

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO STOCK SERRA DO CAPUXU: MAGMATISMO CÁLCIO-ALCALINO DE ALTO-K NO DOMÍNIO RIO PIRANHAS-SERIDÓ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Gian Deyverson de Araujo Fonseca^{1,4}

Antonio Carlos Galindo¹

Vladimir Cruz de Medeiros²

Jaziel Martins de Sá¹

Frederico Castro Jobim Vilalva¹

Elton Luiz Dantas³

10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v32n1p77-108

¹Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – CCET/PPGG. (gian.araujofonseca@gmail.com; acgalindo.contato@gmail.com; jaziel.sa@ufrn.br)

²Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – CPRM (Serviço Geológico do Brasil), Natal, RN, Brasil. (vladimir.medeiros@cprm.gov.br)

³Universidade de Brasília – UNB – Laboratório de Geocronologia (elton@unb.br)

⁴Veritas Engenharia Ambiental

RESUMO

O Stock Serra do Capuxu (SSC) está situado na porção setentrional da Província Borborema, na porção sudoeste do Domínio Rio Piranhas-Seridó. O stock intrude rochas gnáissicas do Complexo Caicó, dos quais guarda xenólitos, e trunca feições dúcteis prévias. Ocorrem enclaves tipo MME, localmente com feições de coexistência de magmas (mixing e mingling); e schlierens múltiplos e complexos. O SSC caracteriza-se por rochas leucocráticas (Σ Máficos=7,5-13%) de composição monzogranítica, textura equigranular fina/média, ocorrendo localmente fenocristais de K-feldspato (microclina). K-feldspato+plagioclásio+quartzo constituem mais de 85% modal; biotita é o principal máfico (6-10%); titanita, opacos, allanita e zircão são acessórios; e clorita, mica branca e carbonato ocorrem como produtos de transformações tardi-magmáticas. São rochas bastante evoluídas (SiO_2 =71,80-73,14), com teores de álcalis elevados ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ =8,25-8,77) e baixos teores de cálcio (CaO =1,23-1,69). Os espectros de elementos terras raras (ETR's) mostram enriquecimento dos ETR's leves, em relação aos pesados, com pronunciada anomalia negativa de Európio ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,34-0,44$). O índice de saturação em alumina do SSC revela um caráter transicional metaluminoso a peraluminoso ($\text{A}/\text{CNK}=0,98-1,03$). Diagramas discriminantes de séries magmáticas revelam, na sua maioria, afinidade química com rochas da série subalcalina (cálcio-alcálico de alto-K) e diagramas classificativos de ambiente tectônico associam o SSC a ambiente predominantemente pós-colisional. Esses dados são corroborados pela idade U-Pb em zircão de 579 Ma encontrada para o stock, sugerindo um alojamento tardi-tectônico para o SSC, consonante com os aspectos de campo do pluton. Postula-se uma fonte litosférica, mas diferente dos dioritos associados, para o SSC, possivelmente fusão de gnaisses do embasamento (baixo grau de fusão, face seus elevados e pouco variados teores de SiO_2) gerando um magma já de natureza cálcio-alcálico de alto-K. Rochas com assinaturas similares têm sido denominadas de “Granitos Tipo-I Fracionados”.

Palavras-chave: Stock Serra do Capuxu; geocronologia; geoquímica; Tipo I fracionado; Cálcio-alcálico de alto-K.

ABSTRACT

Stock Serra do Capuxu (SSC) is located in the northern portion of Borborema Province, in the southwest of the Rio Piranhas-Seridó Domain. The SSC intrudes gneissic rocks of Caicó Complex, which holds xenoliths, and truncates previous ductile features. MME-type enclaves occur locally with mixing and mingling features, and multiple and complex schlierens. The SSC is characterized by leucocratic rocks (Σ Mafics=7,5-13%) of monzogranitic composition, fine/medium equigranular texture, occurring locally K-feldspar phenocrysts (microcline). K-feldspar+ plagioclase+quartz constitute more than 85% modal; biotite is the main mafic (6-10%); titanite, opaque, allanite and zircon are accessories; and chlorite, mica minerals and carbonate occur as products of tardi-magmatic transformations. These rocks are highly evolved (SiO_2 =71.80-73.14), with high alkali contents ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ =8.25-8.77) and low Calcium contents (CaO =1.23-1.69). The Rare Earth Elements spectra (REE) shows enrichment of lightly versus heavy REE's, with pronounced negative Europium anomaly. The alumina saturation index reveals a metaluminous to peraluminous transitional character (A/CNK =0.98-1.03). Discriminating diagrams of magmatic series reveal mostly chemical affinity with subalkaline (high-K calc-alkaline) rocks and tectonic environment classification diagrams associate SSC with predominantly post-collisional environment. Consonant with the field characteristics of the pluton. These data are corroborated by the U-Pb zircon age of 579 Ma found for stock, suggesting late tectonic emplacement for SSC. A lithospheric source for the SSC is postulated, but different from the associated diorites, possibly fusion of basement gneisses (low fusion, due to its high and little varied SiO_2 contents) generating a magma already of high-K calc-alkaline nature. Rocks with similar signatures have been called "Fractionated Type-I Granites".

Keywords: Serra do Capuxu Stock; geochronology; geochemistry; Fractionated I-Type; High-K Calc-alkaline.

INTRODUÇÃO

A Província Borborema (PB) (Almeida et al. 1981) abrange grande parte do nordeste brasileiro e tem como uma característica geológica marcante extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, relacionadas ao evento Brasileiro. Um volumoso magmatismo neoproterozoico sin a pós-orogênico ocorre por toda essa província na forma batólitos, stocks e diques, com características geoquímicas, texturais e geocronológicas distintas (Almeida et al. 1967; Jardim de Sá et al. 1981; Sial 1987; Angelim et al. 2006; Nascimento et al. 2000-2008-2015). Nesse contexto, na porção sudoeste do Domínio Rio Piranhas-Seridó (DPS), da referida

província, está inserido o Stock Serra do Capuxu (SSC).

A análise integrada de dados de campo e petrográficos, associados às caracterizações geoquímica e geocronológica têm dado importante respaldo às interpretações petrogenéticas, a respeito da evolução de magmas graníticos. Nesse intuito, foi feita uma abordagem geoquímica e geocronológica ampla do SSC, integrando os resultados obtidos, a fim de proporcionar um maior entendimento sobre sua colocação, condições de cristalização e associação de séries magmáticas, bem como também embasar discussões acerca do magmatismo ediacarano no DPS.

GEOLOGIA REGIONAL

O Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS), localizado na subprovíncia setentrional da Província Borborema (PB) (Delgado et al. 2003), é delimitado pelas zonas de cisalhamento Picuí-João Câmara (leste), Portalegre (oeste), Patos (sul) e pela Bacia Potiguar (norte). (Fig. 1).

Geologicamente, o DPS caracteriza-se por um embasamento composto por remanescentes neoarqueanos (Cavalcante et al. 2018) a paleoproterozoico, relacionados aos complexos Arábia e Caicó, os quais são recobertos por metassedimentos do Grupo Seridó, além de um grande volume de corpos graníticos diversificados.

O Complexo Arábia é caracterizado por ortognaisses e migmatitos siderianos, apresentando idade pelo método U-Pb em zircão de 2,45 Ga (Costa e Dantas, 2014; Costa et al., 2015), enquanto os ortognaisses do Complexo Caicó indicam idades variando entre 2,10 e 2,25 Ga (Legrand et al., 1991; Archanjo e Hollanda, 2015; Souza et al., 2016). Esses ortognaisses são cortados por augen gnaisses graníticos, atribuídos à suíte Poço da Cruz, sin a tardi-colisional em relação ao processo de aglutinação ocorridos no riaciano e orosiriano apresentando idades mais recentes

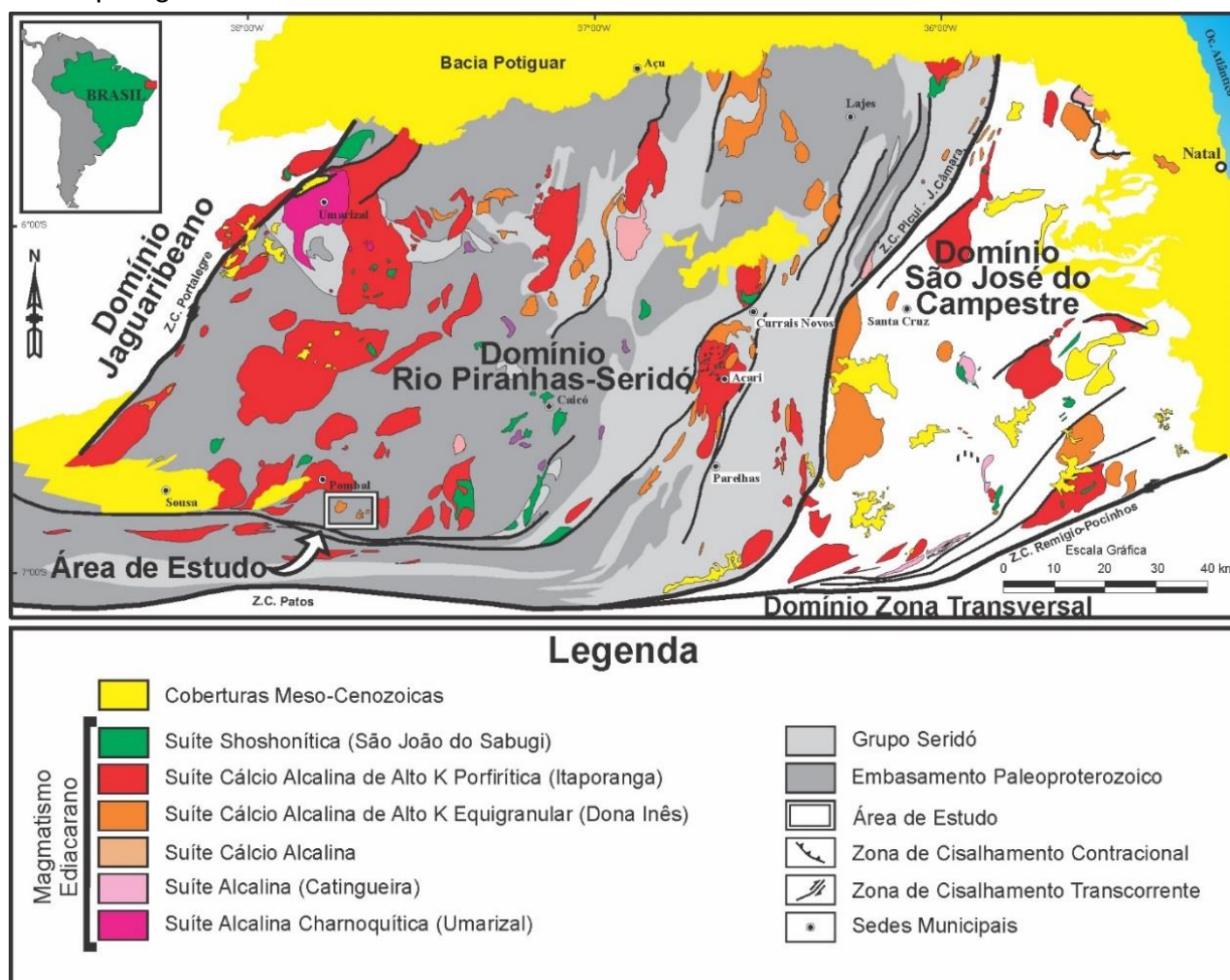


Figura 1: Compartimentação geológica da porção extremo NE da Província Borborema, com ênfase ao arcabouço geológico do Domínio Rio Piranhas-Seridó e às diferentes suítes magmáticas, destacando-se também a área. Modificado de Nascimento et al., (2015).

girando em torno de 2,18 Ga (Archanjo e Hollanda, 2015; Souza et al., 2016).

O Grupo Seridó, que é subdividido em três unidades básicas, sendo elas da base para o topo: formações Jucurutu (paragneisses, mármore, rochas cálcissilicáticas e formações ferríferas), Equador (quartzitos e metconglomerados) e Seridó (micaxistos) de acordo com Jardim de Sá (1994). Datações U-Pb SHRIMP indicam idade menor que 650 Ma para as formações Jucurutu e Seridó (Van Schmus et al. 2003; Hollanda et al. 2015).

Uma gama de corpos ígneos de idade ediacarana com características diversificadas intrudem as unidades supracitadas na forma de batólitos, *stocks* e diques. Levando em consideração aspectos petrográficos, tectônicos e químicos, várias propostas de classificação surgiram, destacando-se no histórico recente as classificações propostas por Angelim et al. (2006) e Nascimento et al. (2008; 2015). Nestas classificações, o SSC está inserido na Suíte Dona Inês ou Cálcio-alcalina de alto-K equigranular, respectivamente. Para esta suíte, as idades U-Pb disponíveis na literatura variam de 628 a 520 Ma (Granito Macaíba, Dantas 1996; Granito Picuí, Beurlen et al. 2009).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo objetivaram visitas a afloramentos no intuito de descrever as rochas componentes do SSC, definir suas relações com as encaixantes e coletar amostras para análises petrográficas, geoquímicas e geocronológica. Os dados de campo serviram ainda para a elaboração do mapa geológico do Stock.

Para a caracterização petrográfica, um total de 17 seções delgadas foram analisadas ao microscópio petrográfico de

luz transmitida do modelo BX51, da Olympus®, e a composição modal obtida através do contador de pontos (em média 1000 pontos por seção) com auxílio do software *Hardledge*, versão 1.6.5.1111, da *Endeeper*®.

Os dados geoquímicos provêm de um conjunto total de 12 amostras. Sete (7) delas foram analisadas pelo laboratório *ACME-Analytical Laboratoire LTDA* (amostras com prefixo VC- provenientes de trabalho prévio de Medeiros et al. (2008), as quais foram cedidas pela CPRM para nova avaliação) e outras cinco (5) analisadas pelo laboratório da *SGS GEOSOL* (amostras com prefixo GF-), correspondentes a dados obtidos durante a execução deste trabalho.

Para as amostras analisadas pelo laboratório *ACME-Analytical Laboratoire LTDA* os dados de elementos maiores foram obtidos pelo método de Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma acoplado Indutivamente – ICP-OES; enquanto traços e Elementos Terras Raras (ETR's) pelo método de Espectrometria de Massas com Plasma Acoplado Indutivamente – ICP-MS após fusão por metaborato/tetraborato de Lítio e digestão ácida. A perda ao fogo foi calculada pela diferença de peso após aquecer 0,2g de amostra a 1000°C e o erro analítico é menor que 2% para óxidos e do que 5% para os elementos traços.

O laboratório *SGS GEOSOL* utilizou o método de Fluorescência de Raios X (FRX) em pastilhas fundidas com tetraborato de Lítio para elementos maiores e menores, enquanto a concentração de elementos traços foi obtida pelo método de Espectrometria de Massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) e por Espectrometria de Emissão Atômica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES), após digestão multiácida. Já os Elementos

Terras Raras (ETR's) foram determinados pelo método de Espectrometria de Massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), após fusão com metaborato de Lítio. A perda ao fogo foi calculada pela diferença de peso após calcinação da amostra a 1000°C, com erro analítico similar ao da ACME, menor que 2% para os óxidos e que 5% para os elementos traços.

Os dados geocronológicos provêm de análises isotópicas U-Pb em zircões, executadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Brasília, seguindo os procedimentos descritos em Buhn et al. (2009). Para o cálculo das idades usou-se o *software* ISOPLOT versão 3.0, conforme Ludwig (2003). Estas análises foram obtidas por MC-ICP-MS com microsonda a laser acoplada (*laser ablation*). As observações texturais dos zircões foram realizadas ao MEV (microscópio eletrônico de varredura) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

RESULTADOS

Contexto geológico do Stock Serra do Capuxu (SSC)

Localizado nas proximidades da cidade de Pombal-PB, o *Stock* Serra do Capuxu (SSC) é composto por um corpo granítico de forma sub-circular com aproximadamente 10,2 Km² de área, ocorrendo ainda pequenos corpos

satélites localizados a sudeste do corpo principal, apresentando composição e características de campo (aspectos texturais e estruturais) similares, mas que não são objetivo deste trabalho (Fig. 2).

O SSC corresponde a um serrote, bem delineado em produtos de sensores remotos, destacando-se topograficamente em relação às suas encaixantes, as quais constituem uma área de relevo mais arrasada. Está situado na porção sudoeste do Domínio Rio Piranhas-Seridó, Província Borborema, e intrude biotita ortognaisses bandados, por vezes migmatizados, de idade paleoproterozoica, pertencentes ao Complexo Caicó. Os aspectos de campo mostram que o SSC trunca a foliação regional principal de direção NE-SW com mergulho forte, apresentada pelas encaixantes, guardando xenólitos dessas rochas, denotando seu caráter tardio.

O *stock* é composto por rochas leucocráticas de coloração acinzentada, textura fina a média, ocorrendo de forma localizada fenocristais de K-feldspato. São constituídas essencialmente por minerais félsicos (quartzo e feldspatos), ocorrendo subordinadamente biotita, representando o principal mineral máfico. É comum a ocorrência de enclaves dos tipos xenólito, dioríticos tipo MME e *schlierens* variados. São ainda identificados diques pegmatíticos e aplíticos cortando as rochas do SSC (Fig. 3).

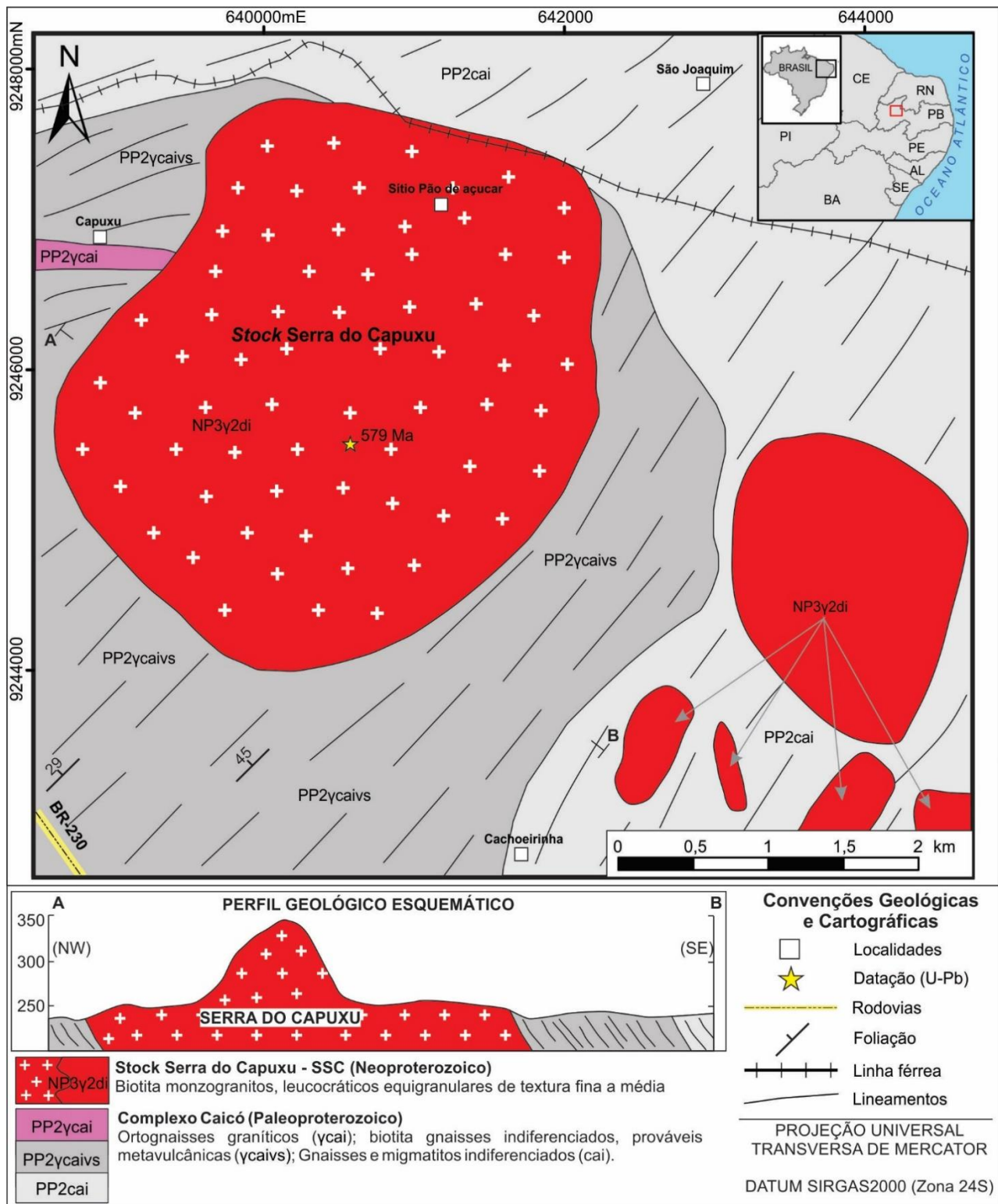


Figura 2: Mapa geológico simplificado da área de estudo com destaque ao Stock Serra do Capuxu.

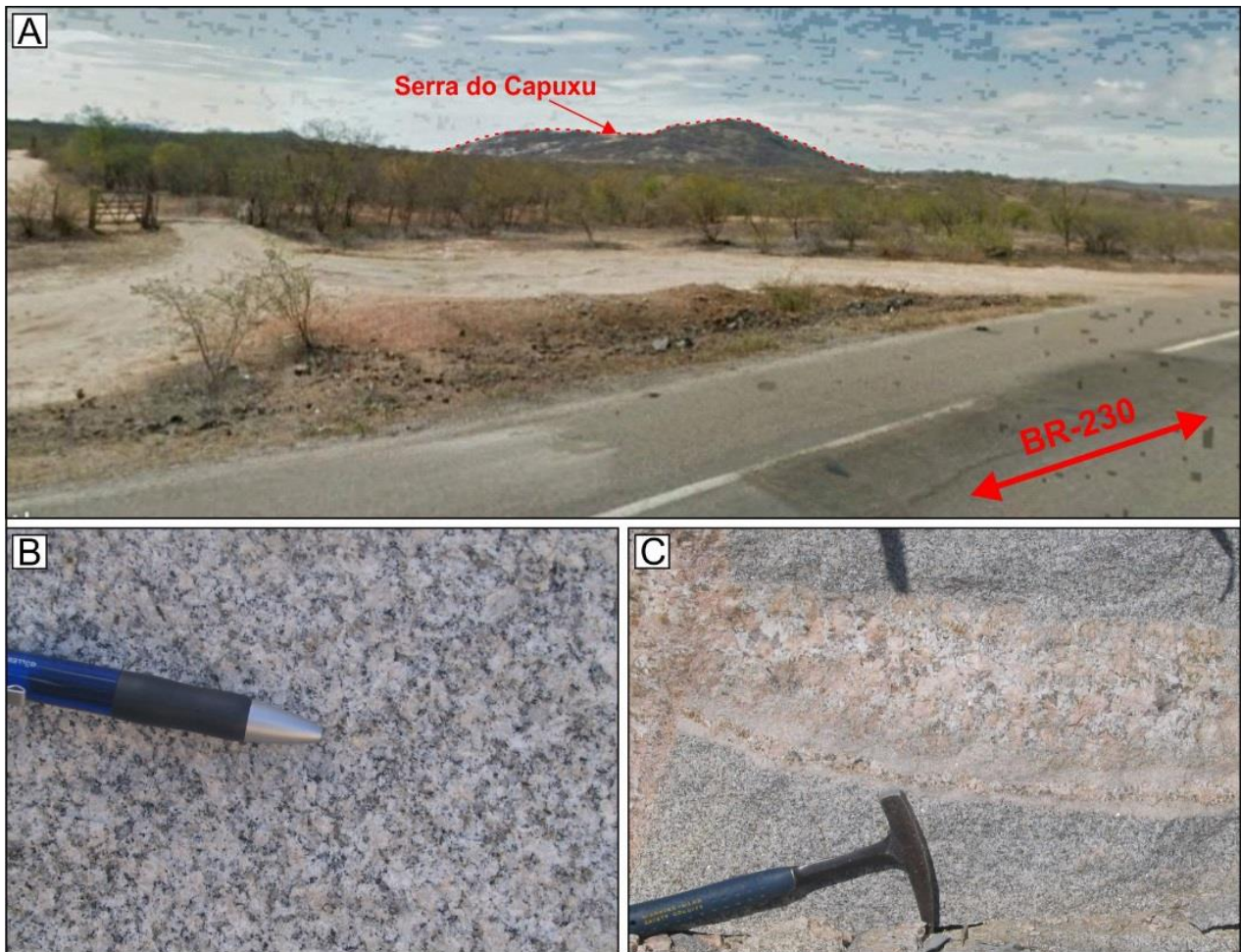


Figura 3: (A) Visão geral do SSC e seu destaque topográfico em relação às encaixantes; (B) textura equigranular do granito; e (C) Dique de pegmatito cortando as rochas do SSC.

No SSC, os xenólitos caracterizam-se por fragmentos de rochas gnáissicas bandadas, os quais possuem contatos angulosos com a rocha hospedeira (Fig. 4.A) e apresentam dimensões variando desde centímetros até dezenas de metros. São mais comuns nas regiões de borda do stock granítico e associam-se às rochas encaixantes do Complexo Caicó.

Os enclaves dioríticos do tipo MME (*mafic microgranular enclave*) apresentam contatos interdigitados ou truncados, eventualmente com captura de

fenocristais de K-feldspato da rocha hospedeira, ou ainda de forma mais localizada compondo texturas do tipo enxames (Fig. 4.B e 4.C).

Os *Schlierens* ocorrem sob diferentes formas geométricas e em escala variada entre dezenas de centímetros até métrica, podendo ser observada a sua continuidade em três dimensões, em alguns casos. Foram observados *schlierens* simples e múltiplos, além de tipos complexos em cúspide e caóticos (Fig. 4.D, 4.E e 4.F).

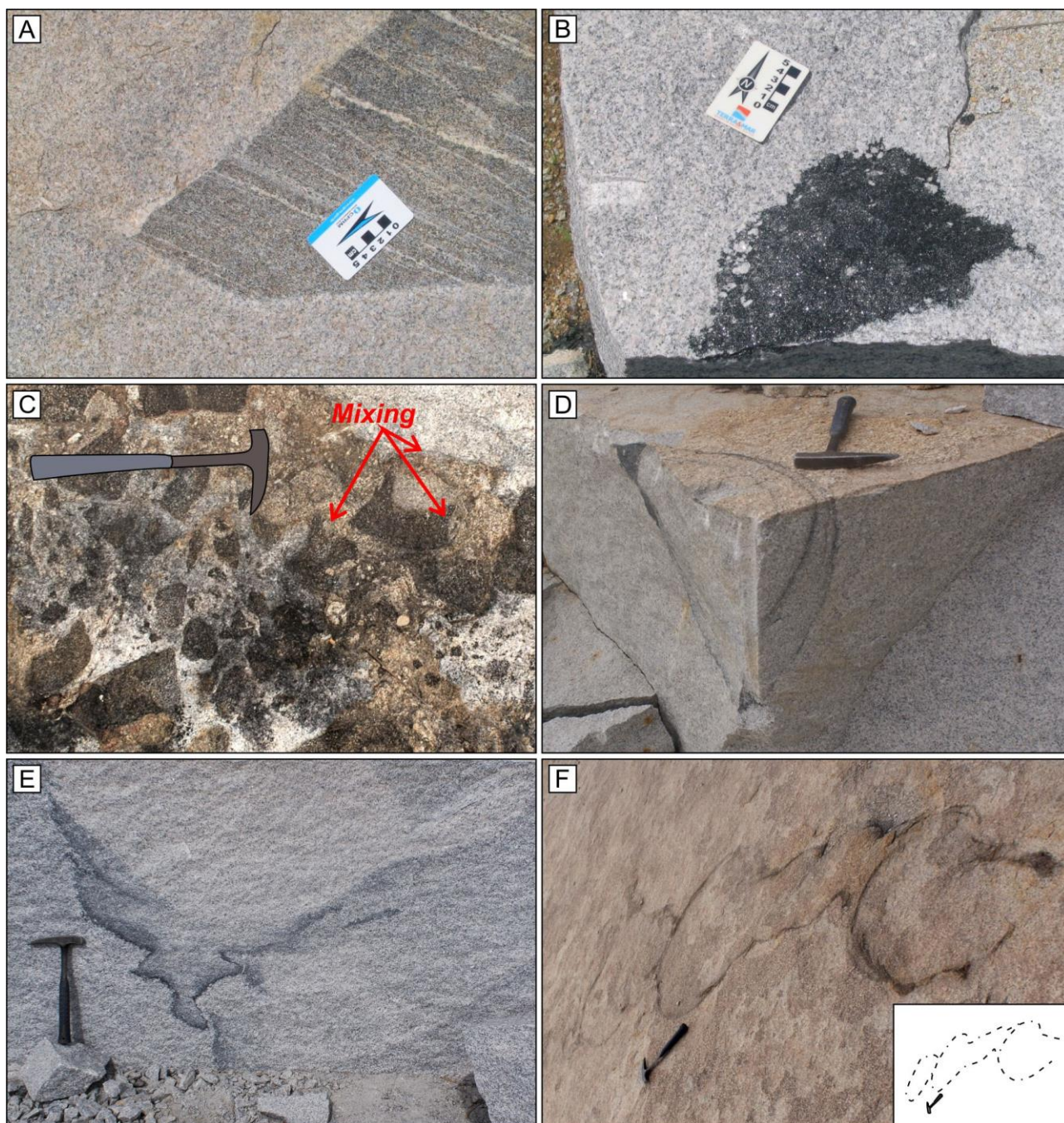


Figura 4: (A) Detalhe de xenólito anguloso da rocha encaixante (gnaisses bandados – Complexo Caicó); em (B) enclave tipo MME com contatos lobados e captura de fenocristais da rocha hospedeira; (C) enxames de enclaves tipo MME no SSC; em (D) comportamento em 3 dimensões de Schlieren múltiplo elipsoidal; (E) Schlieren complexo com contatos em cúspide; e (F) Schlierens complexos com aspecto geométrico em bolsões.

Geocronologia

A amostra GF-04 foi coletada na porção central do corpo e passou inicialmente pelo processo de preparação, conforme descrito na seção de materiais e

métodos, para análise geocronológica dos zircões pelo método U-Pb *Laser Ablation* (ICP-MS-LA).

Os cristais analisados, cujos resultados estão expostos na Tabela 1, são euédricos de hábito prismático, bem

alongados, bi-piramidais e com zonação de crescimento. Os pontos de análises foram posicionados em locais límpidos, tanto nas porções centrais quanto nas bordas dos zircões, indicados pelo prefixos N (núcleo) e B (borda), respectivamente.

Os resultados analíticos forneceram dois interceptos no diagrama concórdia, sendo um há cerca de 2,2 Ga (limite superior) e outro há cerca de 576 Ma (limite inferior). Contudo, os resultados

que definiram o intercepto superior apresentam uma alta dispersão de idades e são claramente discordantes, enquanto os resultados com idades próximas às do intercepto inferior apresentam-se concentrados e são concordantes, tendo sido analisados separadamente e com mais detalhe (Fig. 5). Tais análises forneceram uma idade concórdia de $579 \pm 6,9$ Ma (MSWD = 1,6).

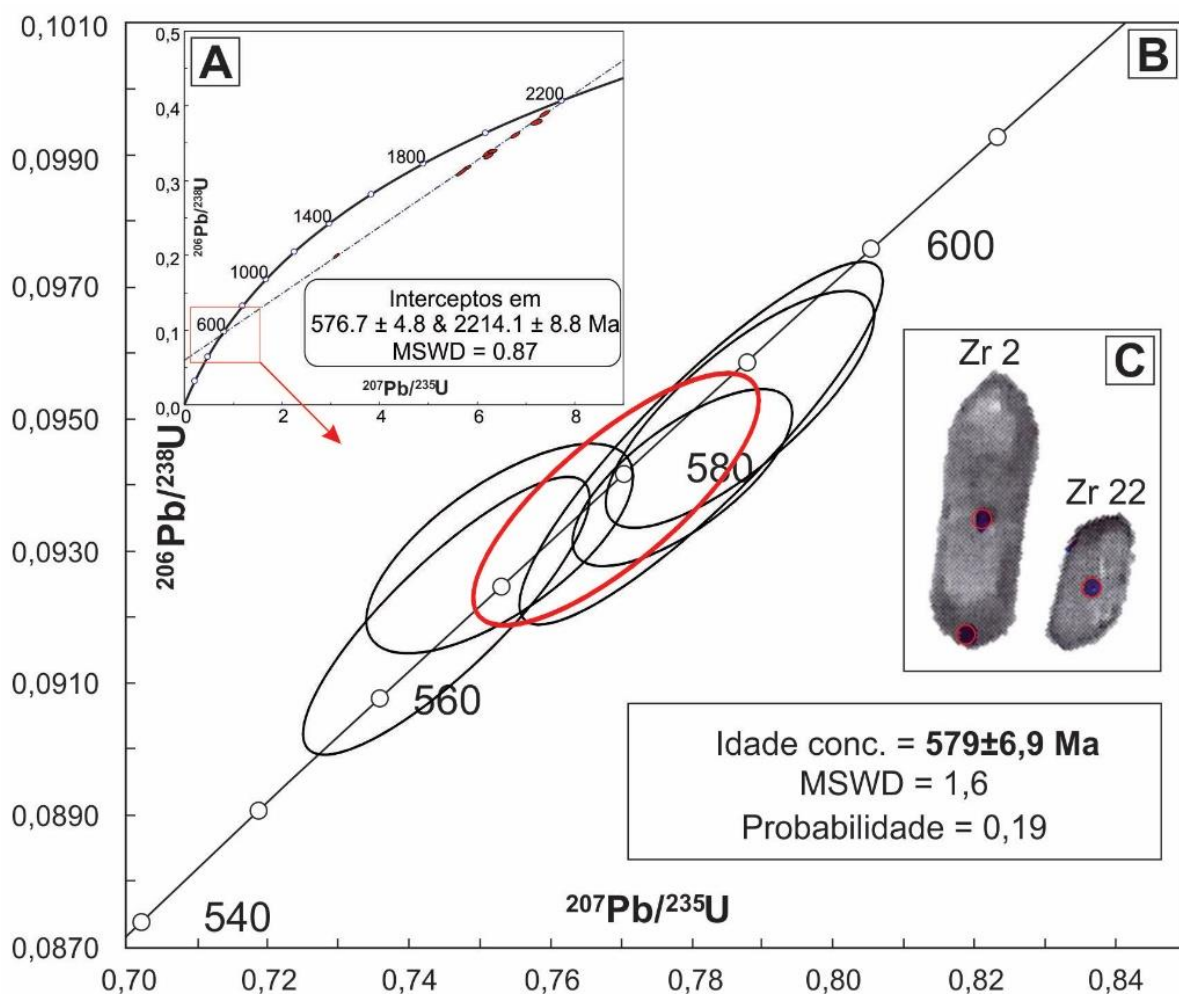


Figura 5: (A) Diagrama concórdia obtido de zircões do Stock Granítico Serra do Capuxu (SSC) amostra GF-04. Em (B) detalhe do diagrama concórdia realizado para os zircões neoproterozoicos; e em (C) fotomicrografias exibindo zircões prismáticos, alongados, zonados e bem desenvolvidos. Os pontos marcados sobre estes zircões indicam o local das análises.

Tabela 1: Dados U- Pb em zircões (*Laser Ablation*) do Stock Serra do Capuxu (SSC), amostra GF-04.

	^{206}Pb (%)	^{204}Pb (cps)	Th/U	Razões								Idades (Ma)							
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$ abs	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 2\sigma$ abs	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 2\sigma$ abs	Disc. (%)
ZR1	0,0050	25	0,287	305079	28,69	0,1320	0,47	5,781	0,91	0,3176	0,68	0,75	1944	15,6	1778	21,1	2125	16,4	16,3
ZR2N	0,0081	12	0,360	190648	22,47	0,1127	0,66	3,108	1,29	0,2000	1,05	0,81	1435	19,7	1176	22,5	1843	23,8	36,2
ZR2B	0,0159	42	0,002	98121	55,45	0,0599	0,48	0,781	1,34	0,0946	1,19	0,89	586	11,9	583	13,3	600	20,6	2,8
ZR5	0,0048	17	0,477	317554	19,05	0,1369	0,38	7,372	0,87	0,3904	0,69	0,79	2158	15,5	2125	24,9	2189	13,3	2,9
ZR8	0,0043	7	0,686	351906	14,61	0,1347	0,51	6,291	1,01	0,3388	0,79	0,78	2017	17,7	1881	25,7	2160	17,8	12,9
ZR9	0,0073	25	0,259	210235	32,41	0,1334	0,43	6,213	1,04	0,3378	0,87	0,84	2006	18,1	1876	28,2	2143	15,1	12,5
ZR10	0,0110	22	0,331	138791	33,54	0,1315	0,43	5,676	1,28	0,3129	1,15	0,90	1928	22,1	1755	35,4	2119	15,0	17,2
ZR13	0,0058	17	0,176	264835	21,37	0,1352	0,58	6,218	1,01	0,3336	0,73	0,73	2007	17,6	1856	23,7	2166	20,2	14,3
ZR14	0,0108	14	0,835	144388	24,84	0,0588	0,45	0,746	1,10	0,0920	0,94	0,85	566	9,6	567	10,2	559	19,5	-1,5
ZR15	0,0028	12	0,292	533668	48,16	0,1357	0,44	6,769	0,92	0,3617	0,71	0,78	2082	16,2	1990	24,4	2173	15,4	8,4
ZR18	0,0034	21	0,259	442107	18,96	0,1346	0,64	6,305	0,92	0,3398	0,55	0,59	2019	16,1	1886	17,8	2158	22,3	12,6
ZR20	0,0029	20	0,002	544622	20,76	0,0600	0,47	0,787	0,98	0,0951	0,77	0,79	589	8,7	586	8,7	603	20,5	2,9
ZR22	0,0053	20	0,002	295450	24,18	0,0600	0,42	0,779	0,81	0,0941	0,58	0,72	585	7,2	580	6,5	605	18,2	4,1
ZR24	0,0051	12	0,466	294553	23,04	0,1380	0,82	7,207	1,09	0,3788	0,61	0,56	2137	19,3	2071	21,4	2202	28,4	5,9
ZR29B	0,1956	304	0,617	7961	8,61	0,0587	0,64	0,753	1,02	0,0930	0,70	0,69	570	8,9	573	7,7	557	27,8	-3,0

Petrografia

O Stock Granítico Serra do Capuxu constitui-se essencialmente por rochas holocristalinas não foliadas de composição essencialmente biotita monzogranítica, apenas com uma amostra no campo do sienogranito (Fig. 6), apresentando textura essencialmente equigranular fina a média e caráter leucocrático ($M=7,5-13,0\%$). Quartzo, microlina e plagioclásio constituem a

paragênese félsica e dominante (>85% da rocha) e biotita é o máfico principal (entre 6% e 10%). Minerais opacos, titanita, allanita, apatita e zircão são os acessórios e aparecem como fases minerais mais precoces. Clorita, mica branca e carbonato são fases tardias, produto de alteração em estágio *subsolidus* de biotita e feldspatos. Os dados das composições modais são apresentados na Tabela 2.

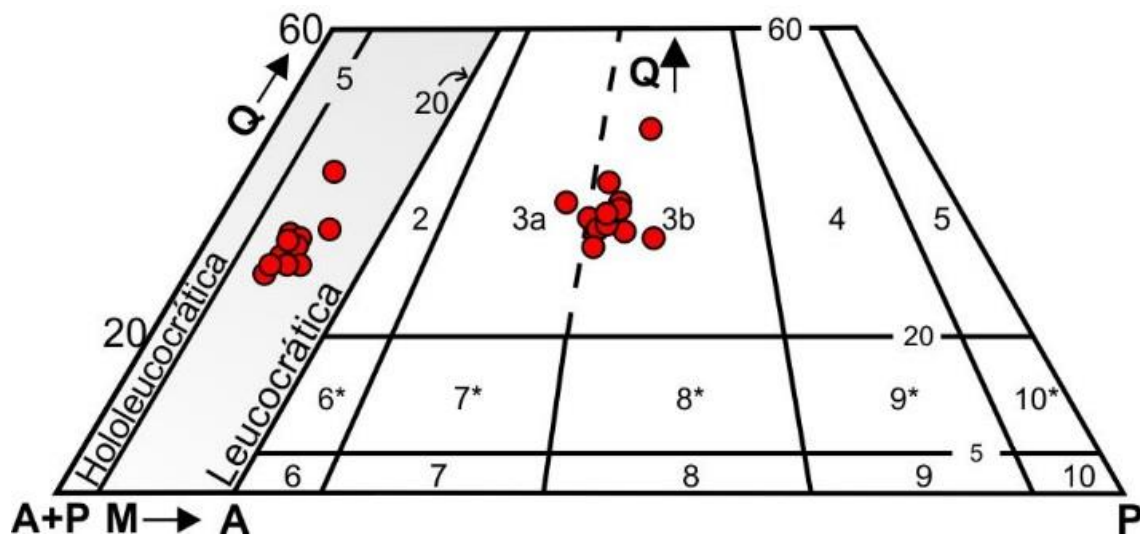


Figura 6: Diagramas de classificação modal Q-A-P e Q-A+P-M, segundo Streckeisen (1976) para as rochas do Stock Serra do Capuxu. 3a=Sienogranito; 3b=Monzogranito.

Tabela 2: Composição modal das rochas do Stock Serra do Capuxu. Q=Quartzo; A=Feldspato Alcalino; P=Plagioclásio; A+P=Somatório Plagioclásio+Feldspato Alcalino.

Minerais	VC-588	VC-589	VC-590	VC-591	VC-592	VC-593	VC-594	GF-04	GF-05	GF0 7a	GF0 8e	GF-11	GF-12a	GF-16
Quartzo (%)	42,5	30,0	32,4	31,1	33,2	33,6	34,8	30,0	34,0	32,0	29,0	30,0	32,5	30,0
K-feldspato	26,6	35,0	35,7	37,1	34,5	33,9	32,8	37,0	40,0	38,0	40,0	33,0	32,0	40,0
Plagioclásio	21,3	24,3	21,5	22,0	22,8	22,2	19,4	21,0	17,0	20,0	22,5	28,0	28,0	21,0
Biotita	6,2	7,0	6,6	6,9	7,1	6,9	6,7	10,0	8,0	8,0	6,0	6,0	6,5	7,0
Titanita	0,1	0,4	0,6	0,4	0,3	0,6	Tr	1,2	0,5	1,5	1,0	0,5	Tr	Tr
Allanita	Tr	0,6	0,4	Tr	Tr	Tr	Tr	0,5	0,5	Tr	0,5	0,5	0,5	0,6
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	0,6	0,4	0,7	0,8	0,6	0,5	0,3	0,3	Tr	0,5	0,5	1,0	0,5	0,5
Zircão	0,1	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Mica Branca	1,0	1,0	1,1	0,4	0,6	1,00	2,0	Tr	Tr	Tr	0,5	1,0	Tr	0,5
Min. Alteração	1,5	1,1	1,0	1,2	1,0	1,3	3,8	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,4

Q	47,0	33,6	36,2	34,5	36,6	37,5	40,0	34,1	37,4	35,6	31,7	33,3	35,1	33,0
A	29,5	39,2	39,9	41,1	38,1	37,8	37,7	42,0	44,0	42,2	43,7	36,7	34,6	44,0
P	23,6	27,2	24,0	24,4	25,2	24,7	22,3	23,9	18,7	22,2	24,6	31,1	30,3	23,1
Σ Máficos	9,5	10,6	10,4	9,7	9,6	10,3	13,0	12,0	9,0	10,0	8,5	9,0	7,5	9,0
Q'	42,5	30,0	32,4	31,1	33,2	33,6	34,8	30,0	34,0	32,0	29,0	30,0	32,5	30,0
A+P	47,9	59,4	57,2	59,2	57,2	56,1	52,2	58,0	57,0	58,0	62,5	61,0	60,0	61,0

***Fonte dos dados:** Amostras VC- são de trabalho prévio (Medeiros et al., 2008) cedidas pela CPRM para nova análise petrográfica. Amostras GF- são dados adquiridos durante execução deste trabalho.

O plagioclásio ocorre predominantemente como cristais subédricos, apresentando hábito granular tabular e medindo entre 0,5 e 2,5 mm ao longo de seu eixo de maior alongamento, caracterizando-se por apresentar geminações polissintéticas tipos albíta e periclina. É observada zonação normal, caracterizada pelas porções centrais descalcificadas e corroídas (processo de saussuritização), acompanhadas da cristalização de mica branca e, localmente, carbonato. Estes aspectos sugerem que a composição do plagioclásio é pelo menos oligoclásica. Apresentam inclusões de biotita, opacos, titanita e allanita. Ocorre ainda como pequenos cristais inclusos em K-feldspato, apresentando finas e irregulares bordas albiticas. É comum desenvolver, nos contatos com K-feldspato, textura mirmequítica, em geral do tipo bulbosa, com quartzo vermicular e/ou gótico (Fig. 7.A e 7.B).

O feldspato potássico corresponde à microclina, caracterizando-se pela presença de geminações albíta e periclina em padrão tartan. Ocorre como cristais euédricos a anédricos, geralmente com dimensões da ordem de 2,1 mm, alcançando mais raramente até 6,6 mm. Apresenta inclusões de plagioclásio e biotita, bem como também microtextura pertítica dos tipos fios, filetes e em vênulas (Fig. 7.C).

O quartzo é anédrico, em geral de hábito granular com dimensões que alcançam até 3,1 mm, podendo apresentar hábito vermicular e gótico, associado às mirmequitas. Exibe em alguns casos, extinção ondulante, localmente chegando a textura de subgrãos (Fig. 7.D). Apresenta comumente inclusão de biotita, plagioclásio, allanita e titanita.

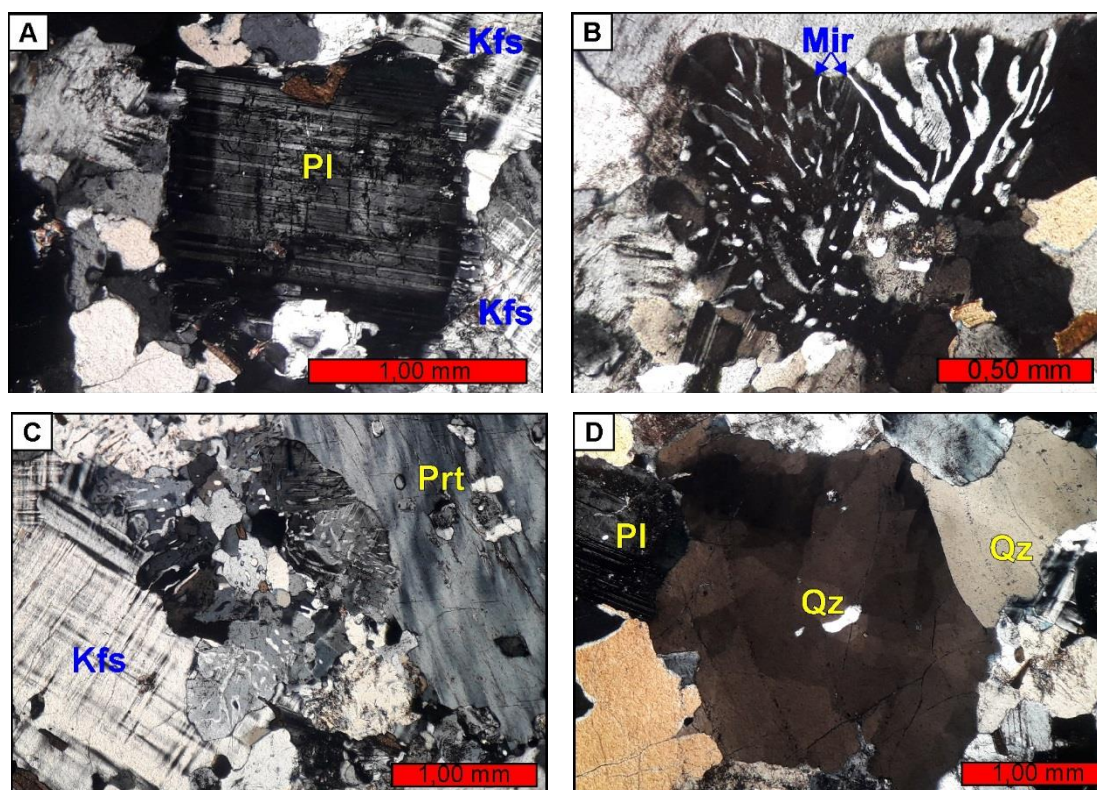


Figura 7: Fotomicrografias, em nicois cruzados, dos minerais que compõem a paragênese félsica do SSC. (A) plagioclásio zonado; (B) Mirmequita; (C) K-feldspato (microclina e textura pertítica); e (D) quartzo com extinção ondulante. Abreviações: Kfs = K-feldspato; Pl = Plagioclásio; Prt = Pertita; Mir = Mirmequita; Qz = Quartzo.

A biotita, a fase máfica principal, é euédrica a subédrica e tem forma lamelar com dimensões que variam desde 0,20 até 1,50 mm ao longo de seu eixo maior. Seções basais apresentam cor castanho escura. Por vezes, apresentam planos de clivagem envergados, além de inclusões de minerais opacos e zircão, os quais geram halos pleocroicos. Cloritização é uma alteração comum, que ocorre de modo geral ao longo dos planos de clivagem, acompanhada da formação de mica branca e minerais opacos granulares, que podem gerar substituição completa da biotita (Fig. 8.A e 8.B).

A titanita é representada por cristais euédricos a subédricos, usualmente com forma losangular e com dimensões variando em torno de 0,50 mm. Apresenta inclusões de opacos, os quais também ocorrem dispersos na matriz

como cristais subédricos a euédricos com forma quadrática, medindo até 0,3 mm. A allanita apresenta coloração castanha a amarelada, são cristais de hábito euédrico e forma tabular, com dimensões variando entre 0,15 e 1,60 mm. Apresenta inclusões de opacos e zircão, além textura de metamictização, zonação concêntrica e desenvolvimento de fraturas radiais nos minerais de contato. Ocorrendo mais raramente, zircão e apatita, apresentam-se como cristais euédricos de forma prismática, alongados e com dimensões inferiores a 0,35 mm. A apatita apresenta geralmente textura acicular, enquanto que os cristais de zircão ocorrem normalmente zonados. Mica branca, epidoto, carbonato e clorita ocorrem como minerais secundários, oriundos de transformações *tardi*-magmáticas de K-feldspato, plagioclásio e biotita (Figura 8.C e 8.D).

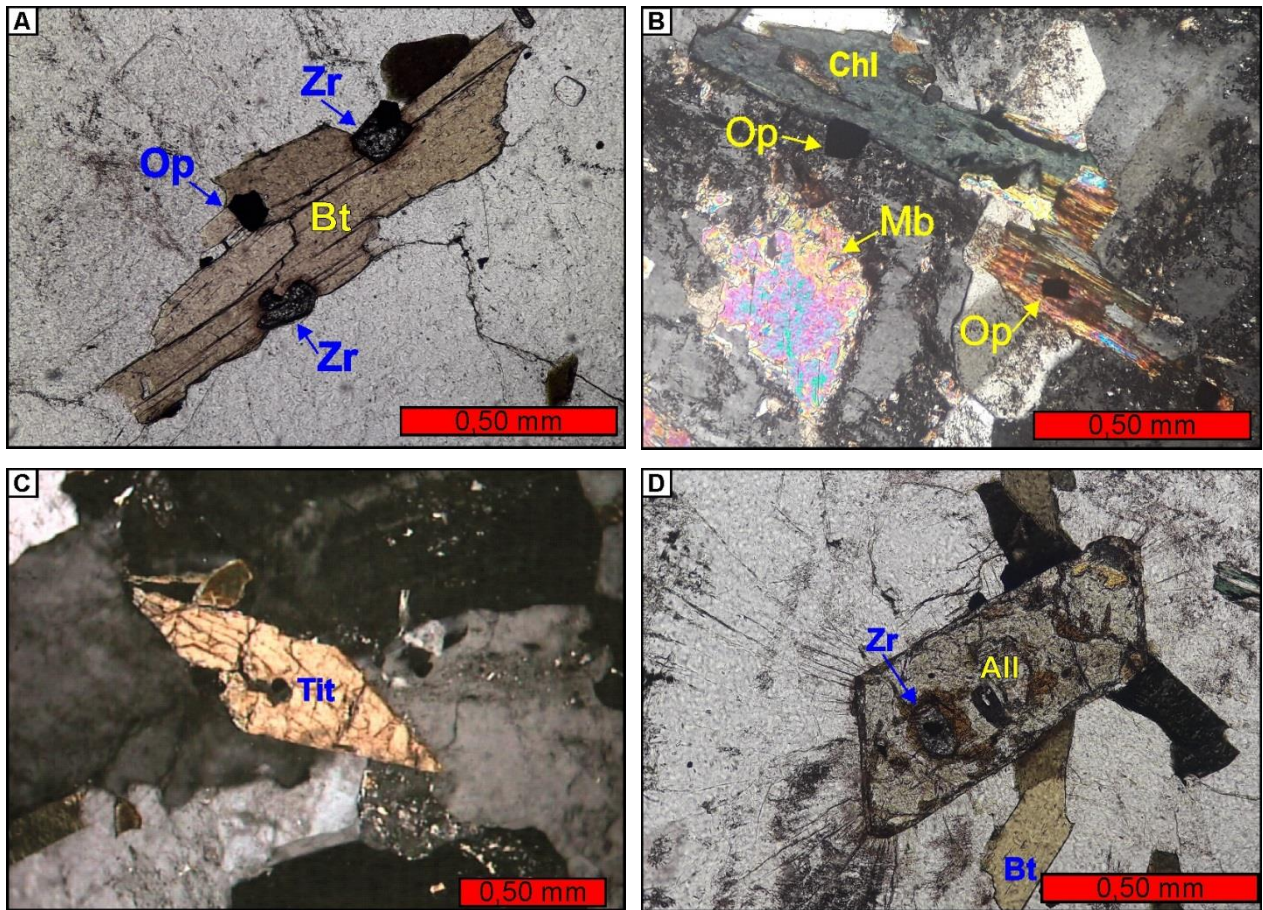


Figura 8: Fotomicrografias (A e D em nicois paralelos; e B e C em nicois cruzados) dos minerais que compõem a paragênese máfica do SSC. Zr=Zircão; Op=Opacos; Bt=Biotita; Tit=Titanita; Chl=Clorita; Qz=Quartzo; All=Allanita.

A partir das relações texturais observadas nas seções delgadas, pôde-se interpretar a sequência de cristalização para assembleia mineral do SSC: apatita, zircão, allanita e minerais opacos sendo as fases mais precoces, seguidas por titanita e biotita; posteriormente, feldspatos e quartzo. Em estágio tardi-magmático, ocorrem os minerais de alteração (clorita, mica branca, carbonato e epidoto).

Geoquímica do Stock Serra do Capuxu (SSC)

Foram obtidos dados de elementos maiores, traços e terras raras (ETR's) e a partir desses dados foram calculados a Norma CIPW e alguns parâmetros petrogenéticos. Os resultados estão expostos nas Tabelas 3, 4 e 5.

Tabela 3: Resultado das análises geoquímicas (elementos maiores e traços) do SSC. Amostras VC (Medeiros et al. 2008), amostras GF- (este trabalho).

Elementos	VC-590	VC-591	GF-04	GF-05	VC-589	VC-594	VC-592	VC-593	GF-11	VC-588	GF-07a	GF08e
SiO ₂ (%)	71,80	72,12	72,30	72,40	72,70	72,70	72,72	72,73	73,1	73,14	73,30	73,50
TiO ₂	0,25	0,25	0,25	0,21	0,25	0,20	0,21	0,22	0,14	0,23	0,17	0,18
Al ₂ O ₃	14,33	14,25	14,00	13,90	13,88	13,56	14,11	13,86	13,5	13,75	13,70	13,90
Fe ₂ O ₃	2,49	2,41	2,75	2,42	2,47	2,43	2,21	2,32	2,31	2,38	2,46	2,29
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
MgO	0,38	0,37	0,45	0,35	0,39	0,24	0,32	0,32	0,2	0,36	0,28	0,27
CaO	1,54	1,69	1,64	1,50	1,50	1,23	1,49	1,49	1,17	1,50	1,37	1,36
Na ₂ O	3,11	3,15	3,13	3,19	3,04	3,00	3,23	3,18	3,24	2,96	3,44	3,39
K ₂ O	5,57	5,33	5,54	5,35	5,34	5,77	5,42	5,48	5,39	5,29	5,34	5,45
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,09	0,08	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,07	0,07
P.F.	0,30	0,20	0,24	0,19	0,20	0,70	0,10	0,20	0,33	0,20	0,12	0,31
Total	99,86	99,87	100,42	99,63	99,88	99,92	99,91	99,90	99,46	99,88	100,29	100,75
Ba (ppm)	843,20	818,10	882,00	745,00	808,50	533,00	695,90	778,40	612,00	797,00	532,00	544,00
Ga	18,40	17,10	19,80	21,20	16,80	17,60	16,60	17,80	21,80	18,70	21,70	20,70
Hf	7,00	6,20	4,38	3,84	6,60	6,50	6,40	6,70	3,30	6,50	3,47	3,17
Nb	20,30	18,60	21,40	21,60	18,40	22,10	18,20	21,10	20,00	18,20	22,80	19,80
Rb	246,80	216,00	223,30	265,70	234,30	308,20	238,80	277,60	292,30	242,80	263,00	237,60
Sr	238,80	224,90	214,00	175,60	221,10	128,30	184,00	214,40	167,80	213,20	137,10	136,50
Th	37,90	50,40	42,90	39,20	45,00	64,10	34,80	41,10	35,00	42,90	32,50	46,00
U	2,60	3,70	4,15	3,85	5,90	4,90	4,50	10,70	3,22	4,60	5,86	5,02
V	13,00	14,00	13,00	11,00	14,00	8,00	12,00	11,00	9,00	10,00	10,00	10,00
Y	30,80	28,90	22,23	19,73	25,80	22,90	24,50	29,30	17,02	25,00	20,51	19,95
Zr	223,30	220,80	149,60	122,70	220,70	190,00	201,20	219,40	88,00	209,20	100,00	94,00
Na ₂ O+K ₂ O	8,68	8,48	8,67	8,54	8,38	8,77	8,65	8,66	8,63	8,25	8,78	8,84
K ₂ O/Na ₂ O	1,79	1,69	1,77	1,68	1,76	1,92	1,68	1,72	1,66	1,79	1,55	1,61
A/CNK	1,03	1,01	0,99	1,01	1,03	1,01	1,01	1,00	1,01	1,03	0,98	1,00
A/NK	1,28	1,30	1,25	1,26	1,29	1,21	1,26	1,24	1,21	1,30	1,20	1,21

Tabela 4: Resultado das análises químicas de Elementos Terras Raras para as amostras do Stock Serra do Capuxu. Amostras VC (Medeiros et al., 2008), amostras GF (este trabalho).

Elementos	VC-590	VC-591	GF-04	GF-05	VC-589	VC-594	VC-592	VC-593	GF-11	VC-588	GF-07A	GF-08E
La (ppm)	93,50	117,60	93,30	77,20	90,70	113,30	70,60	89,10	49,90	84,30	59,20	68,60
Ce	179,90	221,10	165,00	138,50	168,50	212,00	134,20	165,90	90,50	156,80	101,40	122,90
Pr	17,73	22,08	17,37	14,47	16,93	20,89	13,48	16,47	9,14	15,98	10,83	13,45
Nd	57,10	66,20	55,90	47,10	52,50	62,60	41,40	51,50	29,50	50,40	36,00	43,80
Sm	9,40	10,20	8,00	7,20	8,10	9,30	6,90	8,20	4,80	7,80	5,60	7,00
Eu	1,17	1,20	1,00	0,85	0,96	0,85	0,86	0,95	0,60	0,89	0,73	0,86
Gd	6,27	6,57	6,07	5,14	4,99	5,40	4,90	5,17	3,94	5,14	4,35	5,06
Tb	1,03	1,09	0,84	0,72	0,87	0,81	0,77	0,88	0,58	0,88	0,66	0,69
Dy	5,43	5,44	4,78	4,03	4,44	4,12	4,39	4,96	3,18	4,36	3,91	4,04
Ho	1,05	0,96	0,89	0,78	0,80	0,71	0,78	0,85	0,62	0,84	0,79	0,78
Er	2,85	2,63	2,27	2,12	2,30	2,20	2,33	2,63	1,80	2,43	2,06	2,18
Tm	0,49	0,38	0,34	0,30	0,36	0,34	0,39	0,44	0,26	0,37	0,33	0,32
Yb	2,79	2,42	2,10	2,00	2,30	2,12	2,44	2,39	1,90	2,23	2,20	2,00
Lu	0,42	0,35	0,28	0,33	0,39	0,36	0,37	0,39	0,30	0,35	0,33	0,30
ΣETR	379,13	458,22	358,14	300,74	354,14	435,00	283,81	349,83	197,02	332,77	228,39	271,98
La _N /Yb _N	22,62	32,80	31,87	27,69	26,62	36,07	19,53	25,16	18,84	25,52	19,30	24,60
La _N /Sm _N	6,26	7,26	7,53	6,92	7,05	7,67	6,44	6,84	6,71	6,80	6,82	6,33
Gd _N /Yb _N	1,82	2,19	2,39	2,12	1,75	2,06	1,62	1,75	1,71	1,86	1,63	2,09
Eu/Eu*	0,44	0,42	0,42	0,41	0,43	0,34	0,43	0,42	0,41	0,40	0,44	0,42

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

Tabela 5: Resultado dos cálculos da Norma CIPW para as análises geoquímicas do Stock Serra do Capuxu. Amostras VC (Medeiros et al. 2008), amostras GF- (este trabalho).

Normativo s (%)	VC- 590	VC- 591	GF- 04	GF- 05	VC- 589	VC- 594	VC- 592	VC- 593	GF- 11	VC- 588	GF- 07a	GF- 08e
Quartzo (%)	28,2	28,9	28,2	29,3	30,5	29,8	29,1	29,2	30,5	31,5	28,9	29,0
Albita	26,9	27,2	27,0	27,6	26,3	26,0	27,8	27,4	28,1	25,6	29,5	29,0
Anortita	7,0	7,7	7,3	6,7	6,8	5,6	6,8	6,8	5,3	7,0	5,9	6,0
Ortoclásio	34,5	33,0	34,1	33,1	33,0	35,7	33,4	33,8	33,4	32,7	32,8	33,3
Diopsídio	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
Hiperstênio	2,1	2,0	2,4	2,0	2,1	1,8	1,8	1,9	1,7	2,0	1,9	1,8
Apatita	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ilmenita	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
Corindon	0,4	0,3	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,0	0,1
Magnetita	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Qz	31,4	32,4	31,6	32,6	33,9	32,6	32,2	32,3	33,1	35,1	31,7	31,7
Ab	30,1	30,6	30,2	30,7	29,3	28,4	30,8	30,4	30,6	28,5	32,4	31,8
Or	38,5	37,0	38,2	36,8	36,8	39,1	37,0	37,4	36,3	36,4	35,9	36,5
Qz'	27,9	28,3	27,9	29,0	30,0	29,5	28,6	28,7	30,2	30,8	28,6	28,6
Ab'	44,1	45,4	44,6	43,5	42,2	39,6	43,8	43,5	40,6	41,6	43,6	43,3
Or'	28,0	26,3	27,5	27,5	27,8	30,8	27,5	27,8	29,2	27,6	27,8	28,1

Qz, Ab e Or = Valores de Qz, Ab e Or normativos rebatidos a 100%;
Qz' Ab' e Or' = Valores de Qz, Ab e Or normativos corrigidos pelo conteúdo de Anortita normativa, segundo proposta de Blundy & Cashman (2001) e rebatidos a 100%.

O SSC é composto por rochas bastante evoluídas, ácidas, com valores altos para SiO₂ (71,80 a 73,50%), são enriquecidas em álcalis (Na₂O+K₂O = 8,25 a 8,84%) e apresentam razões K₂O/Na₂O ente 1,55 e 1,92. São rochas empobrecidas em MgO (0,20 a 0,45%), CaO (1,17 a 1,69%), TiO₂ (0,14 a 0,25%) e P₂O₅ (0,04 a 0,09%), refletindo diretamente o seu caráter leucrático com baixo teor de minerais máficos (<13%). Apresenta concentração elevada de Al₂O₃ (13,50 a 14,33%) e K₂O (5,29 a 5,77%), os quais evidenciam a alta proporção modal de feldspatos (>47,9%), característica de rochas graníticas. O cálculo da norma CIPW corrobora o caráter silicoso dessas rochas apresentando quantidades de quartzo normativo variando entre 28,16%

e 31,53%, que são compatíveis com os valores modais para este mineral (29,0 a 34,8%).

No tocante aos elementos traços observa-se valores moderados a altos para Ba (532 – 832ppm) e Rb (216 – 308ppm), e moderados a baixos para Sr (128 – 238ppm), Zr (94 – 223ppm) e Terras Raras totais (ΣETR = 197 – 458).

Em diagramas binários de variação tipo Harker observou-se correlação negativa para Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, MgO, P₂O₅ e TiO₂, enquanto o Na₂O e K₂O tendem apresentar dispersão dos dados. Entre os elementos traços, Ba, Zr, Y e Sr apresentam correlação negativa, enquanto Rb, Ga, Nb e Th mostram dispersão (Figs. 10 e 11).

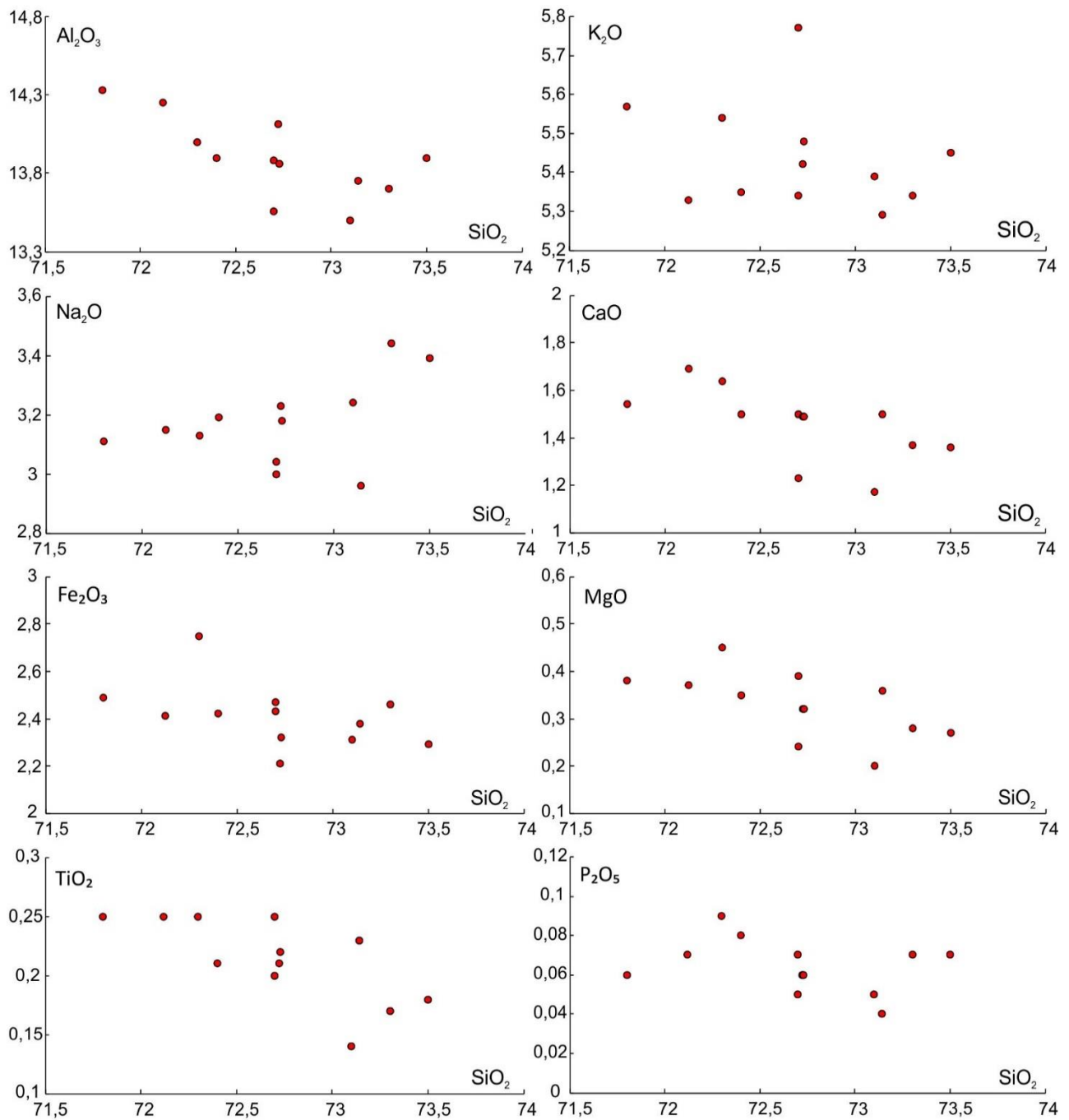


Figura 10: Diagramas de variação do tipo Harker, elementos maiores, para as rochas do SSC.

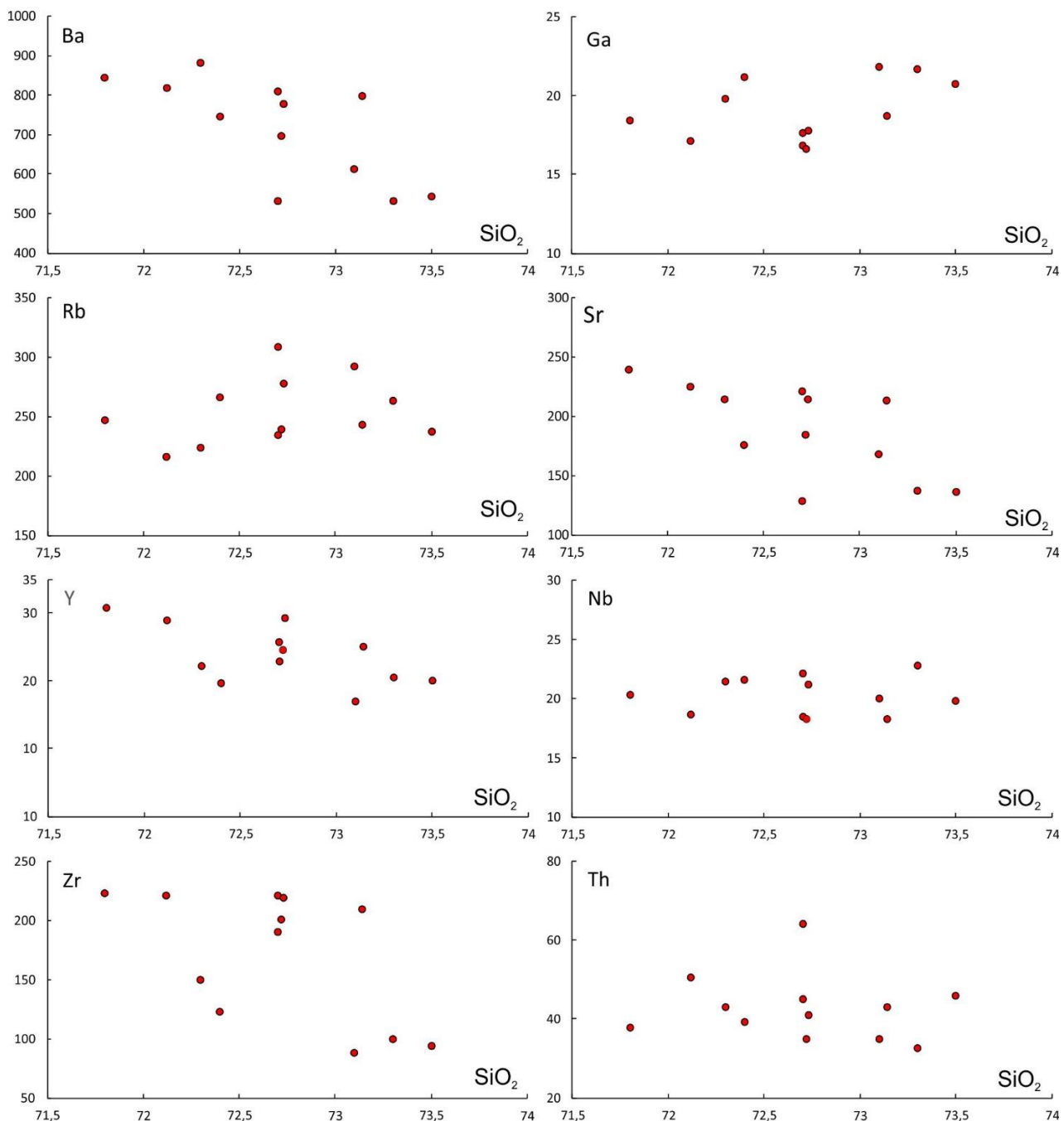


Figura 11: Diagramas de variação do tipo Harker, elementos traços (ppm), para as rochas do SSC.

Comportamento dos ETR's e diagramas multielementos

Os resultados das análises de Elementos Terras Raras (ETR's) foram normalizados em relação ao condrito de McDonough & Sun (1995) e os respectivos dados plotados no gráfico do espectro de Elementos Terras Raras (Figura 12.A).

As rochas do SSC são enriquecidas em ETR's Leves – ETRL – em detrimento dos ETR's Pesados – ETRP – ($La_N/Yb_N = 18,84$ a $38,33$) e apresentam pronunciada anomalia negativa de Európio ($Eu/Eu^* = 0,34$ a $0,44$). O espectro de ETR's apresenta padrões distintos. Enquanto os ETRL apresentam forte inclinação ($La_N/Sm_N = 6,33$ a $7,86$), os ETRP mostram uma

assinatura levemente horizontalizada ($Gd_N/Yb_N = 1,63$ a $2,39$).

No diagrama multielementar proposto por Thompson (1982), as amostras do SSC são enriquecidas em relação ao condrito e são caracterizadas

por espectros subparalelos com inclinação negativa entre Rb e Yb, exibindo anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti, ao passo que apresentam anomalias positivas de Th e Nd (Fig. 12.B).

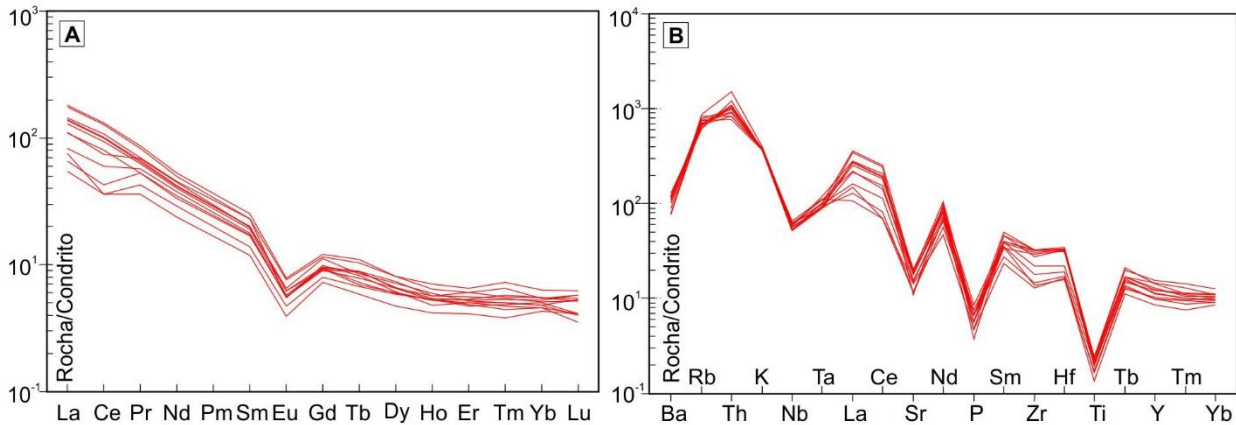


Figura 12: Diagrama para elementos traços e terras raras, para as rochas do SSC. (A) Espectro de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito de McDonough & Sun (1995); (B) Diagrama multielementos com valores normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982).

Saturação em alumina e séries magmáticas

O índice de saturação em alumina (índice de Shand), no diagrama proposto por Maniar e Piccoli (1989), mostra que as rochas do SSC apresentam caráter transicional de Peraluminoso a Metaluminoso ($0,98 \leq A/CNK \leq 1,03$), posicionando-se dentro do intervalo de sobreposição dos granitos Tipo I e Tipo S, conforme Chappell & White (1992) e Chappell (1999). Seu caráter peraluminoso é reforçado pela presença de coríndon normativo na maior parte das amostras.

No diagrama de Rogers & Greenberg (1981), que relaciona SiO_2 vs $\log(K_2O/MgO)$, as rochas posicionam-se

entre os campos da série alcalina e cálcio-alcalina (Fig. 13.B), definindo uma assinatura transicional para o SSC. No diagrama $R1$ vs $R2$, segundo proposta de De La Roche *et al.* (1980), as amostras alinham-se segundo o *trend* subalcalino (Figura 13.C). No diagrama TAS (total de álalis vs sílica), proposto por Lameyre (1987), as rochas do SSC apresentam-se alinhadas entre os *trends* monzonítico e alcalino (Fig. 13.D). Os diagramas de Frost *et al.* (2001, 2008) que relacionam $FeO_{(t)}/(FeO_{(t)}+MgO)$ vs SiO_2 e MALI (Na_2O+K_2O-CaO vs SiO_2) definem uma assinatura de granitos ferrosos (Figura 13.E) e transicional entre cálcio-alcalino e álcali-cálcico (Fig. 13.F), respectivamente

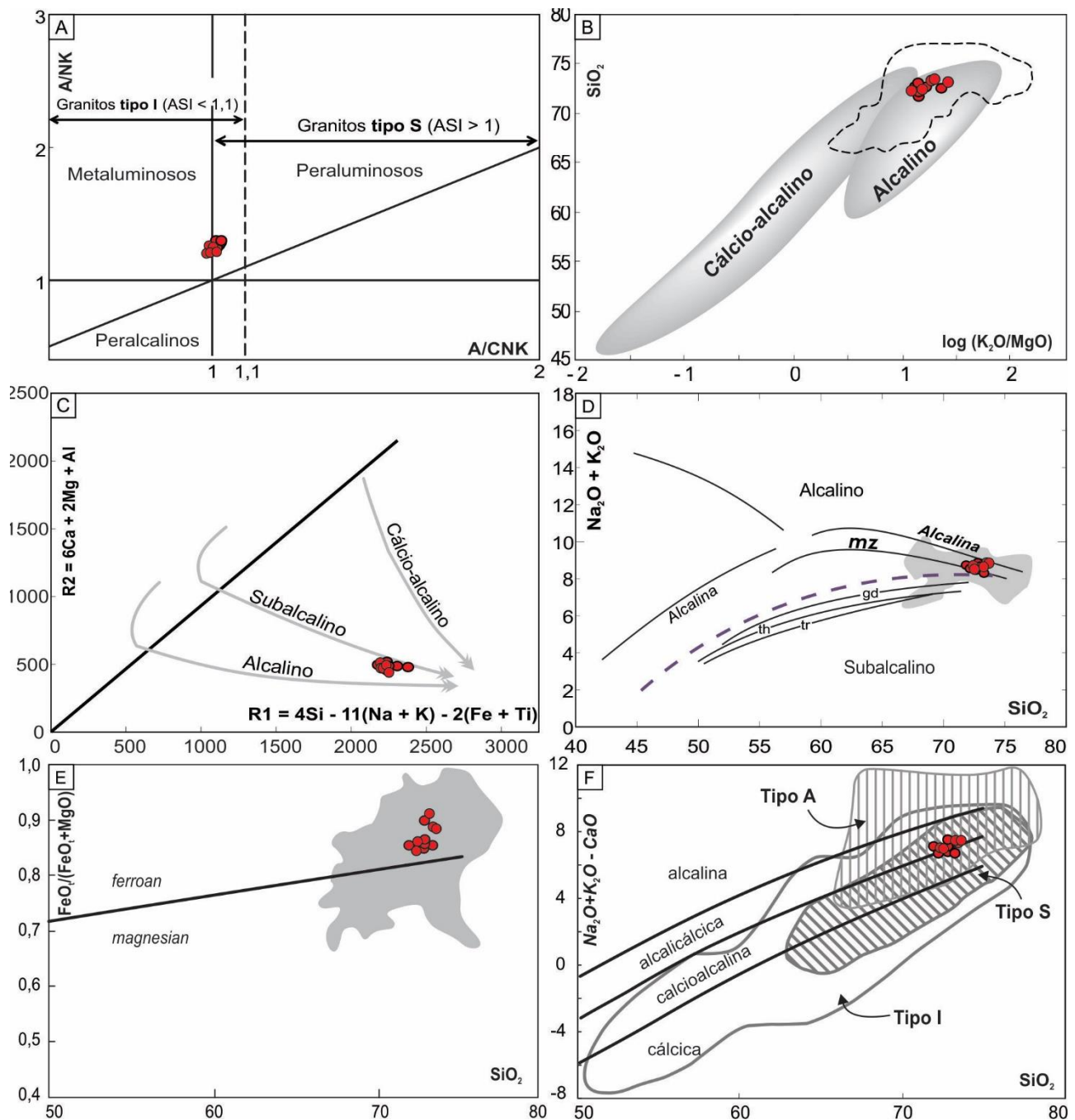


Figura 13: Diagramas de Índice de Saturação em Alumina e discriminantes de séries magmáticas para as rochas do SSC. (A) Maniar & Piccoli (1989). ASI = Aluminium Saturation Index (Zen, 1986); (B) Rogers & Greenberg (1981); (C) De La Roche et al. (1980); (D) Lameyre (1987); (E) Frost et al. (2001); e (F) Frost et al. (2008). A área tracejada em (B) e preenchidas em cinza em (D) e (E) correspondem ao conjunto de amostras da suíte Cálcio-alcálica equigranular de alto K, proposta por Nascimento et al. (2015).

Tipologia de granitos

Em diagramas discriminantes propostos por Whalen et al. (1987), relacionando a razão $\text{FeO}_{(t)}/\text{Mg}$ e $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ versus $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (Figura 14), as rochas do SSC plotam

entre os campos de granitos do Tipo I fracionados e Tipo A. Esse comportamento é semelhante ao apresentado pelos granitos altamente fracionados do sul da China segundo Zhou et al. (2016).

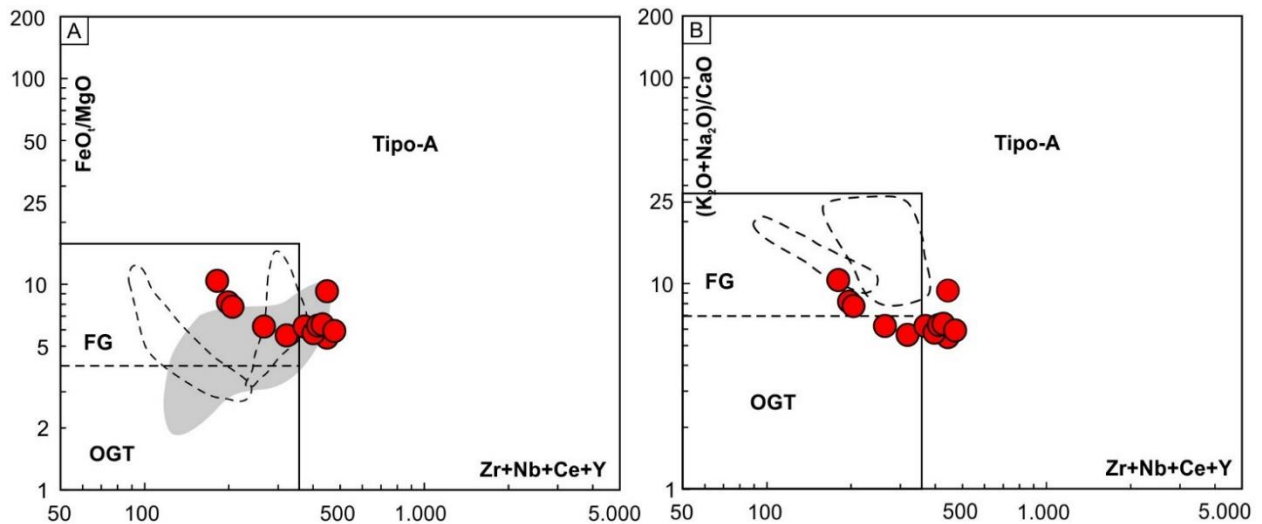


Figura 14: Diagramas geoquímicos discriminantes de tipologia de granitos. (A) e (B) Whalen et al., (1987). Linhas tracejadas em A e B são correspondentes a campos de granitos fracionados (Whalen et al. 1987) e área em cinza (A) corresponde aos granitos tipo I altamente fracionados do sul da China (Zhou et al., 2016). FG= Granitos Fracionados; OGT=Granitos Tipo I, M e S não fracionados.

Definição de ambientes tectônicos

No diagrama multielementar proposto por Pearce et al. (1984), as amostras apresentam enriquecimento relativo em Rb, Th, Ce e Sm, ao passo que apresentam relativo empobrecimento em Ba, Nb e Hf, definindo uma assinatura similar às apresentadas por granitoides pós-colisionais (Fig. 15.A). No diagrama de Pearce et al. (1984), que confronta Y+Nb vs Rb, as amostras do SSC apresentam-se na zona de sobreposição entre os campos de arco magmático e granitos sin-colisionais, porém na

proposta de Pearce (1996), as rochas do SSC exibem uma afinidade com os granitoides pós-colisionais (Fig. 15.B).

Segundo a classificação de Harris et al. (1986), as rochas do SSC apresentam comportamento transicional entre granitos sincolisionais e tardi a pós-colisionais (Fig. 15.C). Esse comportamento é corroborado pelo diagrama proposto por Maniar e Picolli (1989), onde as amostras do SSC plotam em sua grande maioria no campo de granitos pós-orogênicos (Fig. 15.D).

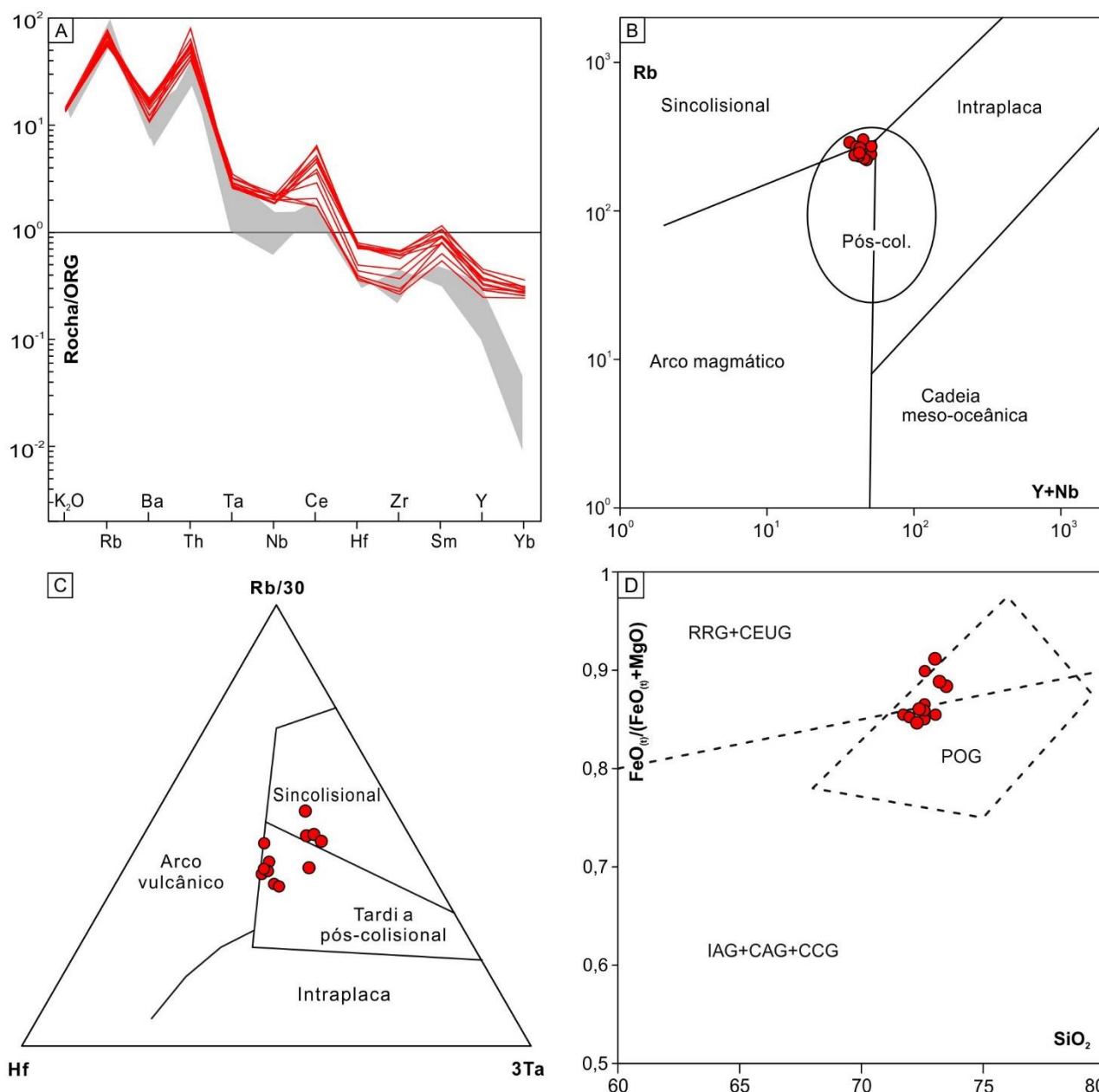


Figura 15: Contexto tectônico das rochas do Stock Serra do Capuxu. Em (A) Diagrama multielementar conforme Pearce et al. (1984), em envelope cinza o espectro para os granitoides pós-colisionais dos referidos autores; em (B), (C) e (D) diagramas de ambientes tectônicos conforme Pearce et al. (1984) e Pearce (1996), Harris et al. (1986) e Maniar & Piccoli (1989), respectivamente.

Condições de cristalização

As condições de cristalização foram estabelecidas através da aplicação dos resultados de análises geoquímicas aos geotermômetros e geobarômetros propostos pela literatura, para determinação da pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio atuantes durante o processo de evolução magmática.

Os dados normativos CIPW de Qz-Ab-Or foram utilizados para a determinação de pressões de cristalização, considerando um sistema haplogranítico. Dessa forma, para a determinação da pressão de cristalização, foi utilizado o geobarômetro proposto por Yang (2017). As equações polinomiais (1) e (2) utilizando dados normativos de quartzo, albita e ortoclásio forneceram

pressões que variam entre 2,77 e 2,31 Kbar (Tabela 6). Entretanto, alguns autores fazem ressalvas acerca deste geobarômetro recentemente proposto, ressaltando a necessidade de melhores calibrações e testes mais robustos (Dou et al. 2018; Dalan et al. 2019).

Nesse contexto, os resultados obtidos apresentaram melhores significados geológicos, mais compatíveis com sistema de *subsolvus* granítico, ao se aplicar os valores normativos de Qz, Ab e Or corrigidos pelos conteúdos de Anortita normativa, segundo a proposta de Blundy & Cashman (2001). Os novos valores de pressão variam entre 3,03 e 4,79 Kbar (Tabela 6) e são corroborados pelos valores obtidos através do diagrama ternário Qz-Ab-Or normativo com curvas isobarmétricas proposto por Tuttle & Bowen (1958), cujas pressões variam de modo geral entre 3,0 e 5,0 Kbar (Fig. 16.A).

Para estimar as temperaturas envolvidas durante o processo de evolução magmática foram utilizados os

geotermômetros (1) de saturação em zircônio (Watson e Harrison, 1983) e (2) de saturação em apatita (Harrison e Watson, 1984). Tendo sido utilizado ainda o geotermômetro proposto por Luth et al. (1964), que utiliza dados normativos de Qz-Ab-Or.

Os resultados obtidos para temperaturas de saturação em zircônio e em apatita apontam temperaturas da ordem de 733 a 916°C, enquanto o geotermômetro de Luth et al. (1964), utilizando dados normativos, forneceu temperaturas variando da ordem de 700°C (Tabela 6 e Figs. 16.B, 16.C e 16.D).

Para estimar as taxas de fO_2 envolvidas durante a evolução magmática do SSC considerou evidências petrográficas. De modo geral, a ocorrência da assembleia mineral Quartzo + Magnetita + Titanita em equilíbrio (Wones, 1989) sugere taxas de fO_2 relativamente moderadas a elevadas atuando durante a cristalização deste magma

Tabela 6: Resultado dos cálculos de pressões e temperaturas para as rochas do Stock Serra do Capuxu.

Amostra	T °C Zr Sat.	T °C Ap. Sat.	P Kbar Eq.1	P Kbar Eq.2	P Kbar Eq.1	P Kbar Eq.2
	W&H83	H&W84	Yang17	Yang17	Yang17 B&C01	Yang17 B&C01
VC-590	810,69	872,60	2,77	2,68	4,78	4,67
VC-591	808,82	890,20	2,40	2,31	4,45	4,35
GF-04	771,77	916,40	2,72	2,62	4,79	4,69
GF-05	758,03	905,80	2,35	2,26	4,04	3,94
VC-589	811,08	895,90	1,94	1,85	3,44	3,34
VC-594	796,34	864,90	2,36	2,37	3,69	3,59
VC-592	801,09	881,60	2,47	2,38	4,23	4,13
VC-593	807,27	881,70	2,46	2,36	4,21	4,11
GF-11	733,16	868,70	2,17	2,08	3,34	3,24
VC-588	807,46	849,30	1,63	1,55	3,03	2,93
GF-07A	739,23	901,60	2,67	2,58	4,24	4,13
GF-08E	735,61	903,60	2,66	2,56	4,25	4,15

*Abreviações: W&H83 = Watson & Harrison (1983); H&W84 = Harrison & Watson (1984); Yang17 = Yang et al. (2017); Yang17B&C01 = Yang et al. (2017) com valores normativos corrigidos segundo Blundy & Cashman (2001) conforme tabela 5.3.

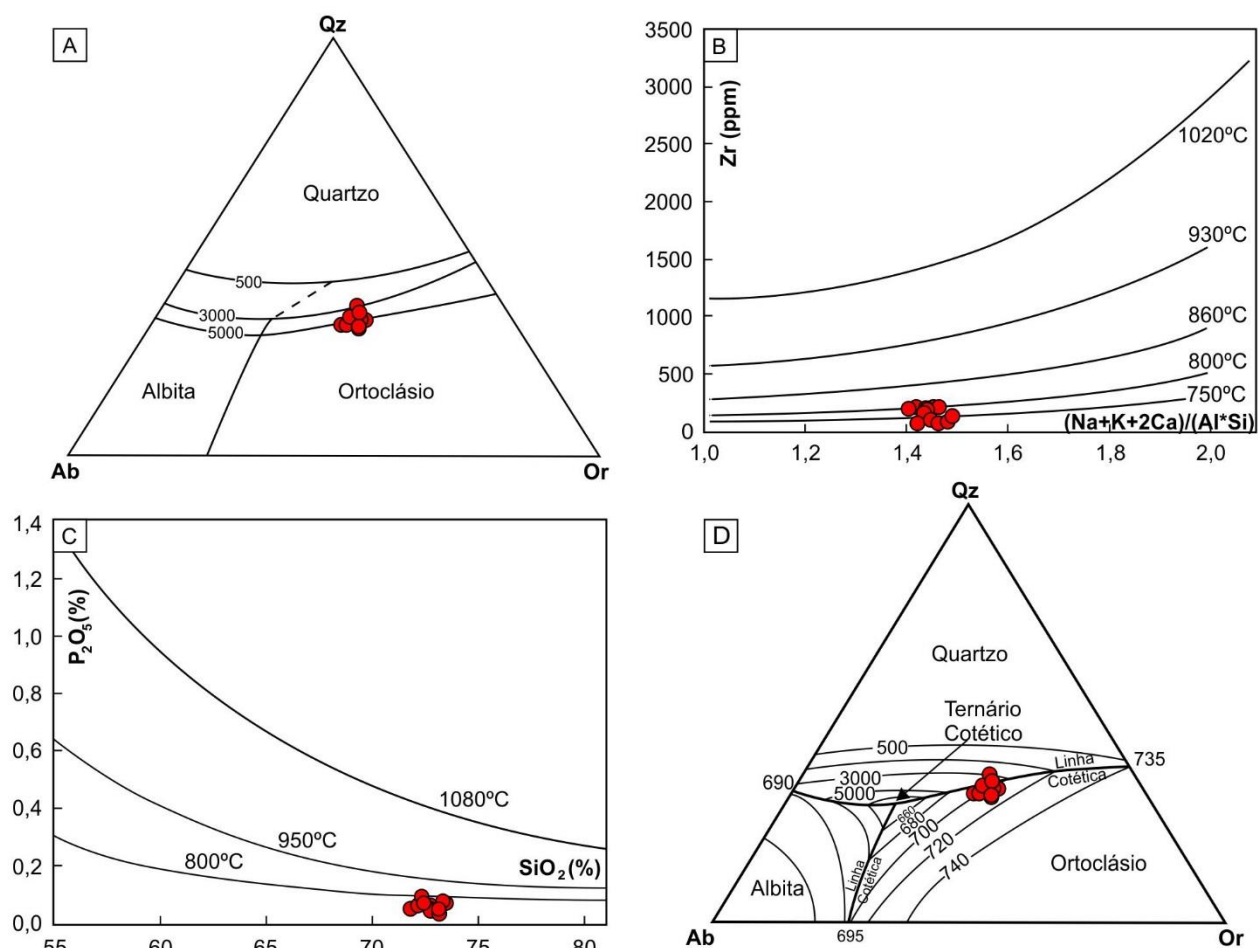


Figura 16: Diagramas de pressão e temperatura para as rochas do SSC. (A) Diagrama ternário normativo para pressão segundo Tuttle & Bowen (1958); em (B) e (C) geotermômetros de saturação em Zr (Watson & Harrison, 1983) e de saturação em Apatita (Harrison & Watson, 1984), respectivamente; em (D) diagrama ternário normativo para temperatura conforme Luth et al. (1964).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O caráter intrusivo das rochas do SSC nos ortognaisses do Complexo Caicó, dos quais guarda xenólitos, truncando a foliação principal de direção NE-SW dos mesmos, e a total ausência de deformação dúctil no granito, demonstra seu caráter tardio em relação a Orogênese Brasileira. Este fato é comprovado ainda pela sua idade U-Pb em zircão da ordem de 579 Ma (Figura 5).

Convém destacar que existe na literatura uma idade prévia do SSC com valor de 541 ± 4 Ma (Medeiros et al. 2008). Esta idade foi realizada pelo método convencional U-Pb por diluição isotópica (DI-TIMS). No entanto, dada a

complexidade textural dos zircões do SSC, sendo comum a presença de cristais com núcleos herdados do paleoproterozoico, o método convencional de datação em multigrãos torna-se ineficiente. Por esse motivo, acredita-se que o novo dado obtido de 579 Ma, pelo método *Laser Ablation*, seja mais condizente com a idade de cristalização do SSC.

A presença de biotita como fase mineral máfica dominante e precoce na sequência de cristalização, sugere que o magma progenitor do SSC já deveria ser pelo menos subsaturado em água. Da mesma forma, a presença desta biotita pós cristalização de apatita, zircão,

minerais opacos e allanita, sugere um aumento na fugacidade de água (H_2O) durante o processo de evolução magmática.

A presença marcante dessa fase fluida aquosa durante a cristalização é reforçada também pelas microtexturas pertítica e mirmequítica associadas aos feldspatos, uma vez que estas são recorrentes em sistemas graníticos hidratados (Winter, 2001; Hibbard, 1979; Hibbard, 1995). Já no estágio tardi-magmático, a presença de clorita e as alterações sofridas pelo plagioclásio e K-feldspato, gerando mica branca e carbonato, reforçam mais a atuação de uma fase fluida enriquecida em voláteis (CO_2 e H_2O) (Rong & Wang, 2015; Vernon, 2004; Yuguchi e Nishiyama, 2007).

A correlação negativa observada em diagramas tipo Harker para Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Ba, Zr, Y e Sr é compatível com cristalização precoce das fases máficas do SSC (zircão, allanita, titanita, minerais opacos e biotita).

O enriquecimento relativo de ETRL em relação aos ETRP observado nas rochas do SSC é uma característica comum a rochas crustais, enquanto que o empobrecimento dos ETRP sugere fracionamento de zircão durante a evolução do magma do SSC. A pronunciada anomalia negativa de Európio ($Eu/Eu^* = 0,34$ a $0,44$), sugere um papel importante da atuação da fugacidade de oxigênio e do fracionamento dos feldspatos. Este padrão é comum a outros leucomicrogranitos presentes no DPS (Nascimento et al., 2015; Oliveira et al., 2017; Silva, 2018). Da mesma forma, as marcantes anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti, no diagrama multielementos também indicam fracionamento de titanita e apatita.

O caráter transicional entre assinaturas de séries alcalina e cálcio-alcalina mostrado pelas rochas do SSC nos diversos diagramas aqui apresentados (vide figura 13) evidenciam

sua característica definida na literatura por diversos autores como rochas subalcalinas ou cálcio-alcalinas de alto Potássio. Esta assinatura geoquímica é compatível com os granitos da série Cálcio-alcalina de alto-K equigranular, definida por Nascimento et al. (2015), similar ainda aos granitos da denominada Suíte Dona Inês de Angelim et al. (2006).

No contexto das tipologias de granitoides, como definido por autores australianos (Chappel e White, 1974; Loiselle e Wones, 1979; White, 1979, entre outros), as rochas do SSC mostram características mais compatíveis com os granitos tipo-I fracionados (apesar de seu caráter fracamente peraluminoso), ainda que em alguns casos possa mostrar afinidades com granitos tipo-A (vide figura 14). Esta ambiguidade entre características geoquímicas com granitos tipos A e I fracionados é muito comum em rochas enriquecidas em sílica ($SiO_2 > 70\%$).

Os aspectos de campo e mineralógicos das rochas do SSC também mostram essa dubiedade entre defini-lo como tipo I, S ou A. Contudo, características como sua assembleia mineralógica com ausência de minerais alcalinos máficos, seu caráter predominantemente peraluminoso e norma CIPW apresentando coríndon normativo, além de seu relativamente baixo conteúdo de Zr, Nb, Y, La, Ce e Ga descrevem um comportamento mais compatível com granitos tipo I fracionados. No geral, o comportamento das rochas do SSC é semelhante ao apresentado pelos granitos altamente fracionados do sul da China segundo Zhou et al. (2016).

Relativo ao ambiente tectônico, critérios de campo e geoquímicos sugerem que o alojamento do SSC se deu em um ambiente tardi a pós-colisional no contexto da orogenia Brasileira, quais sejam: ausência de feições dúcteis no *stock*, sua idade U-Pb de 579 Ma e o posicionamento de suas amostras nos diversos diagramas geoquímicos

discriminantes de ambientes tectônicos aqui apresentados (vide figura 15).

As considerações sobre os processos de gênese e evolução do magma do SSC e definição dos parâmetros físicos de cristalização desse magma, envolvem tanto critérios mineralógicos quanto geoquímicos. A dominância de rochas graníticas leucocráticas (M=7,7 – 13%) com biotita como mineral máfico essencial (entre 6,0 e 10,0%) e total ausência de anfibólio e piroxênios, associados aos altos valores de sílica ($\text{SiO}_2=71,80 - 73,50\%$), são indicativos de uma fonte eminentemente crustal para o magma do SSC. Esta fonte pode ser possivelmente ortognaisses paleoproterozoico do Complexo Caicó, suas rochas encaixantes.

A evolução do magma do SSC deu-se principalmente por cristalização fracionada como sugere a presença de zonação em cristais de zircão, allanita e plagioclásio. Por outro lado, a presença de enclaves máficos com texturas tipos *mixing* e *mingling* (vide figura 4) sugere que em parte o processo de mistura de magmas pode ter sido efetivo. Vale ressaltar ainda a relativa grande diversidade de *schlierens* presentes no Stock Serra do Capuxu, demonstram que a evolução magmática, dentro da câmara, não ocorrera em perfeito equilíbrio. Ocorreu possivelmente a presença de correntes convecção dentro da câmara, em função da desestabilização térmica que pode ter sido ocasionada por plumas termais (vide Wilson, 1963; Griffiths, 1986; Campbell et al., 1989; Weinberg et al., 2001).

Os parâmetros intensivos de cristalização atuantes no SSC (pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio), foram definidos a partir de evidências texturais, petrográficas e dados litoquímicos aplicados a geotermômetros e geobarômetros, relativos a rocha graníticas, disponíveis na literatura.

No contexto da fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$) ela pode ser estimada com base em reações de equilíbrio calibradas

experimentalmente. De acordo com Wones (1989), a assembleia titanita + quartzo + magnetita, ocorrendo em equilíbrio em rochas graníticas, caso observado nas seções delgadas do SSC, são indicativos de condições de $f\text{O}_2$ moderada a elevada, com valores próximos ao tampão FMQ (faialita-magnetita-quartzo), podendo-se estimar valores de $\log(f\text{O}_2)$ entre -13,5 e -17,5 de acordo com Wones (1989). Além disso, a coloração exibida pelas seções basais de biotita (castanho escura) é indicativa de condições de fugacidade de oxigênio elevada de acordo com Ishihara (1998).

Por outro lado, a presença de allanita como uma fase precoce na sequência de cristalização do SSC (vide figura 9) e ausência de epidoto magmático, pode ser entendido como um indicativo de $f\text{O}_2$ moderada, nos estágios iniciais de evolução do magma do SSC, haja vista que sob condições de $f\text{O}_2$ parte do Fe^{2+} (dominante na allanita) oxida-se e é substituído por Fe^{3+} o que poderia gerar cristais de epidoto conforme observado em trabalhos experimentais (Schmidt e Thompson, 1996; Schmidt e Poli, 2004, por exemplo). Ressalva-se que o epidoto ocorre nas rochas do SSC apenas como fase secundária, proveniente de alteração de plagioclásio.

Para a determinação de pressão foram utilizados tanto dados normativos CIPW, considerando o SSC como um *subsolvus* granito e de comportamento similar a um haplogranito Tuttle & Bowen (1958), quanto o geobarômetro proposto por Yang (2017). Este último usa duas equações polinomiais que também envolvem os parâmetros normativos CIPW Qz, Ab, Or, quais sejam: $P_1 = -0,2426*(\text{Qz})^3 + 26,392*(\text{Qz})^2 - 980,74*(\text{Qz}) + 12563$, e $P_2 = 0,2426*(\text{Ab} + \text{Or})^3 - 46,397*(\text{Ab} + \text{Or})^2 + 2981,3*(\text{Ab} + \text{Or}) - 64224$, com um $R^2=0,9943$.

Os valores de pressão determinados pelas equações de Yang (2017) variaram entre 2,77 e 2,31 Kbar, mas quando corrigidos por teores de anortita normativa como sugeridos por

propostas mais recentes (Dou et al. 2018; Dalan et al. 2019), estes valores sofrem um sensível aumento e situam-se entre 3,03 e 4,79 Kbar, corroborando os valores encontrados quando da utilização do diagrama proposto para haplogranitos segundo Tuttle & Bowen (1958), os quais variam entre 3,0 e 5,0 Kbar. Dessa forma, admite-se que as pressões de cristalização do magma do SSC sejam mais condizentes com estes últimos valores apontados, os quais são compatíveis com *subsolvus* granitos. Da mesma forma, valores similares de pressão têm sido encontrados por diversos autores para granitos neoproterozoicos no contexto dos DPS e Domínio São José do Campestre, na Província Borborema (Costa et al., 2015a; Costa et al., 2015b; Campos et al., 2016; Souza et al., 2017; Silva, 2018).

No tocante à temperatura de cristalização do SSC, utilizou-se os geotermômetros de saturação em zircônio e em apatita, os quais indicam valores no geral entre 750 e 900°C (vide tabela 6 e figura 16). Estas temperaturas são aqui interpretadas como indicativas daquelas condizentes com a do *liquidus*, considerado que estas fases minerais são as mais precoces na sequência de cristalização das rochas do SSC. Por outro lado, a temperatura compatível com a isoterma de 700°C no diagrama Qz-Ab-Or de Luth et al. (1964) seria indicativa do *solidus*, compatível com a presença de feldspatos e quartzo como fases minerais magmáticas mais tardias na sequência de cristalização do magma do SSC.

Em resumo, constata-se que o Stock Serra do Capuxu é um corpo granítico de idade ediacarana, intrusivo em gnaisses paleoproterozoicos do Complexo Caicó, composto por rochas leucocráticas e ácidas, de composição monzogranítica, que mostra uma assinatura litoquímica de afinidade cálcio-alcalina de alto Potássio, correlato aos granitoides da Suíte cálcio-alcalina de alto-K equigranular de Nascimento et al. (2015).

AGRADECIMENTOS

Gian Fonseca agradece ao CNPq pela cessão de sua bolsa de MSC, ao PPGG-UFRN e DG-UFRN pelo apoio logístico durante o desenvolvimento dos seus trabalhos e um agradecimento especial ao professor Dr. Galindo (DG-PPGG-UFRN) pelo inestimável apoio. Agradecemos ainda à CPRM (Serviço Geológico do Brasil) pela cessão de dados fundamentais para a realização desse trabalho.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Leonardo Jr., O. H., Valença, J. (1967). Review on granitic rocks of northeast South America. Haarlem: Internacional Union of Geological Sciences.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- 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.
- Archanjo, C. J. Hollanda, M. H. (2015). Idade do Complexo Caicó (Faixa Seridó, RN-PB) com base no método U/Pb (SHRIMP) em zircão de ortognaisses. *XXVI Simpósio de Geologia do Nordeste*, 24, 160p. Natal: SBG/Núcleo Nordeste.
- Beurlen, H., Rhede, D., Silva, M. R. R., Thomas, R., Guimarães, I. P. (2009). Petrography, geochemistry and

- chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in Borborema Province, North-Eastern Brazil: a possible source of the rare element granitic pegmatites. *Terrae*, 6(1), 59-71.
- Blundy, J., Cashman, K. (2001). Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980-1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(6), 631-650. <https://doi.org/10.1007/s004100000219>
- Buhn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. (2009). High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81, 99-114.
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W., Hill, R.I. (1989). Melting in an Archaean mantle plume: Head it's basalts, tail it's komatiites. *Nature*, 339, 697-699. <https://doi.org/10.1038/339697a0>
- Campos, B. C. S., Vilalva, F. C. J., do Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C. (2016). Crystallization conditions of porphyritic high-K calc-alkaline granitoids in the extreme northeastern Borborema Province, NE Brazil, and geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 224-236. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.05.010>
- Cavalcante, R., Medeiros, V. C., Costa, A. P., Sá, J. M., Santos, R. V., Rodrigues, J. B., Dantas, A. R., Nascimento, M. A. L., Cunha, A. L. C. (2018). Neoproterozoic units of the Saquinho region, eastern Rio Piranhas-Seridó domain, Borborema Province (northeastern Brazil): implications for the stratigraphic model. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 1(1), 11-29. <https://doi.org/10.29396/jgsb.2018.v1.n1.2>
- Chappell, B. W. (1999). Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46, 535-551. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(98\)00086-3](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(98)00086-3)
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Geological Society of America. Special Papers* 272, 1-26. <https://doi.org/10.1130/spe272-p1>
- Costa, A. P., Dantas, A. R. (2014). *Carta geológica Folha Lajes SB.24-X-D-VI Estado do Rio Grande do Norte Escala 1:100.000*. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil
- Costa, A. P., Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Dantas, A. R. (2015)a. 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). *Geologia USP. Série Científica*, 15(3-4), 38-105. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v15i3-4p83-105>
- Costa, L. S., Galindo, A. C., Alves da Silva, F. C., Silva Neto, M. F. (2015)b. O Stock Granítico Serra Verde: exemplo do magmatismo granítico calcioalcalino no Domínio Rio Grande do Norte, NE, da Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica*, 15(3-4), 41-56. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v15i3-4p41-56>
- Dalan, C. A., Vilalva, F. C. J., Nascimento, M. A. L. (2019). Reavaliação das condições de cristalização de

- granitos alcalinos ediacaranos dos domínios Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre, Província Borborema, NE-Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(1), 129-152.
<http://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-149112>
- Dantas, E. L. (1996). *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos do Maciço Caldas Brndão, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- 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.
- Delgado, I. M., Souza, J. D., Silva, L. C., Silveira Filho, N. C., Santos, R. A., Pedreira, A. J., Guimarães, J. T., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, I. P., Lacerda Filho, J. V., Valente, C. R., Perrotta, M. M., Heineck C. A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L. A. Bizzi (Ed.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*: Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM. p. 227-234.
- Dou, J. Z., Zhang, H. F., Tong, Y., Wang, F., Chen, F. K., Li, S. R. (2018). Application of geothermo-barometers to Mesozoic granitoids in the Jiaodong Peninsula, eastern China: Criteria for selecting methods of pressure estimation and implications for crustal exhumation. *Journal of Asian Earth Science*, 160, 271-286.
<https://doi.org/10.1016/j.jseae.2018.01.019>
- 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.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, B. R., Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969.
<https://doi.org/10.1093/petrology/eqn054>
- Griffiths, R.W. 1986. Thermals in extremely viscous fluids, including the effects of temperature-dependent viscosity. *Journal of Fluid Mechanics*, 166, 115-138.
<https://doi.org/10.1017/S002211208600006X>
- 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.
<https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1986.019.01.04>
- Harrison, T. M., Watson, E. B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1467-1477. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90403-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90403-4)
- Hibbard, M. J. (1979). Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. *Geological Society of America*, 90(11), 1047-1062.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90%3C1047:MAAMPB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90%3C1047:MAAMPB%3E2.0.CO;2)
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall.

- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Bautista, J. R., Souza, L. C. (2015). Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da mangabeira Basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Research*, 258, 186-207.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.009>
- Ishihara, S. (1998). Granitoid series and mineralization in the circum-pacific Phanerozoic granitic belts. *Resource Geology*, 48(4), 219-224.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00019.x>
- Jardim de Sá, E. F., Legrand, J. M., McReath, I. (1981). Estratigrafia de rochas granitóides 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.
- Legrand, J. M., Deutsch, S., Souza, L. C. (1991). Datação U/Pb e granitogênese do Maciço de Acari-RN. *XIV Simpósio de Geologia do Nordeste*, 12, 172-174. Anais... Recife: SBG.
- Ludwig, K. R. (2003). Isoplot 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (Revised Version). *Berkeley Geochronological Center, Special Publication*, 4, 1-70.
- 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.
<https://doi.org/10.1029/jz069i004p00759>
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:tdog>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:tdog>2.3.co;2)
- McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Medeiros, V. C. (2008). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa SB.24-X-A. Escala 1:250.000. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Nota explicativa e Mapa Geológico*. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., de Medeiros, V. 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 America Earth Sciences*. 58, 281–299.
<https://doi.org/10.1016/j.isames.2014.09.008>
- Nascimento, M. A. L., Medeiros, V. C., Galindo, A. C. (2008). Magmatismo ediacarano a cambriano no Domínio Rio grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 18(1), 4-25.
- Nascimento, M. A. L., Antunes, A. F., Galindo, A. C., Jardim de Sá, E. F., Souza, Z. S. (2000). Geochemical signatures of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 161-164.
- Pearce, J. A. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace elements discrimination diagrams for the

- tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Rogers, J. J. W., Greenberg, J. K. (1981). Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Geological Society of America, Bulletin* 92, 6-9.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1981\)92<6:teicmp>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1981)92<6:teicmp>2.0.co;2)
- Rong, J., Wang, F. (2015). *Metasomatic Textures in granites: evidence from petrographic observation*. Springer mineralogy: science press, Beijing.
<http://doi.org/10.1007/978-981-10-0666-1>
- Schmidt, M. W., Poli, S. (2004). Magmatic Epidote. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 56, 399-430.
- Schmidt, M. W., Thompson, A. B. (1996). Epidote in calck-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of episode in magmatic evolution. *American Mineralogist*, 81, 462-474.
- Sial, A. N. 1987. Granitic rocks in northeast Brazil. *Intern. Symp. Granites Assoc. Miner.* 1, 61-69. Salvador.
- Silva, M. A. (2018). *Magmatismo granítico neoproterozoico no domínio Rio Piranhas-Seridó: geologia e petrologia do Stock Serra da Acauã*. Dissertação (Mestrado). Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Souza, V. O., Galindo, A. C., Alves da Silva, F. C. (2017). O Stock Flores: Exemplo de magmatismo granítico tipo-A no Domínio Rio Piranhas-Seridó, NE da Província Borborema. *Pesquisas em Geociências*, 44(2), 345–366.
<https://doi.org/10.22456/1807-9806.78278>
- Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X., Frei, R., Kokfelt, T. F., Dantas, E. L., Li, J., Pimentel, M. M., Galindo, A. C. (2016). Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 68-96.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.006>
- Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock it's a proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Thompson, R. N. (1982). Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
<https://doi.org/10.1144/sig18010049>
- Tuttle, O. F., Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – SiO₂ – H₂O. *Geological Society of America, Memoirs*, 74, 153. <https://doi.org/10.1130/mem74>
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A., Dantas, E. L., Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127 (4), 284-327. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(03)00197-9)
- Vernon, R. H. (2004). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, University Press.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206>

- Watson, E. B., Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(83\)90211-x](https://doi.org/10.1016/0012-821x(83)90211-x)
- Weinberg, R. F., Sial, A. N., Pessoa, R. R. (2001). Magma flow within the Tavares pluton, northeastern Brazil: compositional and thermal convection. *Geological Society of America Bulletin*, 113(4), 508-520. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113%3C0508:MFWTTP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113%3C0508:MFWTTP%3E2.0.CO;2)
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987). A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to mineralogy and petrology, 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/bf00402202>
- Wilson, J. T. 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870.
- Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Upper Saddle River: Prentice Hall,.
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.
- Yang, X. (2017). Lithos Estimation of crystallization pressure of granite intrusions. *Lithos*, 286-287, 324-329. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.06.018>
- Yuguchi, T., Nishiyama, T. (2007). Cooling process of a granitic body deduced from the extents of exsolution and deuterite sub-solidus reactions: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, 97(3), 395-421. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.005>
- Zen, E-an, (1986). Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, 27, 1095-1117. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.5.1095>
- Zhou, Z., Ma, C., Xie, C., Wang, L., Liu, Y., Liu, W. (2016). Genesis of highly fractionated I-type granites from Fengshun complex: Implications to tectonic evolutions of South China. *Journal of Earth Science*, 27(3), 444-460. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0677-3>