), as rochas caem na porção mais evoluída do campo calcioalcalino alto K. O diagrama SiO₂ *versus* Na₂O + K₂O - CaO (Figura 12E), proposto por Frost et al. (2001), classifica as rochas segundo sua alcalinidade. Para aquelas associadas ao PGSR, observam-se que elas caem na tendência álcali-cálcica (ou transição calcioalcalina para as rochas mais ricas em SiO₂). Frost et al. (2001) definem que as rochas calcioalcalinas de alto K são predominantemente álcali-cálcicas no diagrama SiO₂ *versus* Na₂O + K₂O - CaO, com rochas enriquecidas em SiO₂ (> 70%) caindo na tendência calcioalcalina, que é o caso das rochas estudadas. No diagrama 12F, também definido por Frost et al. (2001), agora relacionando SiO₂ com FeOt/(FeOt+MgO), com a linha divisória de Fe* (que se aplica às análises de rochas tendo apenas quantidade total de Fe₂O₃ ou FeO), as rochas do PGSR mostram natureza ferrosa, o que condiz com o enriquecimento em álcalis, como preconizado por Frost et al. (2001).

Definição de ambientes tectônicos com base em dados litoquímicos

O PGSR apresenta rochas com tramas magmáticas bem preservadas e porções internas praticamente isotrópicas, condizentes com episódios de alojamento em uma região já tectonicamente estabilizada. Assim, alguns diagramas de ambientes tectônicos foram utilizados visando aperfeiçoar as interpretações prévias, no caso se optando pelas classificações propostas por Harris et al. (1986), com o diagrama Rb/30-Hf-Ta*3, e Pearce (1996), com o diagrama Rb *versus* Y+Nb. No primeiro (Figura 13A), as rochas caem no campo dos granitos tardi a pós-colisionais, e no segundo (Figura 13B), a maioria das rochas distribui-se na área dos granitos pós-colisionais. A dispersão das amostras no diagrama Rb *versus* Y+Nb é explicada pelo fato de um granito pós-colisional poder ter diferentes fontes, levando, assim, à dispersão das amostras no diagrama (Pearce, 1996). A disposição das amostras do PGSR nesses diagramas e sua idade U-Pb (vide discussão adiante) deixam evidentes que esse plúton é claramente relacionado ao Ciclo Brasileiro/Pan-Africano.

Correlação com diferentes tipologias de granitoides

No contexto de tipologias de granitoides ediacaranos a cambrianos nos domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas-Seridó e São José de Campestre definidas por Nascimento et al. (2015), o PGSR enquadra-se no tipo calcioalcalino de alto K equigranular, considerando apenas os aspectos de campo e texturais das rochas, já que não haviam dados litoquímicos disponíveis.

Com os dados aqui apresentados, constatam-se que as rochas do PGSR são de natureza transicional entre calcioalcalina e alcalina, sendo interpretadas como calcioalcalinas de alto K (Figuras 12D e 12E). Essa natureza adicionada à composição monzogranítica das rochas, de granulação fina a média e equigranulares, define a tipologia calcioalcalina de alto K equigranular para as rochas do PGSR, corroborando, assim, com o proposto por Nascimento et al. (2015) (Figura 14).

Condições de cristalização

As considerações sobre as condições de cristalização para as rochas do PGSR foram obtidas a partir da integração de dados de campo, aspectos petrográficos e microtexturais em seções delgadas e uso de parâmetros litoquímicos de rocha total (elementos maiores e traços). A integração dos dados tornou-se fundamental para a compreensão das condições de cristalização do PGSR, em razão da não existência de análises de química mineral.

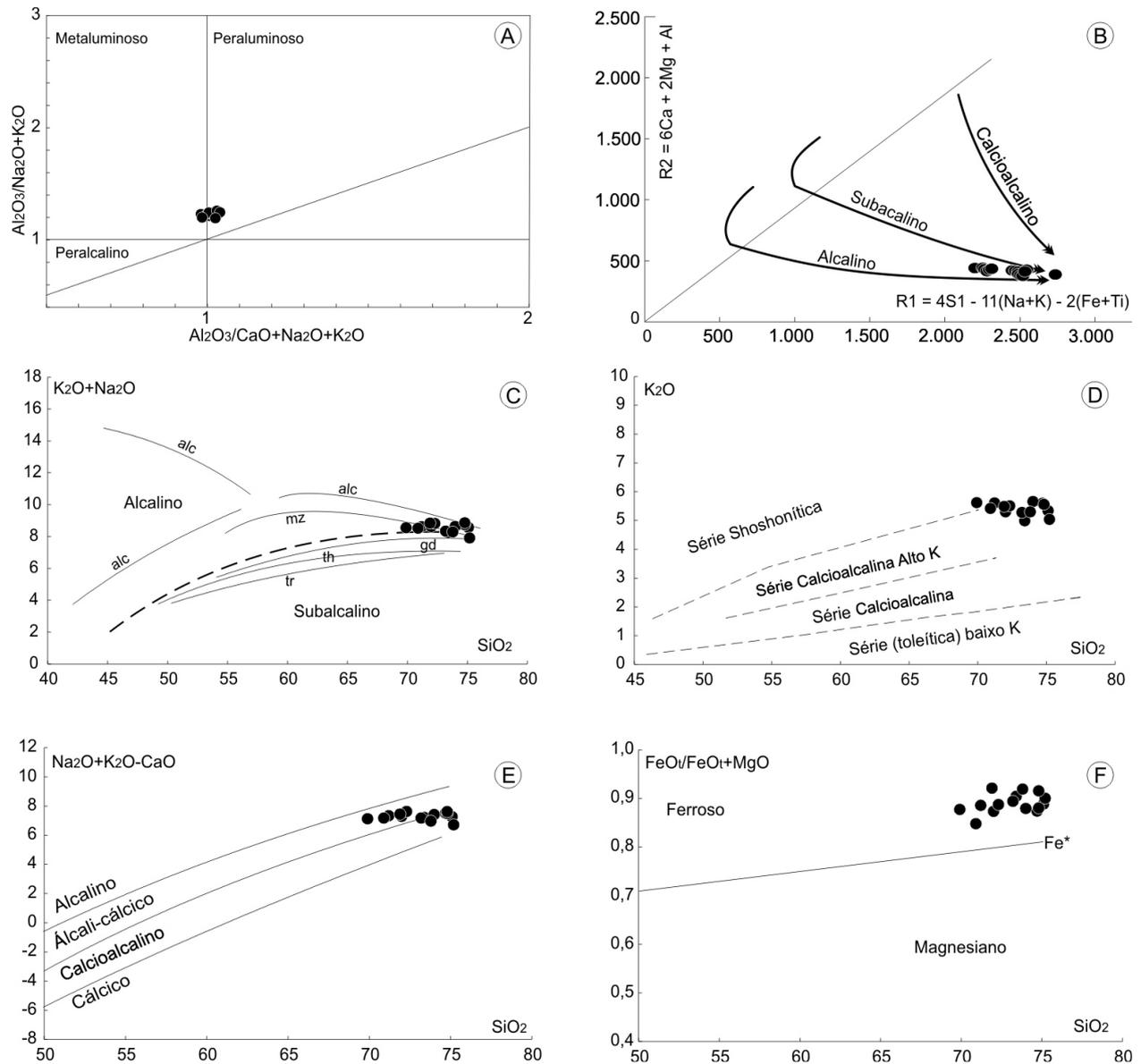


Figura 12. Diagramas utilizados na definição de aluminosidade e de séries magmáticas, segundo vários autores, para rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada. (A) Saturação em alumina segundo o índice de Shand (Maniar e Piccoli, 1989). (B) R1 versus R2 (De La Roche et al., 1980). (C) $K_2O + Na_2O$ versus SiO_2 (Lameyre, 1987). (D) SiO_2 versus K_2O (Rickwood, 1989). (E) SiO_2 versus $Na_2O + K_2O - CaO$ (Frost et al., 2001). (F) SiO_2 versus $FeO/(FeO + MgO)$ (Frost et al., 2001).

Tabela 5. Composição mineral estimada para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada obtidas a partir da normalização CIPW dos dados de litogeoquímica de rocha total.

Biotita Monzogranito										
Amostra	Quartzo	Ortoclásio	Albita	Anortita	Hiperstênio	Ilmenita	Magnetita	Apatita	Coríndon	Total
AP445A	29,06	33,92	26,06	6,04	3,00	0,49	1,22	0,16	0,05	100,01
AP491B	33,02	30,08	27,92	4,91	2,44	0,25	0,97	0,07	0,34	100,00
AP505A	31,66	31,08	26,91	6,09	2,50	0,32	0,97	0,09	0,37	100,00
AP506A	30,84	32,68	26,23	5,79	2,71	0,32	1,01	0,09	0,34	100,02
AP507A	28,58	32,62	26,65	5,88	3,59	0,70	1,36	0,32	0,27	99,99
AP508A	28,79	31,62	28,35	6,26	2,84	0,42	1,10	0,14	0,48	99,99
AP509A	32,27	31,68	26,23	5,59	2,49	0,28	0,99	0,09	0,37	99,99

Tabela 5. Continuação.

Amostra	Biotita Monzogranito									
	Quartzo	Ortoclásio	Albita	Anortita	Hiperstênio	Ilmenita	Magnetita	Apatita	Coríndon	Total
AP511A	31,32	32,33	26,49	4,68	2,63	0,40	1,04	0,49	0,63	100,01
AP512A	27,53	34,04	25,39	6,46	3,93	0,68	1,58	0,28	0,12	100,01
AP514A	33,43	32,15	23,95	5,66	2,47	0,23	0,93	0,07	1,13	100,01
AP666A	33,43	32,15	23,95	5,66	2,47	0,23	0,93	0,07	1,13	100,01
AP507C	31,48	33,39	25,05	5,55	2,57	0,49	1,04	0,16	0,28	100,01
AP667A	28,04	32,80	28,60	6,34	2,36	0,32	1,01	0,23	0,29	100,00
AP505C	32,46	31,32	25,30	5,57	2,87	0,47	1,25	0,35	0,42	100,01
AP668A	30,43	32,33	27,42	5,79	2,18	0,30	0,91	0,09	0,54	99,99

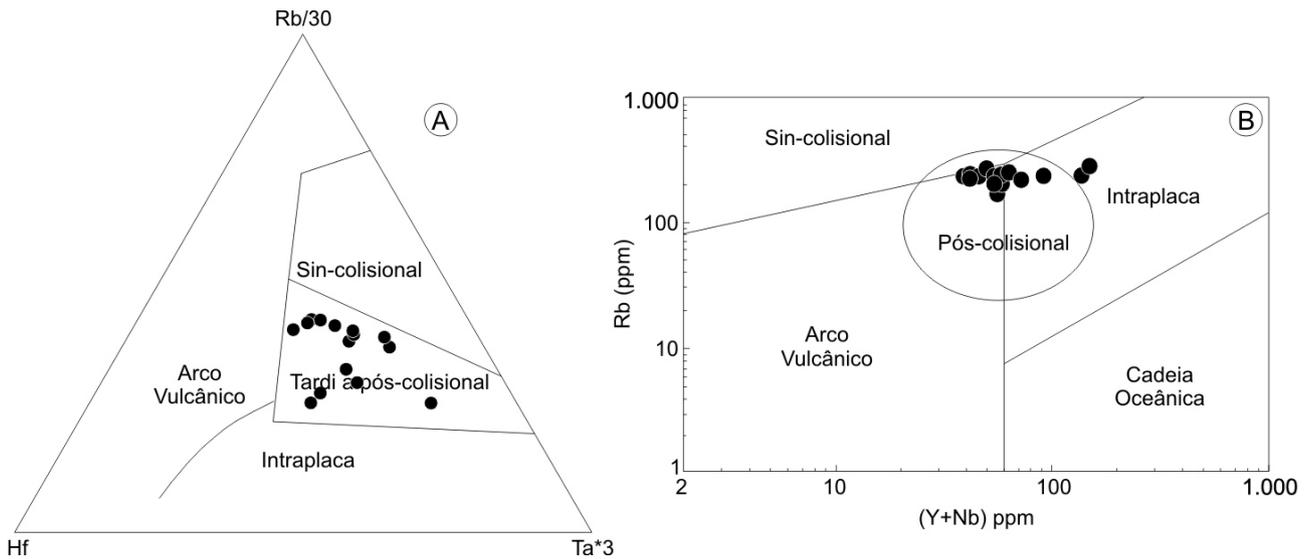


Figura 13. Diagramas utilizados na definição de ambiente tectônico para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada. (A) Rb/30 - Hf - Ta*3 (Harris et al., 1986). (B) Y + Rb x Rb (Pearce, 1996).

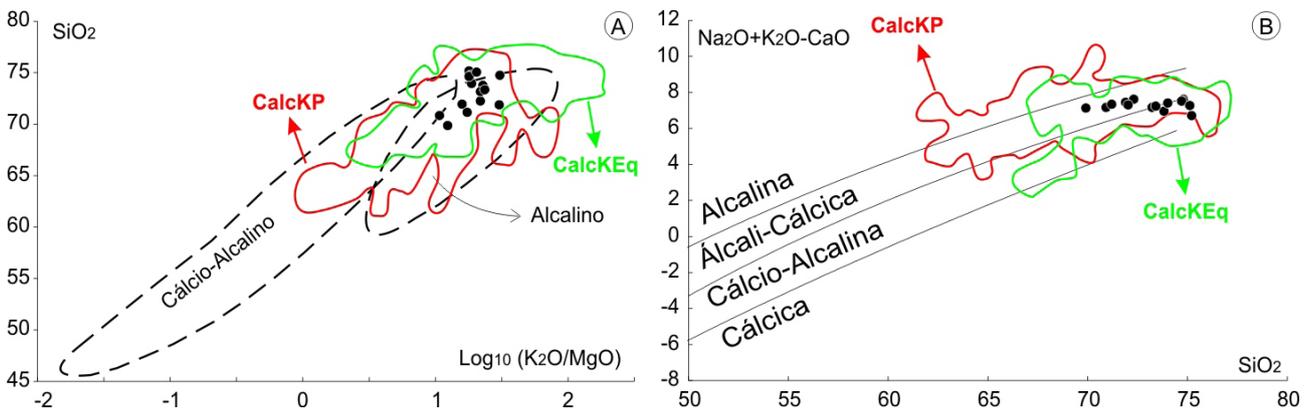


Figura 14. Diagramas utilizados na definição de séries magmáticas para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada, com os campos das suites magmáticas calcioalcalina alto K porfírica (CalcKP) e calcioalcalina alto K equigranular (CalcKEq) definidas por Nascimento et al. (2015). (A) $\text{Log}_{10}(\text{K}_2\text{O}/\text{MgO})$ versus SiO_2 (Rogers e Greenberg, 1981). (B) SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Frost et al., 2001).

Considerações sobre a fugacidade

Condições moderadas a elevadas de fO_2 acima do tampão FMQ (Wones, 1989) atuaram durante a cristalização das rochas do PGSR. Tal afirmação pode ser evidenciada com base na paragênese mineral titanita + magnetita + quartzo. A presença de biotita formada antes dos feldspatos aponta para um magma progenitor já subsaturado em H_2O . Os processos tardi-magmáticos atuantes nas rochas do PGSR ocorreram a partir da ação de fluidos ricos também em fCO_2 , causando, assim, a carbonatação dos plagioclásios. A presença de fluidos tardimagmáticos ricos em voláteis é evidenciada também pela ocorrência de textura do tipo mirmequita bordejando os cristais maiores de feldspatos. Outro aspecto que se pode estimar sobre a química dos fluidos tardimagmáticos que atuaram sobre essas rochas diz respeito a influência de H_2O e O_2 , os quais atuaram nos processos de cloritização das biotitas, saussuritização dos plagioclásios e esfentização dos minerais opacos.

Considerações sobre a pressão

Durante os estudos de caracterização petrográfica, constatou-se a existências de dois feldspatos (K-feldspato e plagioclásio), ambos em equilíbrio mineral com o quartzo. Essa característica petrográfica sugere a ideia de sistema *subsolvus granito*, o que nos levou a utilizar os dados normativos CIPW de Qz-Ab-Or (sistema haplogranito), sendo estes obtidos das análises litoquímicas de rocha total, normalizados pela norma CIPW (Tabela 5), recalculada de acordo com Blundy e Cashman (2001). A aplicação desses dados no referido diagrama teve como finalidade determinar as pressões final/mínima de cristalização do magma do PGSR. As amostras plotadas no diagrama sugerem pressões variando, principalmente, entre 2 e 5 Kbar, com uma amostra em 1 Kbar (Figura 15). Na literatura regional, Galindo (1993), Nascimento (1998), Nascimento (2000) e Dias (2006), ao utilizarem cálculos de geobarômetros clássicos (teor de Al^I em hornblenda), chegaram a pressões em torno de 5-6 Kbar para as suítes calcioalcalinas de alto K porfíricas neoproterozoicas do Domínio Rio Piranhas-Seridó, marcando pressões relativamente mais elevadas para o início da cristalização dessas rochas.

Considerações sobre a temperatura

Os dados relativos às temperaturas para as rochas do PGSR foram obtidos dos geotermômetros P_2O_5 vs. SiO_2 propostos por Watson e Harrison (1984), saturação em Zr (Watson e Harrison, 1983) e pelo diagrama normativo Q-Ab-Or, de Luth et al. (1964). Os dois primeiros são utilizados para indicar a temperatura próximo do *liquidus*,

considerando a cristalização precoce de apatita e zircão, e o terceiro, a temperatura próxima do *solidus*.

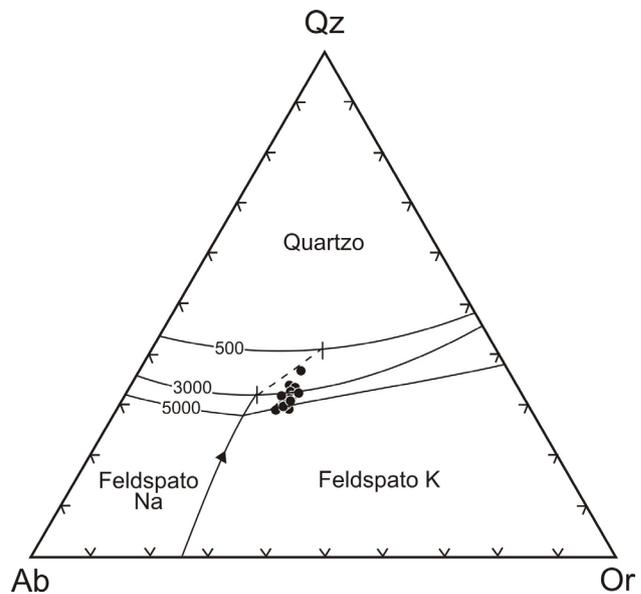


Figura 15. Diagrama Qz-Ab-Or a 0,5, 3 e 5 Kbar de pressão (Tuttle e Bowen, 1958) mostrando a variação de pressão para as amostras do PGSR.

A distribuição das temperaturas no diagrama P_2O_5 vs. SiO_2 cai próximo à isoterma de $800^\circ C$ (Figura 16A), indicando que esta seria a temperatura mínima do *liquidus* do magma fonte das rochas do PGSR. Para a saturação em Zr, lançou-se mão da equação $DZr = \{-3,80 - [0,85(M-10)]\} + 12900/T$, onde DZr é a concentração de Zr (em ppm) na rocha e M é a razão catiônica de $(Na + K + 2Ca)/(Al*Si)$. Os resultados mostram temperatura variando entre $829^\circ C$ e $758^\circ C$, sendo estimativas mínimas das temperaturas de *liquidus*, haja vista que o zircão é um mineral acessório precoce nas rochas pesquisadas. Dados de temperatura semelhante foram obtidos por Nascimento (1998), Nascimento (2000) e Dias (2006) para suítes neoproterozoicas do Domínio Rio Piranhas-Seridó.

Para inferir a temperatura final de cristalização (*solidus*) do magma do PGSR, foram utilizados dados normativos CIPW de rocha total, os quais foram plotados no diagrama Qz-Ab-Or (Luth et al., 1964) a uma pressão em presença de H_2O de 5 kbar (Figura 16B). Os valores de temperaturas obtidos a partir desse diagrama variaram entre 670° e $710^\circ C$, sendo esta, possivelmente, a temperatura final de cristalização.

Evolução magmática

Com a integração e correlação de dados de campo, aspectos petrográficos e microtexturais, além de dados geoquímicos

(elementos maiores e traço), tornou-se possível tecer algumas considerações sobre a evolução do magma que originou o PGSR.

Com base na descrição das seções delgadas de amostras do plúton, pôde-se observar a presença de cristais de plagioclásios e allanita com zonação, onde alguns cristais de plagioclásio apresentam núcleos saussuritizados, enquanto as bordas encontram-se mais preservadas. Tais processos são sugestivos da atuação de cristalização

fracionada como processo dominante na evolução do magma do PGSR.

Corroborando as observações anteriormente descritas, diagramas bi-log do tipo proposto por Hanson (1978), que são constituídos de elementos traço de comportamento incompatíveis na abscissa (Rb) e de comportamento compatíveis na ordenada (Sr e Ba), apresentam curvas com inclinação negativa (Figura 17), o que, segundo esse autor, estaria relacionado a processos de cristalização fracionada (CF).

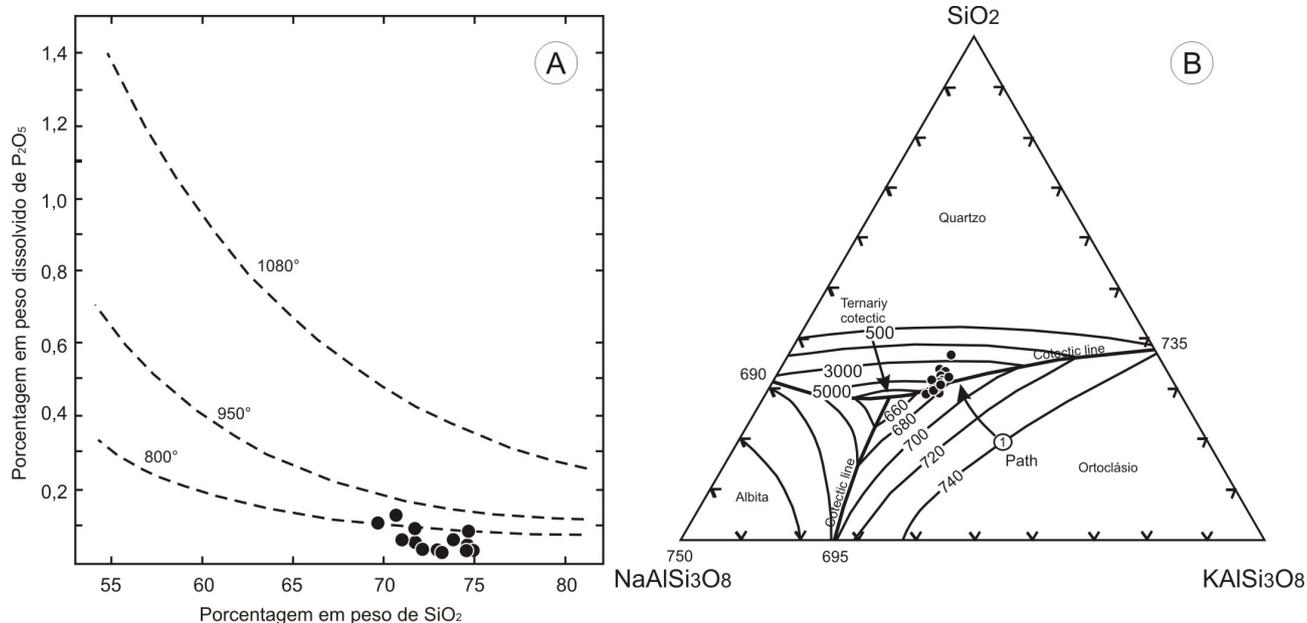


Figura 16. Diagramas para obtenção de temperaturas de cristalização do magma do PGSR. (A) Diagrama P_2O_5 vs. SiO_2 com as isotermas que refletem as temperaturas de cristalização das apatitas (Watson e Harisson, 1984). (B) Diagrama Qz-Ab-Or a $P=H_2O$ de 5 Kbar (Luth et al., 1964) com as amostras do PGSR plotando entre as isotermas de 690° a 700°C.

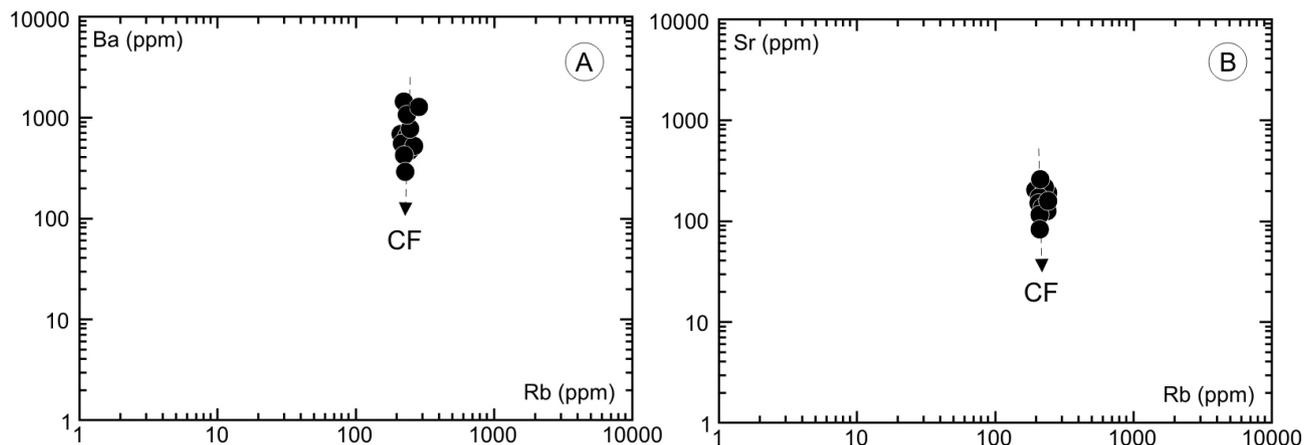


Figura 17. Diagramas de variação logarítmica (elementos compatíveis vs. incompatíveis) evidenciando a atuação de um processo de cristalização fracionada (CF) para as rochas do PGSR.

Geocronologia U-Pb e isotópica Sm-Nd

Materiais e métodos

A análise geocronológica U-Pb em zircão foi realizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), pelo método LA-ICP-MS. Os procedimentos analíticos e os métodos utilizados podem ser

obtidos em Buhn et al. (2009). A Tabela 6 mostra os resultados obtidos para a datação geocronológica U-Pb. Para a análise Sm-Nd, a amostra foi enviada também ao Laboratório de Geocronologia da UnB, onde foi realizada a análise isotópica de Sm-Nd segundo o método de Gioia e Pimentel (2000), com o valor de TDM calculado usando o modelo de De Paolo (1981). O resultado da análise consta na Tabela 7.

Tabela 6. Dados analíticos/isotópicos de determinações U-Pb em zircões da biotita monzogranito do Plúton Granítico Serra da Rajada.

Grão spot	Razões						Idades Aparentes							
	f206 (%)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro (%) 1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	erro (%) 1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	erro (%) 1 σ	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Conc. (%)
03-Z01	0,00	0,20	729760	0,058575	0,56	0,757	1,22	0,093713	1,08	0,88	551 \pm 12	572 \pm 5	577 \pm 6	100,92
04-Z02	0,01	0,19	241934	0,058942	0,54	0,721	1,04	0,088702	0,89	0,84	565 \pm 12	551 \pm 4	548 \pm 5	99,40
05-Z03	0,02	0,55	113793	0,058810	0,71	0,727	1,52	0,089633	1,35	0,88	560 \pm 15	555 \pm 6	553 \pm 7	99,76
08-Z06	0,02	0,50	72557	0,058907	0,62	0,720	1,12	0,088679	0,93	0,82	564 \pm 14	551 \pm 5	548 \pm 5	97,17
09-Z07	0,09	0,68	20393	0,058380	1,91	0,716	2,84	0,089003	2,09	0,73	544 \pm 42	549 \pm 12	550 \pm 11	101,03
33-Z16	3,22	0,19	559	0,058712	1,47	0,572	2,39	0,070645	1,83	0,78	556 \pm 32	459 \pm 9	440 \pm 8	95,82
34-Z17	0,07	0,67	26906	0,058224	1,84	0,664	2,74	0,082712	2,04	0,74	538 \pm 40	517 \pm 11	512 \pm 10	99,08
35-Z18	0,08	0,72	21876	0,057235	2,71	0,660	3,98	0,083681	2,92	0,73	501 \pm 60	515 \pm 16	518 \pm 15	100,62
40-Z23	0,03	0,30	70137	0,057391	2,13	0,678	2,67	0,085709	1,61	0,81	507 \pm 46	526 \pm 11	530 \pm 8	100,84

f206: parâmetros do cálculo geocronológico; Conc.: concentração.

Tabela 7. Resultado analítico de Sm/Nd obtido para a biotita monzogranito do Plúton Granítico Serra da Rajada.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 2 σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(557 \text{ Ma})$	T _{DM} (Ga)
AP508C	14,48	89,04	0,0983	0,51125 \pm 12	-27,08	-20,10	2,36

Resultado U-Pb (LA-ICP-MS)

A datação U-Pb, pelo método ICP-MS-LA, foi obtida a partir da análise de nove grãos de zircões, os quais se apresentam, de modo geral, bem formados, com cristais alongados, eudíricos, com a maioria sem apresentar zonação/fraturas ou intercrescimento de borda (características de zircões ígneos). Esses zircões são provenientes da amostra AP508C representativa da fácies predominante (biotita monzogranito). Tais análises forneceram idade de 557 \pm 13 Ma (Ediacarana), interpretada como idade de cristalização, possuindo MSWD de 0,58 (Figura 18).

Resultado Sm-Nd

A análise Sm-Nd também realizada na mesma amostra datada (AP508C, biotita monzogranito) definiu valor de idade modelo T_{DM} de 2,36 Ga (Sideriana), com valor de ϵ_{Nd} para a idade de

cristalização (557 \pm 13 Ma) na ordem de -20,10, o que permite inferir que a fonte para o magma que originou o PGSR foi de origem crustal, com idade máxima paleoproterozoica (Sideriana), com protólito atribuído a rochas do Complexo Caicó.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

De acordo com as observações realizadas em campo associadas aos dados petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos, as seguintes conclusões podem ser tecidas.

As rochas do PGSR ocorrem de forma intrusiva em rochas associadas ao Complexo Caicó de idade paleoproterozoica e em rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Seridó.

A fácies predominante do PGSR é composta de biotita monzogranito equigranular, subordinadamente ocorrem enclaves de hornblenda biotita quartzo dioritos exibindo feições de

coexistência de magmas, além de diques de leucomicrogranitos e pegmatitos tardios.

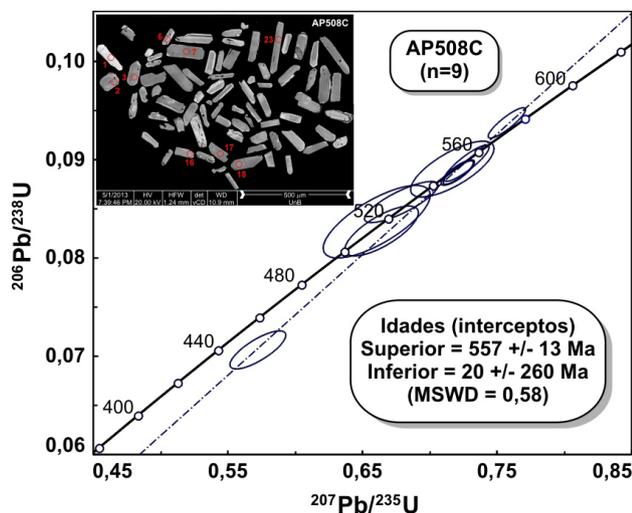


Figura 18. Idade U-Pb obtida a partir de nove frações de zircão provenientes do PGSR.

Os dados de campo e petrográficos evidenciam que as estruturas regionais que ocorrem na área em torno do PGSR (zonas de cisalhamento dextrais, zonas de cisalhamento contracionais dextrais e dobramentos) não afetam as rochas do plúton. As deformações observadas nas rochas do PGSR (cristais de quartzo com extinção ondulante) estão ligadas a tramas magmáticas tardias.

Com base nas alterações minerais observadas em seções delgadas, pode-se inferir que ocorreu a ação de fluidos magmáticos em um estágio tardimagnético (alterações deutéricas) que atuaram para as transformações da biotita em clorita e minerais opacos, esfentização dos minerais opacos, assim como a formação de mica branca + carbonato e/ou argilominerais a partir da alteração dos feldspatos. Tais processos também seriam responsáveis pela geração de texturas mirmequítica e pertítica nas rochas da fácies principal do PGSR.

Os dados litoquímicos sugerem que o PGSR é composto predominantemente de rochas peraluminosas, com assinatura de natureza transicional entre alcalina e calcioalcalina potássica (subalcalina), apresentando características litgeoquímicas de granitos da Suíte Cálcio-Alcalina de alto K Equigranular (como definida por Nascimento et al., 2015), formado em ambiente tectônico provavelmente tardi a pós-colisional em relação ao Ciclo Brasileiro/Pan-Africano.

Condições termobarométricas foram estimadas com base em parâmetros geoquímicos (Zr e P_2O_5), bem como por minerais normativos, com resultados mostrando temperatura mínima de *liquidus* da ordem de 800°C e temperatura de *solidus* da ordem de 700°C. As pressões final/mínima de cristalização sugerem ser da ordem de 2 a 5 Kbar.

Os dados geocronológicos U-Pb em zircões apresentam uma idade de cristalização de 557 ± 13 Ma para a fácies principal do plúton, o que vem a corroborar com os dados de campo e petrografia que demonstram que as rochas desse plúton seriam formadas em período tardi a pós-orogênico relativamente ao Ciclo Brasileiro. Os dados isotópicos Sm-Nd apresentam valores TDM de 2,36 Ga, com valores de ϵ_{Nd} para a idade de cristalização 557 Ma na ordem de -20,10, o que permite inferir que a fonte para o magma foi crustal, de idade máxima paleoproterozoica, possivelmente o Complexo Caicó.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Fuck R. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.

Almeida, F. F. M., Leonardos Jr., O. H., Valença, J. (1967). Review on granitic rocks of northeast South America. Haarlem: International Union of Geological Sciences.

Angelim, L. A. A., Nesi, J. R., Torres, H. H. F., Medeiros, V. C., Santos, C. A., Veiga Júnior, J. P., Mendes V. A. (2006). *Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte – Escala 1:500.000*. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Blundy, J., Cashman, K. V. (2001). Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St. Helens, 1980-1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 631-650.

Buhn, 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 (L-C-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81, 99-114.

De La Roche, H., Leterrier, J., Granclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183-210.

De Paolo, D. J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10470-10488.

Dias, L. G. S. (2006). *Caracterização geológica, geoquímica e geocronológica da suíte plutônica neoproterozoica da região de Serrinha, porção centro-leste do Maciço São*

- José de Campestre, Sudeste do RN. Dissertação (Mestrado). Natal: Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., Onions, R. K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1199-1212.
- Ferreira, V. P., Sial, A. N., Jardim de Sá, E. F. (1998). Geochemical and isotopic signature of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal South America Earth Science*, 11, 439-455.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Galindo, A. C. (1993). *Petrologia dos granitoides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte*. Dissertação (Doutorado). Belém: Centro de Geociências, UFPA.
- Galindo, A. C., Dall'Agnol, R., McReath, I., Leterrier, J., Nascimento, M. A. L. (1997a). Granitoide Quixaba: um magmatismo monzonítico (shoshonítico?) no extremo oeste da Faixa Seridó. In: 17º Simpósio de Geologia do Nordeste (p. 268-272). Fortaleza, Boletim 15.
- Galindo, A. C., Jardim de Sá, E. F., Nascimento, R. S. C., Hollanda, M. H. B. M., Nascimento, M. A. L., Lardeaux, J. M. (1997b). Caracterização geoquímica e contexto geodinâmico dos granitoides alcalinos na porção oriental da Faixa Seridó (RN-PB). In: 17º Simpósio de Geologia do Nordeste (p. 263-267). Fortaleza, Boletim 15.
- Gioia, S. M. C. L., Pimentel, M. M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72, 220-245.
- Hanson, G. N. (1978). The application of the trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planetary Science Letters*, 38, 26-46.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P., Ries, A. C. (Eds.). *Collision tectonics. Geological Society Special Publication*, 19, 67-81.
- Jardim de Sá, E. F. (1994). *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Dissertação (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, UnB.
- Jardim de Sá, E. F., Legrand, J. M., McReath, I. (1981). "Estratigrafia" de rochas granitoides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 11, 50-57.
- Lameyre, J. (1987). Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 349-359.
- 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.
- Luth, W. C., Jahns, R. H., Tuttle, O. F. (1964). The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 69(4), 759-773.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Medeiros, V. C. (2013). *Geologia da Província Mineral Seridó. I Seminário das Províncias Metalogenéticas Brasileiras: a Província de W-Au Seridó* (p. 2-35). Currais Novos: Serviço Geológico do Brasil - CPRM. CD-ROM.
- Myashiro, A. (1978). Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 66, 91-104.
- Nascimento, M. A. L. (2000). *Petrologia do magmatismo tardi-brasileiro no Maciço São José de Campestre (RN/PB), com ênfase no Plúton Alcalino Caxexa*. Dissertação (Mestrado). Natal: Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN.
- Nascimento, M. A. L., Medeiros, V. C., Galindo, A. C. (2015). Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, 58: 281-299.
- Nascimento, R. S. C. (1998). *Petrologia dos Granitoides Brasileiros associados à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB)*. Dissertação (Mestrado). Natal: Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN.
- Pearce, J. A. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.

- Rogers, J. J. W., Greenberg, J. K. (1981). Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bulletin Geological Society of America*, 92, 6-9.
- Sial, A. N. (1987). Granitic rocks in northeast Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. *Excursion guides* (p. 61-69). Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Naturais.
- Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Tuttle, O. F., Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geological Society of America Memoirs*, 74, 153.
- 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.
- Watson, E. B., Harrison, T. M. (1984). Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic system: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, 19-30.
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.