

## Geologia e geoquímica do vulcanismo miocênico da região de Serra Preta, Pedro Avelino/RN, NE do Brasil

### *Geology and geochemistry of Serra Preta miocenic volcanism, Pedro Avelino/RN, NE Brazil*

Joyce Lorena Oliveira<sup>1</sup> , Zorano Sergio de Souza<sup>2</sup> , Frederico Castro Jobim Vilalva<sup>2</sup> 

<sup>1</sup>Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Rua das Engenharías, s/n, Campus Universitário, Lagoa Nova, CEP: 59078-970, Natal, RN, BR (joyce.oliveira.104@ufrn.edu.br)

<sup>2</sup>UFRN, Departamento de Geologia, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Natal, RN, BR (zorano@geologia.ufrn.br; frederico.vilalva@ufrn.br)

Recebido em 11 de agosto de 2021; aceito em 19 de abril de 2022

#### Resumo

No nordeste brasileiro, sistemas vulcânicos de pequena escala constituem uma ampla província cenozoica tectono-magmática, o Alinhamento Macau-Queimadas, composto de rochas vulcânicas máficas alcalinas. O objetivo desta pesquisa foi caracterizar a petrogênese e o mecanismo de colocação de uma dessas ocorrências, localizada na borda sul da Bacia Potiguar. Para isso, são apresentados dados de mapeamento geológico, petrográficos e geoquímicos de rocha total. Na área estudada, três corpos vulcânicos ocorrem com diferentes geometrias. O mais expressivo tem alojamento magmático controlado tectonicamente, gerando um sistema de diques nas direções NNW-SSE e NE-SW. Petrograficamente, o conjunto mostra feições vulcânicas e intrusivas rasas, constituídas de olivina basaltos e nefelina microgabros. As fácies texturais observadas indicam resfriamento final em nível crustal raso de magmas alcalinos insaturados em sílica, gerando basanitos, melaneferinitos e olivina basaltos. Em termos litoquímicos, são rochas relativamente primitivas ( $Mg\# = 65-79$ ), com baixo  $SiO_2$  (39–43%) e elevados  $MgO$  (12–19%) e  $Ni$  ( $> 200$  ppm). Apresentam enriquecimento em terras raras leves ( $La_N/Yb_N \sim 35-17$ ) e em elementos incompatíveis, destacando-se anomalias negativas de Rb, K e Hf. Modelamento geoquímico de óxidos com base em equações de balanço de massa e simulações com MELTS mostra taxa de cristalização de ~64% e cumulado composto de olivina, melilita, nefelina, magnetita, apatita e perovskita. Modelamento geoquímico de elementos traço para fusão parcial em equilíbrio sugere taxa de fusão menor que 5% de fonte do tipo granada-lherzolito enriquecido em elementos incompatíveis e contendo anfibólio e/ou flogopita. O mecanismo de colocação é associado à instabilidade do campo de tensões local no Mioceno, que reativou estruturas das unidades encaixantes favorecendo abertura de canais para escoamento de magmas de origem mantélica e seu posicionamento final em níveis crustais rasos ou mesmo na superfície.

**Palavras-chave:** Vulcanismo máfico; Intraplaca; Alcalino; Mioceno; Sistema de diques.

#### Abstract

In NE Brazil, small-scale volcanic systems constitute a N-S directed ca. 200 km long tectono-magmatic province, the Macau-Queimadas Alignment, composed of mafic alkaline volcanic rocks. The aim of this research was to characterize the petrogenesis and emplacement mechanism of one of these occurrences in the southern border of the Potiguar Basin through field geology, petrography, and whole-rock geochemistry. In the study area, crop out three volcanic bodies with contrasting geometries. The most expressive one has tectonically controlled magmatic emplacement, generating a system of dykes in the NNW-SSE and NE-SW directions. Petrographically, the set shows shallow volcanic and intrusive features, consisting of olivine basalts and nepheline microgabros. The textural facies observed indicate final cooling at shallow crustal depths of silica-undersaturated alkaline magma, leading to formation of basanites, melaneferinites, and olivine basalts. Geochemical data show that these rocks are relatively primitive ( $Mg\# = 65-79$ ) with low  $SiO_2$  (39–43%) and high  $MgO$  (12–19%) and  $Ni$  ( $> 200$  ppm). They display enrichment in light rare earth ( $La_N/Yb_N \sim 35-17$ ) and incompatible elements, with negative anomalies of Rb, K, and Hf. Mass balance modeling of oxides and simulations with MELTS suggests ~ 64% fractional crystallization and a cumulate composed by olivine, melilita, nepheline, magnetite,

apatite, and perovskite. Batch melting modeling for trace element indicate low degrees (< 5%) of melting of an incompatible-enriched garnet-bearing lherzolite source with minor amounts of amphibole and/or phlogopite. Instabilities of local stress fields during the Miocene reactivated pre-existing structures that favored channeling and flow of mantle-derived magma as well as their emplacement in high-crustal levels or even at the surface.

**Keywords:** Mafic volcanism; Intraplate; Alkaline; Miocene; Dike system.

## INTRODUÇÃO

Sistemas vulcânicos de pequena escala são comuns ao longo do Cenozoico em muitos locais ao redor do mundo (e.g. Ali e Ntaflou, 2011; Di Giuseppe et al., 2017; Zhao et al., 2020). Em geral, são caracterizados por pequenos volumes de magma basáltico que ocorrem como *plugs*, diques, *necks*, soleiras e derrames. Podem ser encontrados em contextos tectônicos diversos, tais como bacias marginais (Morishita et al., 2020), próximos a zonas de subdução (Haller et al., 2020) e em domínios de tectônica extensional (Oyan, 2018).

No nordeste brasileiro, basaltos alcalinos cenozoicos correspondem à atividade vulcânica mais importante desde a formação do Oceano Atlântico Equatorial. São corpos isolados, de ampla distribuição geográfica, que afloram desde o norte do Cráton São Francisco até a região do Rifte Potiguar. O conjunto constitui o Magmatismo Macau-Queimadas (Rolff, 1947; Sial, 1976), um dos eventos magmáticos intracontinentais mais jovens do Brasil (Silveira, 2006).

No domínio da Bacia Potiguar, contexto geológico da pesquisa, essa unidade é associada à formação de auréolas térmicas de contato, principalmente em arenitos e carbonatos cretáceos (Santos et al., 2014; Terra et al., 2016; Souza et al., 2019). Esse fenômeno, descrito em Grapes (2011) como pirometamorfismo, tem papel importante nos processos de maturação de matéria orgânica, contribuindo para a geração de hidrocarbonetos.

Embora o Magmatismo Macau-Queimadas seja um termo utilizado para agrupar uma série de basaltos temporal e espacialmente distintos, estudos de detalhe que caracterizem aspectos petrogenéticos desses magmas ainda são escassos. Portanto, nesta pesquisa, são apresentados dados de mapeamento geológico, petrográficos e geoquímicos de rocha total para uma dessas ocorrências, localizada a sul da Bacia Potiguar.

O vulcanismo ocorrido em Serra Preta, selecionado para o presente estudo, é composto de três corpos basálticos alcalinos, o mais expressivo datado pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em rocha total em  $14,1 \pm 0,7$  Ma (Silveira, 2006). O objetivo desta pesquisa foi integrar os novos dados aqui apresentados com dados disponíveis na literatura, buscando investigar a evolução petrogenética desses magmas e sua forma de ocorrência tectono-controlada.

## MATERIAL E TÉCNICAS ANALÍTICAS

Os dados geológicos apresentados neste trabalho foram coletados em mapeamento geológico no qual 25 afloramentos de rochas vulcânicas foram visitados. Amostras representativas foram coletadas para estudo microscópico sob luz transmitida e para análise química de rocha total.

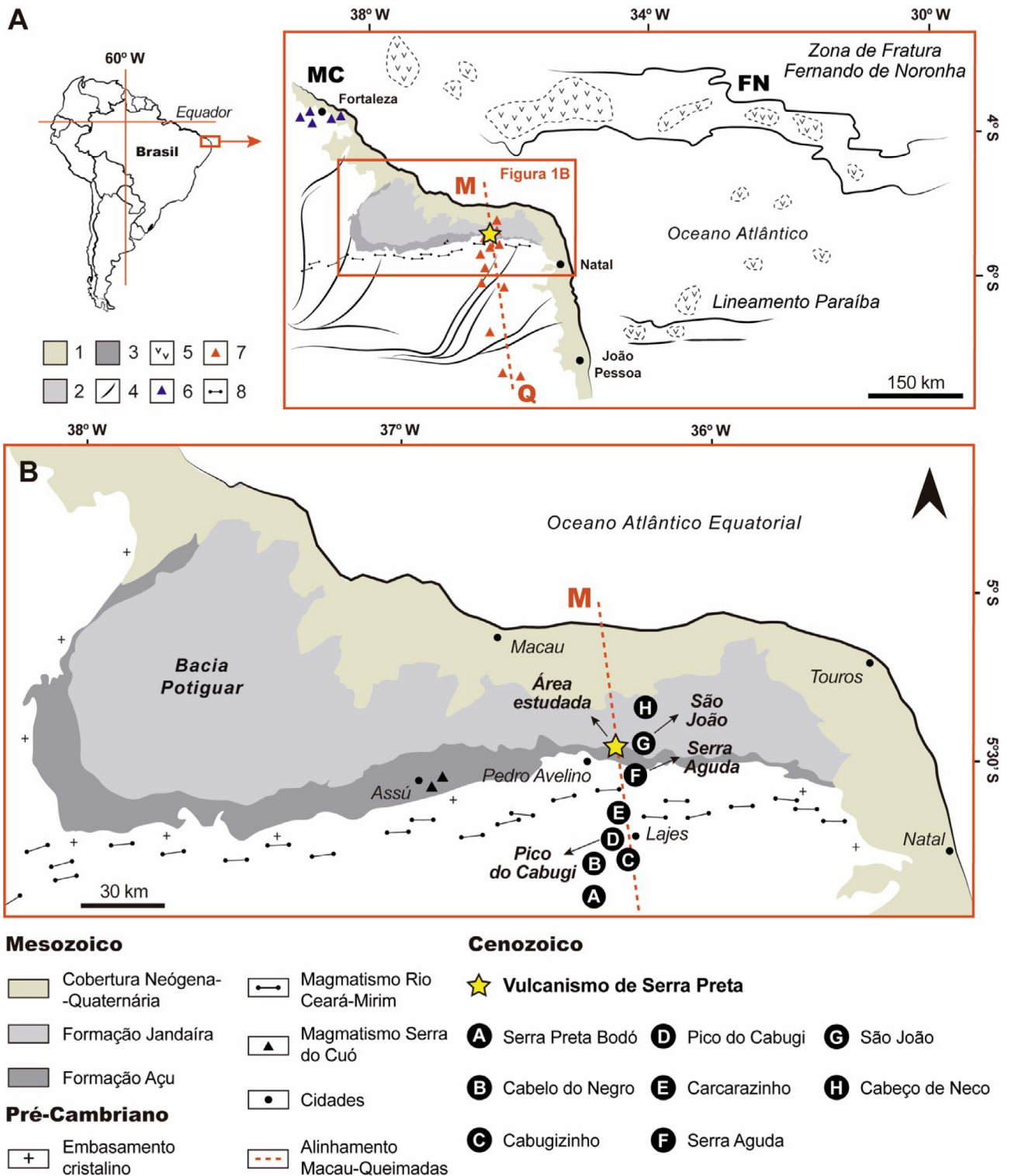
Dez amostras foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia (DGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Posteriormente, foram examinadas por microscopia de luz transmitida utilizando microscópio OLYMPUS 41BX da mesma universidade. Com base em suas características minerais e texturais, sete amostras foram selecionadas para análise química de rocha total.

Os novos dados litoquímicos ( $n = 7$ ) foram obtidos no Laboratório Comercial ALS Brasil Limitada. Para a determinação da concentração de óxidos foram utilizadas as técnicas ICP-AES (*inductively coupled plasma — atomic emission spectrometry*). Para a determinação da concentração de elementos traço, foram utilizadas as técnicas ICP-MS (*inductively coupled plasma — mass spectrometry*), após tratamento com metaborato de lítio e determinação de perda ao fogo a  $1.025^\circ\text{C}$ . Os erros analíticos são < 7% para óxidos e < 10% para elementos traço e terras raras.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está inserida no domínio *onshore* da Bacia Potiguar (Figura 1), um rifte intracontinental cretáceo associado à fragmentação do Gondwana Oeste (Bertani et al., 1987). Depósitos siliciclásticos e carbonáticos preenchem grábens assimétricos profundos, formados pela reativação de estruturas pré-cambrianas da Província Borborema, principal unidade tectônica do nordeste do Brasil (Almeida et al., 1981; Françolin e Sztatmari, 1987).

A Bacia Potiguar tem evolução tectonossedimentar compartimentada nos estágios Rifte (fases I e II), Pós-Rifte e Drifte, que se relacionam aos processos de afinamento crustal, subsidência e sedimentação (Matos, 1992; Pessoa Neto et al., 2007). Sua estratigrafia é agrupada nas sequências Rifte, Transicional, Drifte Transgressiva e Progradacional, sendo depositados sedimentos flúvio-deltaicos, lacustres e marinhos (Pessoa Neto et al., 2007).



MC: Mecejana; FN: Formação de Noronha; M: Macau; Q: Queimadas; 1: cobertura sedimentar neógena-quadernária; 2: Formação Jandaíra; 3: Formação Açú; 4: *trend* estrutural do embasamento cristalino pré-cambriano; 5: corpos vulcânicos oceânicos; 6: rochas fonolíticas continentais de Mecejana; 7: corpos vulcânicos cenozoicos do Alinhamento Macau-Queimadas; 8: Magmatismo Rio Ceará-Mirim.

**Figura 1.** Contextualização geológica regional. (A) Distribuição do vulcanismo cenozoico segundo o Alinhamento Macau – Queimadas (Sial, 1976); (B) principais ocorrências do vulcanismo cenozoico na Província Borborema Setentrional e na Bacia Potiguar. Base cartográfica segundo Angelim et al. (2006), Silveira (2006) e Souza et al. (2019).

A instalação das bacias da Margem Equatorial Brasileira foi acompanhada e sucedida por episódios de vulcanismo desde o Cretáceo Inferior até o fim do Mioceno (Almeida et al., 1996). Nessa região, a literatura reconhece três eventos magmáticos cronologicamente distintos, com afinidade geoquímica variando de toleítica a alcalina.

O Magmatismo Rio Ceará Mirim é o episódio mais antigo, ocorrendo como enxames de diques toleíticos a sul da Bacia Potiguar. Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  disponíveis na literatura indicam o intervalo temporal entre  $129,8 \pm 1,8$  Ma (isócrona composta de anfibólio e piritita) (Smith et al., 2001) e  $132,2 \pm 1$  Ma (anfibólio) (Souza et al., 2003) para essas rochas.

Esse magmatismo é associado aos primeiros esforços de abertura do Oceano Atlântico Equatorial e seu alcance, de escala regional, juntamente com as soleiras máficas da borda leste da Bacia do Parnaíba (Magmatismo Sardinha), são interpretados em Hollanda et al. (2019) como uma Grande Província Ígnea (LIP).

Para Hollanda et al. (2019), enxames de diques com extensão acima de 300 km são frequentemente interpretados na literatura como componentes importantes de LIPs. Esses corpos seriam, então, parte de sistemas subvulcânicos que poderiam atuar como canais de fluxo de magma para alimentar grandes derrames em superfície (Ernst e Buchan, 1997).

Na transição para o Cretáceo Superior, duas unidades marcam a consolidação do rifte cretáceo e a formação de margens passivas nas bacias marginais. Na Bacia de Pernambuco, ocorrem as rochas máficas, intermediárias e ácidas da Província Magmática do Cabo. Em paralelo, na Bacia Potiguar, ocorre o magmatismo basáltico Serra do Cuó (Sial et al., 1981), com idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em anfibólio de diabásio de  $93,1 \pm 0,8$  Ma (Souza et al., 2003).

No Cenozoico, o Magmatismo Macau-Queimadas, ou, ainda, Alinhamento Macau-Queimadas (Rolf, 1947; Sial, 1976), representa a atividade ígnea mais recente nessa região. Essa unidade agrupa dezenas de basaltos alcalinos, incluindo o vulcanismo de Serra Preta (área estudada) e o Pico do Cabugi. O intervalo temporal para essas ocorrências varia entre  $53,4 \pm 0,4$  Ma e  $6,4 \pm 0,5$  Ma, segundo dados  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de Souza et al. (2003), Silveira (2006), Knesel et al. (2011) e Guimarães et al. (2020).

Ainda no Cenozoico, ocorrem fonólitos no entorno de Fortaleza, Ceará, associados às ocorrências continentais do Alinhamento Mecejana — Fernando de Noronha (Rao e Sial, 1972; Guimarães, 1982). Essas rochas apresentam intervalo temporal entre  $35,03 \pm 0,28$  Ma e  $30,80 \pm 0,22$  Ma, de acordo com idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em cristais de sanidina e na matriz reportadas por Guimarães (2018).

## CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

O vulcanismo máfico alcalino de Serra Preta está localizado a sul da Bacia Potiguar, sendo constituído de três corpos

basálticos de diferentes geometrias (*plug*, dique) em mapa (Figura 2). Datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em rocha total de um dos diques indicou idade de  $14,1 \pm 0,7$  Ma (Silveira, 2006).

As unidades encaixantes são sequências sedimentares cretáceas de composição siliciclástica e carbonática (Figuras 3A e 3B). Apresentam modificações texturais na região de contato em razão do efeito térmico causado pelos corpos ígneos, que incluem fraturamento, compactação, recristalização estática e até fusão parcial (Santos et al., 2014; Terra et al., 2016; Souza et al., 2019).

A Formação Açú, de idade albo-cenomaniana, é composta principalmente de arenitos e arenitos conglomeráticos quartzo-feldspáticos (Figura 3A). Apresenta estratificações cruzadas típicas de sistemas fluviais, além de juntas, falhas silicificadas e bandas de deformação. A Formação Jandaíra, de idade turo-campaniana, ocorre como calcários microfossilíferos em afloramentos arrasados (Figura 3B), onde é comum a presença de gretas de contração, feições do tipo *birds eyes* e fraturas pós-diagenéticas.

As rochas ígneas dispõem-se em três corpos adjacentes. O corpo principal ocorre como cristas alongadas formadas por blocos rolados e raros afloramentos preservados. Macroscopicamente, são olivina basaltos de textura afanítica muito fina a microporfírica, com microgabros subordinados (Figuras 3C, 3D e 3E). Podem apresentar xenólitos ultramáficos (peridotíticos?) (Figura 3F), amígdalas, vesículas e venulações submilimétricas.

Os dois corpos menores são circulares a elipsoidais em superfície e apresentam litologia muito semelhante aos condutos principais. Ocorrem como blocos rolados e escassos afloramentos *in situ* de olivina basaltos, nos quais também se reconhecem estruturas de fluxo magmático e resquícios de disjunções colunares.

Produtos de sensores remotos, junto a dados de campo, mostram que a geometria do corpo maior se assemelha a um Y invertido, sugerindo alojamento controlado por falhas principais e fraturas de segunda ordem. Nesse caso, o eixo mais alongado, com cerca de 3 km de extensão, ocorre em conformidade com lineamentos regionais NNW-SSE, interpretados como falhas transcorrentes dextróginas.

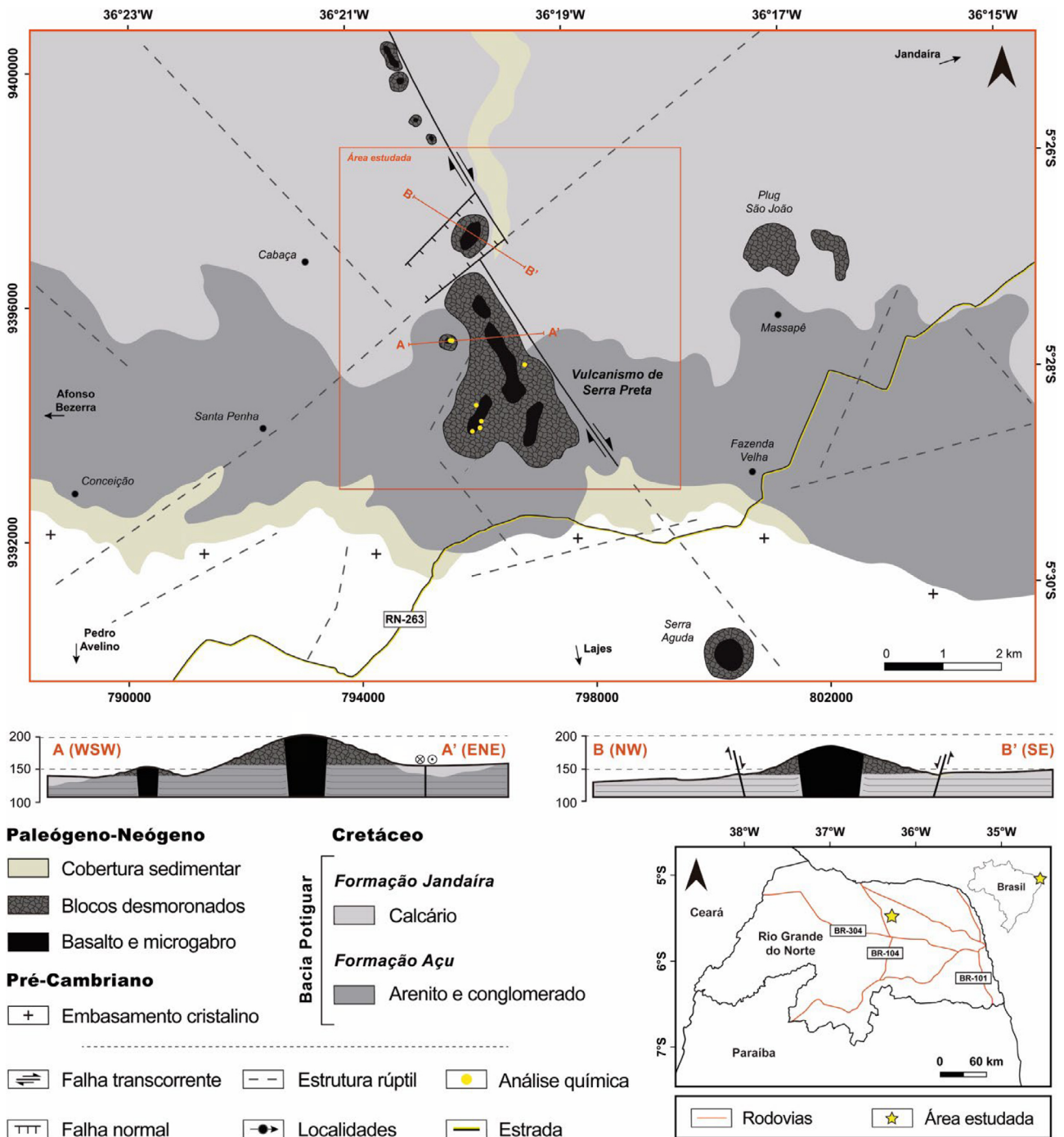
Os eixos menores, com 1 km cada, constituem uma dupla de fraturas secundárias NE-SW. Já os corpos circulares adjacentes teriam alojamento facilitado pela abertura de espaço nas terminações de falhas, como sugerem os perfis esquemáticos da Figura 2.

## RESULTADOS

### Petrografia e texturas

Um conjunto de dez lâminas delgadas de rochas vulcânicas foi analisado por microscopia de luz transmitida. Nessa seção,





**Figura 2.** Mapa geológico do vulcanismo de Serra Preta (polígono no centro da imagem) e encaixantes sedimentares da Bacia Potiguar. Lineamentos e geologia regional adaptados de Paiva (2004) e Vital et al. (2014). Estrela amarela indica localização da área de estudo. Pontos amarelos no mapa indicam local de coleta de amostras para análise química.

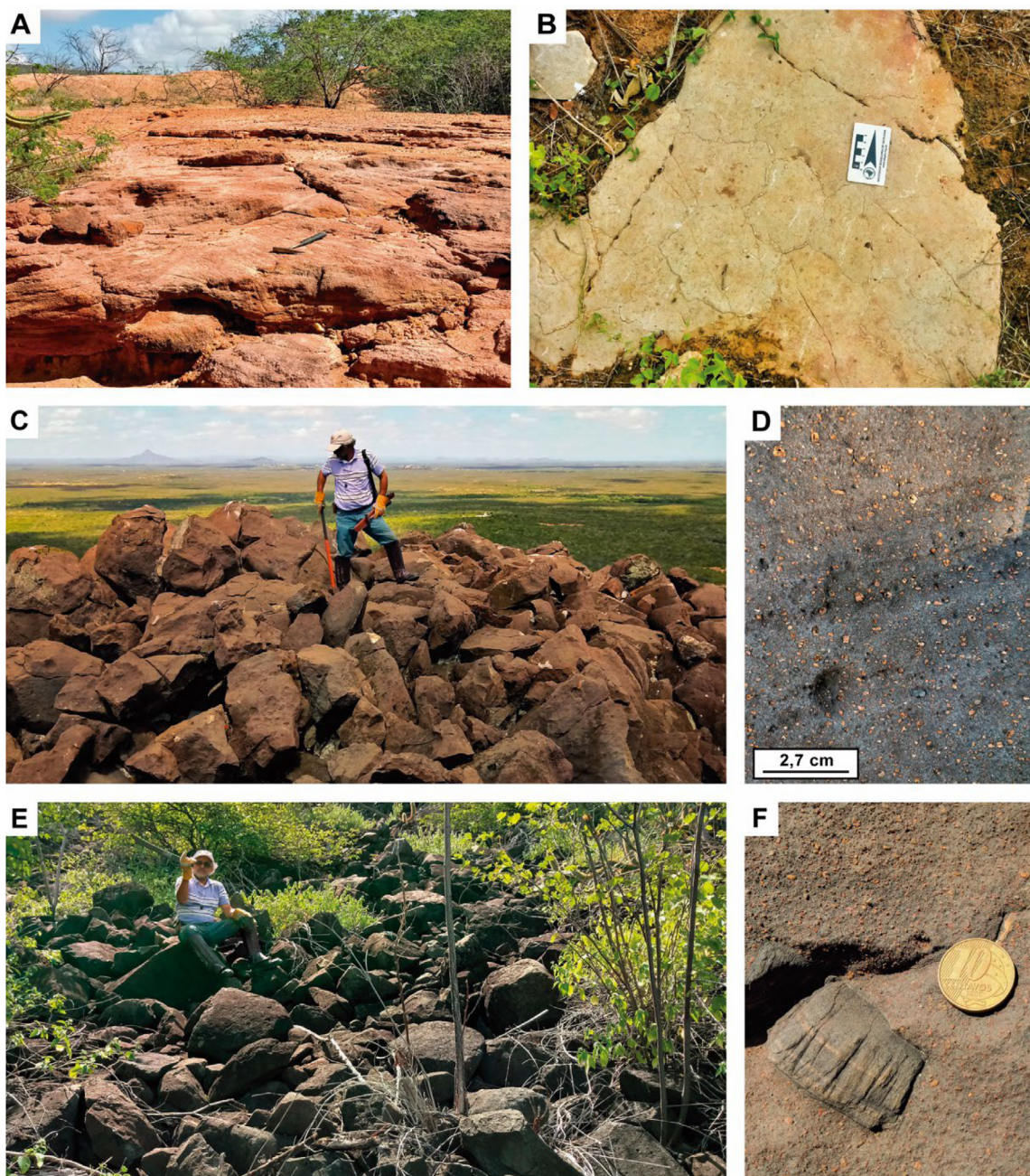
são descritas mineralogia e texturas, priorizando as amostras analisadas para óxidos e elementos traço.

Dois fácies petrográficas são reconhecidas. A fácies vulcânica microporfírica é o litotipo predominante. São olivina basaltos com microfenocristais (< 1 mm) e xenocristais

(< 5 mm) de olivina e clinopiroxênio (20%). A matriz (80%) é cripto a microcristalina, composta de clinopiroxênio, plagioclásio, minerais opacos, olivina e raro vidro intersticial.

Os xenocristais de olivina (Figura 4A) ocorrem como cristais anédricos de até 5 mm que apresentam bordas de reação



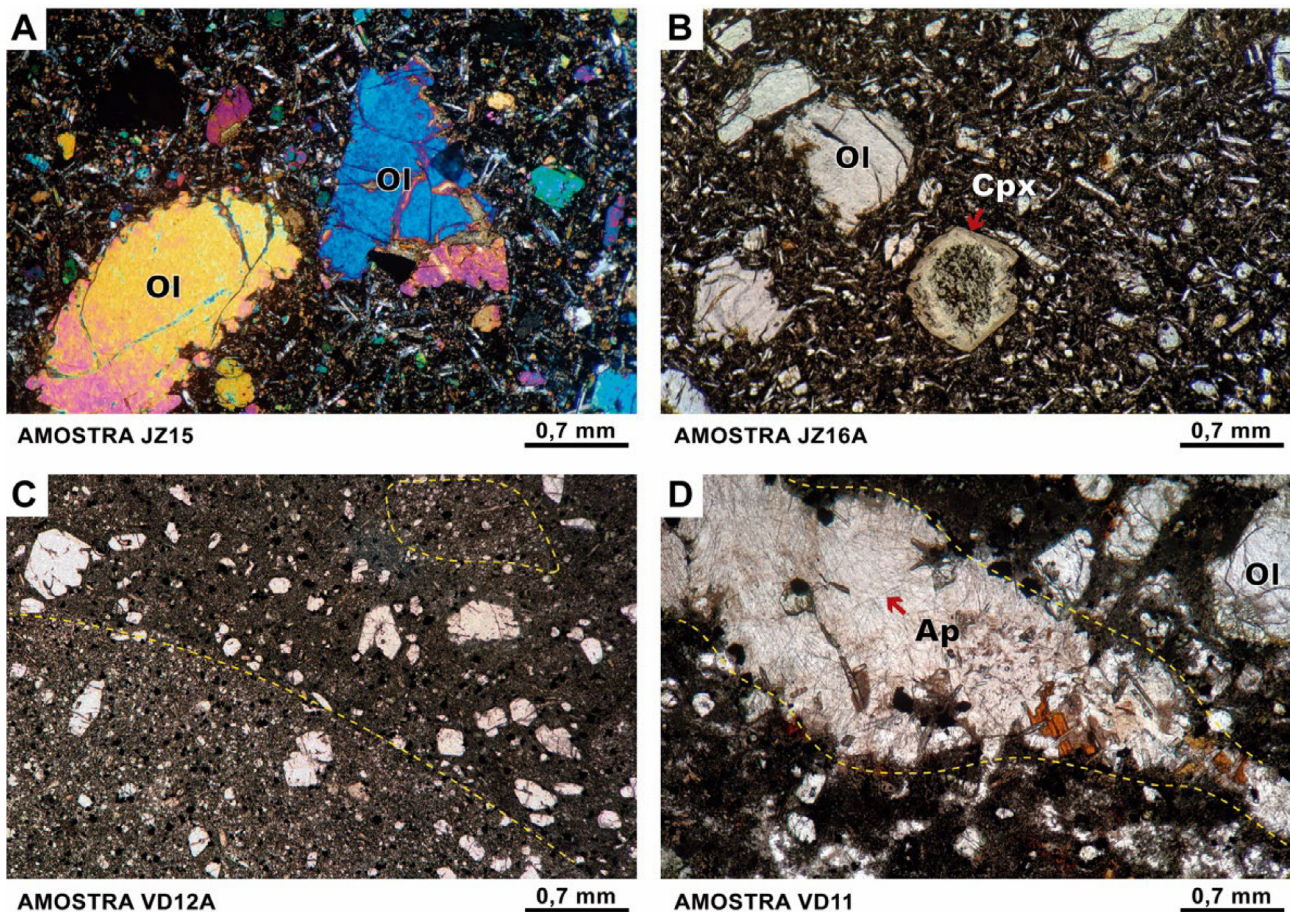


**Figura 3.** Unidades geológicas da área de estudo. (A) Formação Açú: arenito estratificado localizado a leste do Serra Preta. A parte metálica do martelo indica o norte; (B) Formação Jandaíra: calcário com fraturas preenchidas por calcita, a norte do Serra Preta; (C) porção de topo do corpo Serra Preta: visão panorâmica do conduto sudoeste, cerca de 210 m de altitude em relação ao nível do mar; (D) olivina basalto microporfirítico; (E) blocos soltos na subida do conduto sudoeste, cerca de 100 m de altitude em relação ao nível do mar; (F) xenólito de rocha ultramáfica (peridotítica?) em olivina basalto microporfirítico.

e extinção ondulante. É importante mencionar a possibilidade de que, por terem sido cristalizados em etapas precoces da evolução magmática, esses xenocristais tenham influenciado os resultados analíticos de rocha total (apresentados a seguir), eventualmente elevando os valores de Fe, Mg e Ni das amostras.

Os microfenocristais têm hábito subédrico a euédrico (< 1 mm), por vezes com feições de engolfamento, em que parte do cristal é reabsorvida pelo líquido em resfriamento. Alterações tardi-magmáticas por hidratação, com formação de iddingsita e serpentina, são comuns nos cristais desse mineral.





Ol: olivina; Cpx: clinopiroxênio; Ap: apatita.

**Figura 4.** Fotomicrografias sob luz transmitida. (A e B) Basalto microporfírico com xenocristais e fenocristais de olivina e clinopiroxênio em matriz microcristalina; (C) feições indicativas de duas gerações de basalto marcadas por contato abrupto e inclusões de fácies precoce; (D) venulação tardia contendo agulhas de apatita, zeólitas, biotita e leucita. (A) Nícois cruzados. (B, C e D) nícois descruzados.

O clinopiroxênio (Figura 4B) apresenta cor castanha a esverdeada, ocorrendo como microfenocristais e micrólitos na matriz; reconhecidos pelo ângulo de extinção oblíquo ( $> 35^\circ$ ) e pelo alto ângulo ótico ( $2V \cong 60^\circ$ ). O plagioclásio tem hábito ripiforme a acicular, por vezes em textura traquitoide, sendo o principal constituinte da matriz.

Também são observadas feições que sugerem a injeção de pulsos de magma durante o resfriamento, como pequenos bolsões que contrastam em relação à textura (Figura 4C). Além disso, a presença de amígdalas e venulações sugere resfriamento final em nível crustal raso, ocorrendo a cristalização de zeólitas, carbonatos, apatita acicular, biotita, feldspatoídes e clinopiroxênio no interior dessas cavidades (Figura 4D). Os minerais das amígdalas indicam a ação de vapores na fase final de *subsólido* e que, possivelmente, levaram à alteração química de minerais previamente formados.

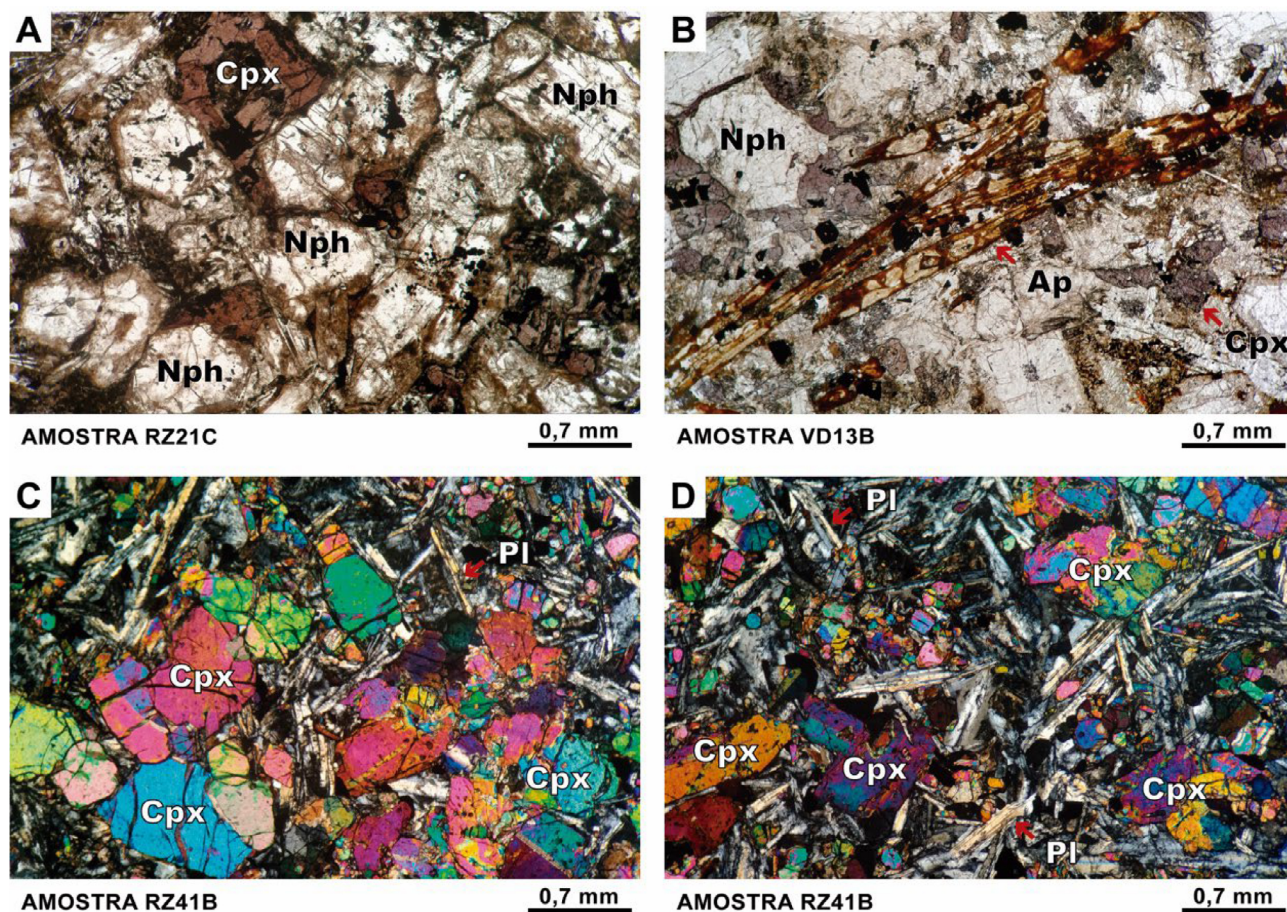
A fácies intrusiva rasa ocorre localmente, apresentando textura fina (equigranular) a média (porfírica).

É holocristalina, mesocrática e de mineralogia semelhante à fácies anterior, composta dos minerais clinopiroxênio, olivina, plagioclásio, feldspatoide, apatita e minerais opacos (Figuras 5A a 5D). Foi modal e texturalmente classificada como nefelina microgabros (Streckeisen, 1976).

O clinopiroxênio foi descrito como augita ou Ti-augita exclusivamente com base nas suas características óticas. Ocorre como cristais róseos bem desenvolvidos, zonados e com hábito tabular euédrico a subédrico ( $< 2$  mm). Apresenta geminação simples e extinção em ampulheta. É a fase predominante entre os fenocristais, por vezes em textura glomeroporfírica e/ou constituindo rosetas.

A olivina ocorre como cristais anédricos finos ( $< 1$  mm) em quantidade subordinada em relação ao clinopiroxênio, diferentemente do observado nos basaltos. Os minerais opacos ( $< 1,5$  mm) são subédricos a euédricos e ocorrem associados principalmente aos clinopiroxênios. O feldspatoide é nefelina e atesta a natureza insaturada em sílica das rochas estudadas.





Cpx: clinopiroxênio; Ap: apatita; Nph: nefelina; Pl: plagioclásio.

**Figura 5.** (A e B) Microgabbros porfíricos com alterações para hidróxido de Fe na matriz e em fenocristais de apatita; (C e D) microgabbros com textura glomeroporfírica composta de augita ± olivina. (A e B) Nicóis descruzados; (C e D) nicóis cruzados.

A nefelina ocorre como cristais euédricos (< 3 mm) de hábito prismático alongado, sendo reconhecida principalmente em razão da figura ótica uniaxial negativa. O plagioclásio ocorre tanto como cristais ripiformes em textura ofítica/subofítica (< 1,5 mm) quanto em cristais fibrorradiados na matriz microcristalina (< 1 mm).

Em duas lâminas dessa fácies (RZ21C e VD13B) constatam-se alterações secundárias marcadas pela presença de hidróxido de ferro, como ilustra a Figura 5B. Assim, essas amostras foram estudadas do ponto de vista petrográfico, mas não foram utilizadas para tecer interpretações geoquímicas e petrogenéticas.

### Geoquímica de óxidos e elementos traço

Um conjunto de 20 análises químicas de rocha total, incluindo óxidos e elementos traço, é apresentado na Tabela 1. São novos dados apresentados por esta pesquisa, integrados a dados publicados em trabalhos regionais sobre o vulcanismo

Cenozoico na Província Borborema [este trabalho (n = 7); Sial (1978) (n = 1); Fodor et al. (1998) (n = 2); Ngonge et al. (2016) (n = 9); Guimarães et al. (2020) (n = 1)].

A litoquímica de óxidos mostra teores de  $\text{SiO}_2$  e MgO entre 39–48% e 12–22% para a maioria das amostras, respectivamente. A soma dos álcalis varia entre 3,4–6,3%, ao passo que a razão  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  varia entre 2–5%. As amostras VD13B e RZ21C se diferenciam das demais em relação a esses óxidos. Os valores de  $\text{SiO}_2$  e MgO são de ~ 44% e ~ 4%, respectivamente, enquanto a soma dos álcalis é ~ 8%.

Como mencionado, as referidas amostras apresentam alterações intempéricas observadas em lâmina delgada. Por esse motivo, apesar de constarem nos diagramas geoquímicos, não foram consideradas nas interpretações.

No diagrama triangular AFM — A = total de álcalis em %peso ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ); F =  $\text{FeO}_t$  em %peso; M = MgO em %peso — (Wager e Deer, 1939) (Figura 6A), a distribuição dos dados litoquímicos é compatível com etapas iniciais da evolução de suítes basálticas alcalinas, marcada

**Tabela 1.** Concentração de óxidos, elementos traço e terras raras.

<i>Latitude</i>	-5,333333						
<i>Longitude</i>	-36,4						
<b>Amostra</b>	<b>DCO102<sup>b</sup></b>	<b>HD-31<sup>b</sup></b>	<b>DCO101<sup>b</sup></b>	<b>SP1<sup>b</sup></b>	<b>3A<sup>d</sup></b>	<b>3B<sup>d</sup></b>	<b>A-81<sup>e</sup></b>
<i>Óxidos (em %peso)</i>							
<b>SiO<sub>2</sub></b>	39,7	39,02	39,53	41,67	41,52	41,07	39
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,06	2,39	2,41	2,33	2,67	2,64	1,95
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,92	8,84	9,37	9,75	10,15	11,27	9,92
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3,t</sub></b>	11,56	12,15	11,65	11,55	11,89	12,2	11,51
<b>MnO</b>	0,18	0,19	0,18	0,17	0,2	0,2	0,19
<b>MgO</b>	22,11	18,77	17,33	17,31	17,11	16,91	16,58
<b>CaO</b>	10,13	11,74	11,29	10,69	12,6	12,15	11,2
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,98	3,21	3,91	2,93	2,88	2,99	5
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,14	1,39	1,25	1,15	0,63	0,81	1,3
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	1,15	1,28	1,2	0,93	1,47	1,42	0,8
<b>PF</b>	1,13	1,4	2,02	2,02	2,4	2,64	1,41
<b>Total</b>	100,06	100,38	100,14	100,71	99,93	100,44	98,86
<b>mg#</b>	<b>79,1</b>	<b>75,35</b>	<b>74,64</b>	<b>74,78</b>	<b>74,01</b>	<b>73,28</b>	<b>74,03</b>
<i>Traço (em ppm)</i>							
<b>Ba</b>	571	646	551	630	839	900	
<b>Co</b>	105	64	98	61,7			100
<b>Cr</b>	1040	823	739	739			200
<b>Cs</b>							
<b>Hf</b>	5,3	5,7	6,1	5,6	6,62		
<b>Nb</b>	102	106	106	88,9	127	124	
<b>Ni</b>	941	582	591	496,4	425	458	500
<b>Pb</b>				2,6			
<b>Rb</b>	19	26	19	19,2	17	22	
<b>Sc</b>					21		
<b>Sr</b>	940	1100	1010	931,6	1330	1485	
<b>Ta</b>	5,6	5,8	6,2	4,4			
<b>Th</b>	12,9	13,6	13,3	9,3	13,7		
<b>U</b>	3,3	3,6	3,5	2,3			
<b>V</b>							250
<b>Y</b>	27	28	29	23,7	30	31	
<b>Zr</b>	263	280	301	242,8	291	303	
<b>La</b>	85,5	90,4	88,6	76,5	106	95	
<b>Ce</b>	154	165	162	137,7	202		
<b>Pr</b>	16,6	17,5	17,6	15,12			
<b>Nd</b>	59,7	61,9	62	56,5	83,7		
<b>Sm</b>	10,8	11,4	11,5	9,46	13,1		
<b>Eu</b>	3,07	3,2	3,28	2,8	3,88		
<b>Gd</b>	6,6	6,8	7	8,15			
<b>Tb</b>	1	1,1	1,1	0,99	1,37		
<b>Dy</b>	5,4	5,7	5,9	5,31			
<b>Ho</b>	1	1	1	0,88			
<b>Er</b>	2,4	2,5	2,5	1,98			
<b>Tm</b>	0,27	0,28	0,29	0,27			
<b>Yb</b>	1,5	1,5	1,6	1,59	2,42		
<b>Lu</b>	0,21	0,21	0,22	0,19	0,35		

Continua...

Tabela 1. Continuação.

<i>Latitude</i>	-5,477435	-5,476708	-5,478889	-5,463553		-5,463371	
<i>Longitude</i>	-36,330049	-36,329132	-36,331944	-36,333772		-36,333403	
<b>Amostra</b>	<b>VD12A<sup>a</sup></b>	<b>J33<sup>a</sup></b>	<b>BP7.15<sup>c</sup></b>	<b>JZ16A<sup>a</sup></b>	<b>HD-44<sup>b</sup></b>	<b>JZ15<sup>a</sup></b>	<b>HD-43<sup>b</sup></b>
<i>Óxidos (em %peso)</i>							
SiO <sub>2</sub>	39,3	39,58	40,12	43,8	39,92	43,2	40,3
TiO <sub>2</sub>	2,43	2,49	2,49	2,06	2,57	2,06	2,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,64	10,07	9,85	10,55	10,19	10,4	10,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3,t</sub>	12	11,9	12,04	11,2	11,85	11,4	11,88
MnO	0,19	0,19	0,2	0,17	0,19	0,17	0,18
MgO	16,45	16,18	16,15	15,75	15,4	15,25	15,24
CaO	12	11,74	12,11	10,75	11,86	11,35	12,16
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,88	3,73	2,28	3,77	2,43	3,41
K <sub>2</sub> O	1,36	1,39	1,14	1,17	0,91	1,13	0,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,39	1,35	1,33	0,7	1,34	0,78	1,15
PF	0,68	0,4	0,73	2,11	1,48	2,46	2,13
<b>Total</b>	<b>99,09</b>	<b>99,17</b>	<b>99,89</b>	<b>100,78</b>	<b>99,48</b>	<b>100,87</b>	<b>100,17</b>
<b>mg#</b>	<b>73,06</b>	<b>72,9</b>	<b>72,63</b>	<b>73,56</b>	<b>72</b>	<b>72,58</b>	<b>71,74</b>
<i>Traço (em ppm)</i>							
Ba	782	668	692,22	535	737	487	903
Co	63	101	58,24	59	137	58	91
Cr	710	629	605,24	590	682	600	620
Cs	0,48	0,4		0,27		0,29	
Hf	6,3	6,5	6,49	4,1	6,7	3,9	6,6
Nb	145	126	131,8	59	128	62,5	112
Ni	491	482	445,73	513	494	482	790
Pb		4,2	3,65				
Rb	35,5	19,8	23,71	25,4	26	25,6	39
Sc	20	22	22	18		18	
Sr	1250	1182	1224,11	766	1200	804	1170
Ta	6,7	6,5	6,51	3,1	7,4	3,2	6,4
Th	13,75	13,1	13,68	6,71	15,6	7,34	12,6
U	3,9	3,5	3,86	1,95	4	2,22	5,9
V	213	218	220,9	166		168	
Y	31,6	30	34,89	20,9	34	22,4	31
Zr	309	293	319,22	167	328	176	318
La	107,5	94,8	100,14	52,6	108	59,2	91,8
Ce	187	184,3	182,76	97,1	197	109	172
Pr	19,7	19,62	20,08	10,55	20,8	11,85	18,9
Nd	75,9	73,9	76,02	39,2	74,7	42,7	67,1
Sm	12,95	12	12,74	7,52	13,8	8,17	12,4
Eu	3,75	3,59	3,76	2,18	3,99	2,39	3,58
Gd	9,63	10,11	10,68	6,26	8,6	6,93	7,7
Tb	1,39	1,4	1,41	0,89	1,4	1	1,2
Dy	6,66	6,56	7,13	4,83	7	5,28	6,4
Ho	1,26	1,07	1,19	0,77	1,2	0,88	1,1
Er	2,75	2,57	2,91	2,08	3	2,3	2,8
Tm	0,37	0,34	0,38	0,24	0,34	0,24	0,31
Yb	2,05	1,93	2,09	1,4	1,9	1,5	1,8
Lu	0,28	0,28	0,27	0,19	0,27	0,21	0,23

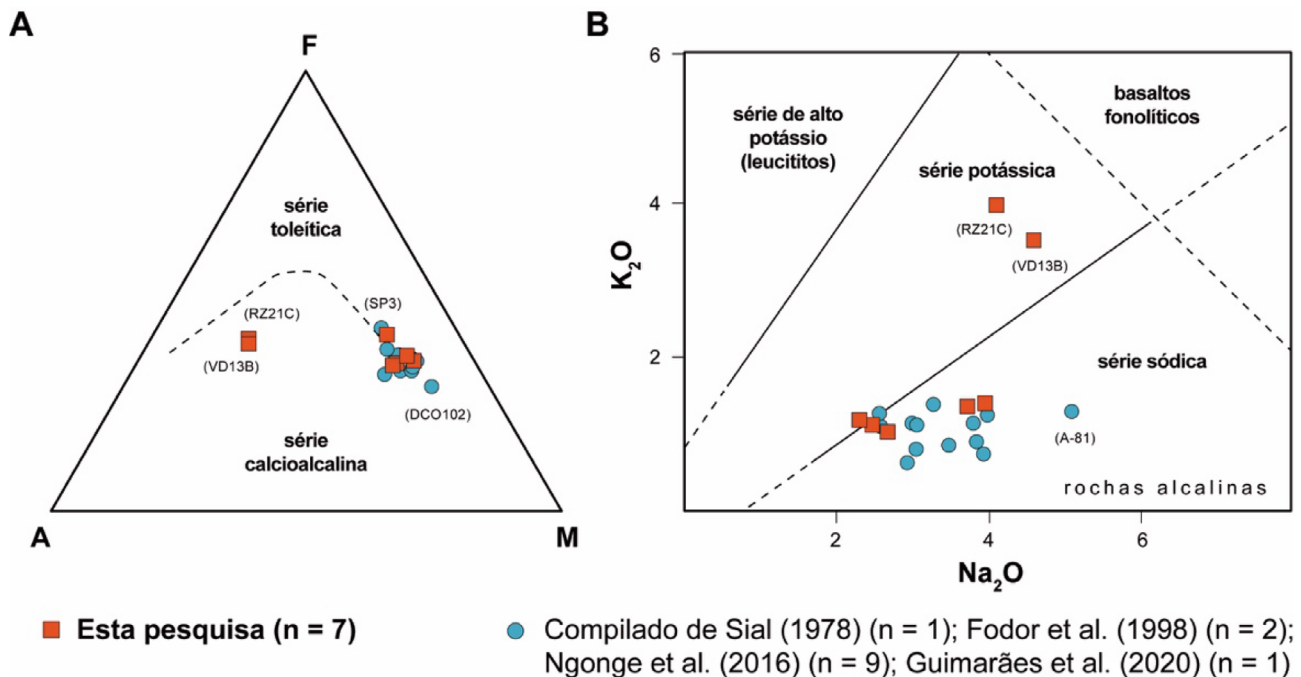
Continua...



Tabela 1. Continuação.

<i>Latitude</i>			-5,466835		-5,477399	-5,476699
<i>Longitude</i>			-36,322007		-36,329995	-36,329141
<b>Amostra</b>	<b>SP2<sup>b</sup></b>	<b>HD41B<sup>b</sup></b>	<b>RZ41B<sup>a</sup></b>	<b>SP3<sup>b</sup></b>	<b>RZ21C<sup>a</sup></b>	<b>VD13B<sup>a</sup></b>
<i>Óxidos (em %peso)</i>						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,7	40,8	46,9	46,01	44,7	43,3
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,55	2,78	1,89	2,37	2,4	2,06
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11,63	10,85	11,85	12,53	17,65	18
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t</b>	10,93	12,07	11,25	12	8,37	8,39
<b>MnO</b>	0,15	0,19	0,16	0,15	0,13	0,12
<b>MgO</b>	14,54	13,97	11,65	11,4	3,75	3,69
<b>CaO</b>	8,6	11,89	10,8	9,98	8,71	8,2
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,54	3,86	2,58	2,49	4,02	4,5
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,08	0,75	1,04	1,26	3,98	3,53
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,47	1,07	0,42	0,51	1,08	1,14
<b>PF</b>	0,95	1,84	1,16	1,27	5,46	5,22
<b>Total</b>	100,32	100,19	99,9	100,1	100,72	98,15
<b>mg#</b>	<b>72,47</b>	<b>69,61</b>	<b>67,2</b>	<b>65,27</b>	<b>46,99</b>	<b>46,53</b>
<i>Traço (em ppm)</i>						
<b>Ba</b>	436	703	529	458	1830	1445
<b>Co</b>	53,3	73	57	51,7	22	22
<b>Cr</b>	773	404	470	486	20	30
<b>Cs</b>			0,5		0,34	0,46
<b>Hf</b>	3	8,3	3,5	4,7	4,9	4,4
<b>Nb</b>	37,8	112,6	35,3	48,7	206	229
<b>Ni</b>	492,6	260,3	283	244,9	37	37
<b>Pb</b>	2,1	4,9		2		8
<b>Rb</b>	24,1	9,7	29,3	42,2	113,5	112
<b>Sc</b>			23		3	4
<b>Sr</b>	584,3	1059,8	573	947,5	2180	1835
<b>Ta</b>	1,8	6,6	2,2	3	9,9	9,9
<b>Th</b>	6,4	10,6	3,27	4,5	15,85	13,3
<b>U</b>	1,2	3	0,9	0,9	10,4	3,21
<b>V</b>			193		173	177
<b>Y</b>	18,1	27,6	19,7	22,5	27,8	28,4
<b>Zr</b>	145,8	310,1	140	179,6	291	282
<b>La</b>	43,4	89,4	27,8	33,4	127	125
<b>Ce</b>	74,9	164	56,6	63,7	223	206
<b>Pr</b>	8,33	18,23	6,78	7,87	21,9	19,5
<b>Nd</b>	32,5	68,1	27,1	33,6	70	69,7
<b>Sm</b>	5,77	11,68	5,85	7,38	11,4	11
<b>Eu</b>	1,84	3,34	1,78	2,27	3,4	3,25
<b>Gd</b>	5,38	9,37	5,54	6,8	7,95	8,01
<b>Tb</b>	0,7	1,27	0,79	0,89	1,17	1,13
<b>Dy</b>	3,99	6,19	4,78	5,09	6,39	5,94
<b>Ho</b>	0,67	1,09	0,81	0,81	1,04	1,05
<b>Er</b>	1,82	2,69	1,97	2,2	2,71	2,55
<b>Tm</b>	0,23	0,35	0,26	0,25	0,35	0,32
<b>Yb</b>	1,42	1,88	1,69	1,56	2,38	1,92
<b>Lu</b>	0,19	0,25	0,2	0,23	0,29	0,24

PF: perda ao fogo; mg# =  $100 \cdot (\text{MgO}/40,35) / [(\text{MgO}/40,35) + (\text{FeO}_t/71,84)]$ ;  $\text{FeO}_t = \text{Fe}_2\text{O}_3 / 1,1114$ ; <sup>a</sup>esta pesquisa; <sup>b</sup>Ngonge et al. (2016); <sup>c</sup>Guimarães et al. (2020); <sup>d</sup>Fodor et al. (1998); <sup>e</sup>Sial (1978).



**Figura 6.** Diagramas de classificação em séries magmáticas. (A) Diagrama triangular AFM (Wager e Deer, 1939) incluindo curva de Irvine e Baragar (1971), no qual A = total de álcalis em %peso ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), F =  $\text{FeO}_t$  em %peso e M = MgO em %peso. (B) Classificação de rochas vulcânicas alcalinas em subséries segundo Middlemost (1975).

pelo enriquecimento em  $\text{FeO}_t$  (Schwarzer e Rogers, 1974). Assim, correspondem a magmas máficos relativamente primitivos, com  $\#mg = 65\text{--}79$ , associados à Série Sódica de Middlemost (1975) (Figura 6B).

No diagrama TAS (total de álcalis *versus* sílica em %peso) (Le Bas et al., 1986), as amostras concentram-se no campo dos nefelinitos, havendo também basanitos subordinados. Duas amostras plotam entre basaltos alcalinos e subalcalinos (Figura 7A). Considerando o diagrama (Nb/Y) *versus* (Zr/TiO<sub>2</sub>), de Winchester e Floyd (1977), as amostras distribuem-se entre basaltos alcalinos e basanitos/nefelinitos (Figura 7B).

Para esses autores, o uso desses elementos para identificar e classificar rochas vulcânicas é pertinente por serem considerados elementos de mobilidade restrita em relação a processos secundários de alteração (Winchester e Floyd, 1977; Floyd e Winchester, 1978).

A composição normativa CIPW reflete a subsaturação em sílica dessas rochas. Os nefelinitos e basanitos indicados na Figura 7A são olivina (~ 19%) e nefelina (~ 10%) ( $\pm$  leucita ~ 3–6%) normativos, enquanto os basaltos são hiperstênio normativos (6 – 12%), considerados transicionais ( $Qz + Ne$  normativos = 0).

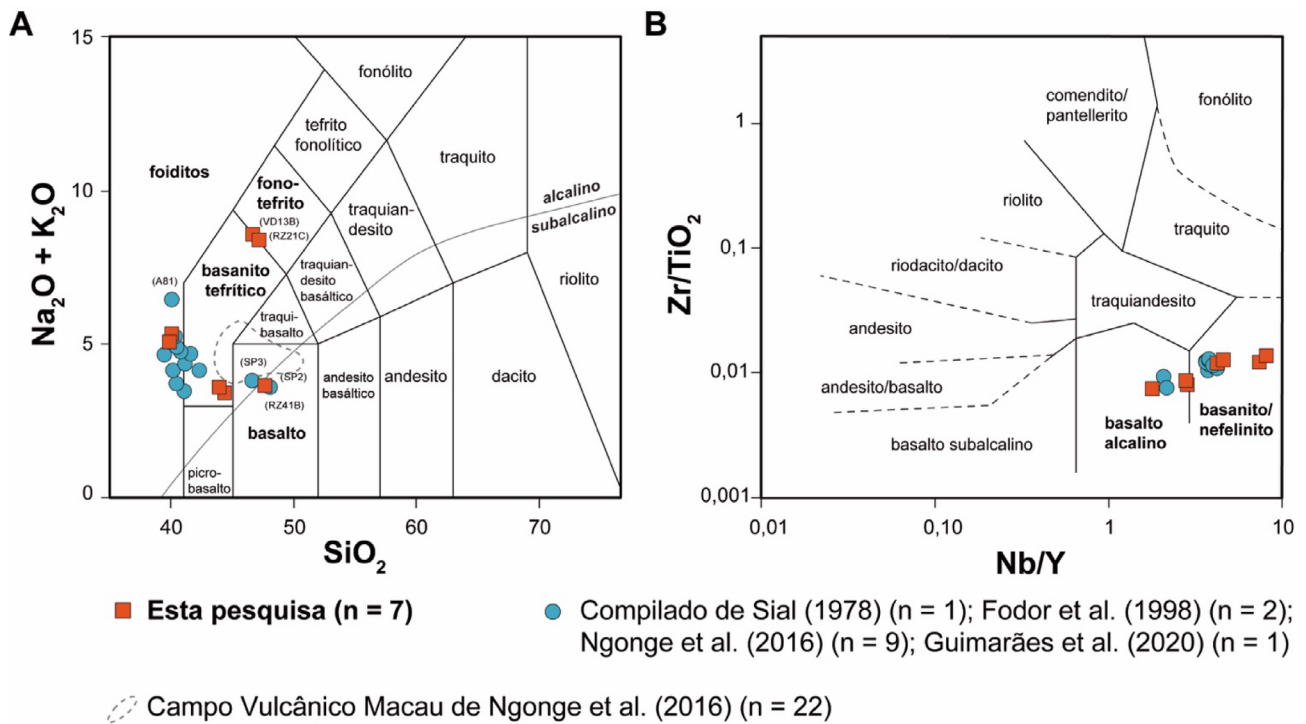
Em diagramas binários normativos (Nph + Lc) *versus* Ol e Nph *versus* Ab (Le Bas, 1989) (Figuras 8A e 8B), adequados para classificação de rochas alcalinas básicas e ultrabásicas, as amostras classificam-se principalmente como basanitos,

melanefelinitos e nefelinitos. Olivina basaltos alcalinos ocorrem de forma secundária. No tetraedro Nph-Di-Qz-Ol (Yoder e Tilley, 1962), plotam no volume definido por Nph-Di-Pl-Ol, corroborando a afinidade alcalina desses magmas (basaltos plotam nos campos Di-Pl-Ol-Hyp) (Figura 8C).

A variação de óxidos e elementos traço foi comparada com a variação de MgO, como mostram os diagramas da Figura 9. Entre os óxidos,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  apresenta a correlação negativa mais expressiva.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{CaO}$ , apesar de alguma dispersão, também tendem a aumentar com o decréscimo de MgO.  $\text{FeO}_t$  e os demais óxidos ( $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) não apresentam correlação direta. A razão  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  decresce com a diferenciação. Os traços Ni e Sr mostram comportamento compatível, enquanto Yb aparenta ser incompatível para o grupo de amostras.

No que se refere aos elementos terras raras (ETRs), as amostras apresentam enriquecimento nos termos leves (La a Sm) em relação aos pesados (Gd a Lu), com razão média  $(\text{La}/\text{Yb})_N = \sim 30$  para os nefelinitos/basanitos. Olivina basaltos alcalinos possuem valores inferiores a esse grupo para a maioria dos traços, além da razão  $(\text{La}/\text{Yb})_N = \sim 17,7$ . Nenhuma das amostras apresenta anomalia de európio [ $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N \cong 1$ ] (Figura 10).

De forma semelhante, o padrão de elementos traço normalizados ao Manto Primitivo (Sun e McDonough, 1989) mostra enriquecimento de elementos tipo LILE (*large-ion lithophile elements*) em relação a elementos tipo



**Figura 7.** Diagramas de classificação química. (A) Diagrama TAS (total álcalis versus sílica em %peso em base anidra de Le Bas et al., 1986). Em tracejado, distribuição das amostras do Campo Vulcânico Macau (Ngonge et al., 2016), incluindo outros corpos basálticos cenozoicos da região (Serrote Preto, Serra Aguda e Pico do Cabugi), além do Serra Preta, objeto do presente estudo. (B) Diagrama binário considerando elementos imóveis segundo Winchester e Floyd (1977) ( $TiO_2$  em %peso; Zr, Nb e Y em ppm).

HFSE (*high-field-strength elements*) em todas as amostras. Além disso, ocorrem anomalias negativas expressivas de Rb, K e Hf (Figuras 11A e 11B), que são mais atenuadas em olivina basaltos alcalinos.

## DISCUSSÃO

### Petrogênese

A variação de elementos traço do vulcanismo básico/ultrabásico ocorrido em Serra Preta possibilita investigar as características da fonte e dos processos magmáticos envolvidos na evolução de basanitos e basaltos alcalinos intracontinentais. Com base em diagramas de classificação (Le Bas et al., 1986; Le Bas, 1989), as rochas estudadas são divididas em dois grupos:

- Basanitos, melanelinitos e nefelinitos;
- Olivina basaltos alcalinos.

De forma geral, basanitos, melanelinitos e nefelinitos do Grupo I apresentam MgO entre 15–22%, Ni entre 260 – 940 ppm e  $mg\# = 70–79$ , muito próximos da composição esperada para magmas primitivos derivados do manto

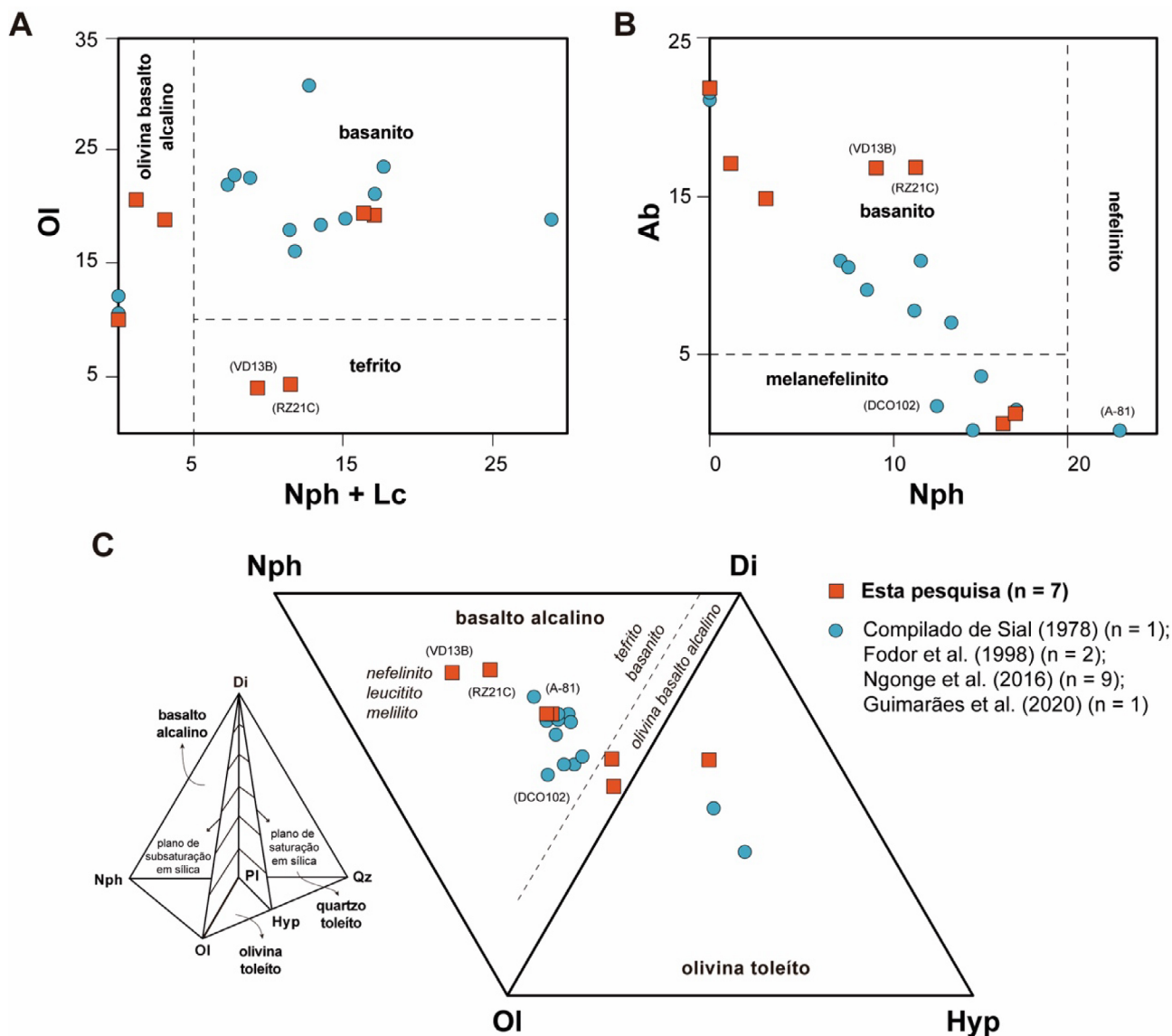
superior (Frey et al., 1978; Wilson, 1989). Olivina basaltos alcalinos do Grupo II possuem valores inferiores ao primeiro grupo, com MgO entre 11–15%, Ni entre 245–490 ppm e  $mg\# = 65–72$ .

Ocorrem, ainda, duas amostras com menores concentrações de MgO e maiores de álcalis e de PF ( $MgO \sim 4\%$ ;  $Na_2O + K_2O \sim 8\%$ ;  $Na_2O + K_2O = 8–6,7\%$ ;  $PF = 5,5–5,2$ ) em relação às demais amostras, possivelmente em razão de alterações intempéricas. Por isso, foram desconsideradas nas interpretações petrogenéticas desta seção.

### Cristalização fracionada

As rochas estudadas são, em maioria, texturalmente microporfíricas. Isso significa que, além da matriz cripto a microcristalina (tardia), foram cristalizados microfenocristais ao longo de sua evolução magmática. Esses microfenocristais representam o fracionamento de dois minerais principais: olivina e clinopiroxênio.

Subordinadamente, algumas rochas são texturalmente mais grossas, classificadas como microgabros. Nesses casos, além de olivina e clinopiroxênio, ocorrem microfenocristais de nefelina, apatita e plagioclásio. Essas diferenças texturais refletem também o grau de fracionamento, sendo as



Ol: olivina; Nph: nefelina; Lc: leucita; Ab: albita; Di: diopsídio; Hyp: hiperstênio; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.

**Figura 8.** Diagramas normativos. (A e B) Classificação de rochas basaníticas e nefeliníticas segundo Le Bas (1989). (C) Projeção de faces do tetraedro Nph-Di-Qz-OI (Yoder e Tilley, 1962) para classificação de séries basálticas: basanitos, melanefelinitos e nefelinitos projetam no ternário Nph-Di-OI (domínio alcalino); basaltos transitórios plotam no ternário Di-OI-Hyp (domínio olivina toleítico).

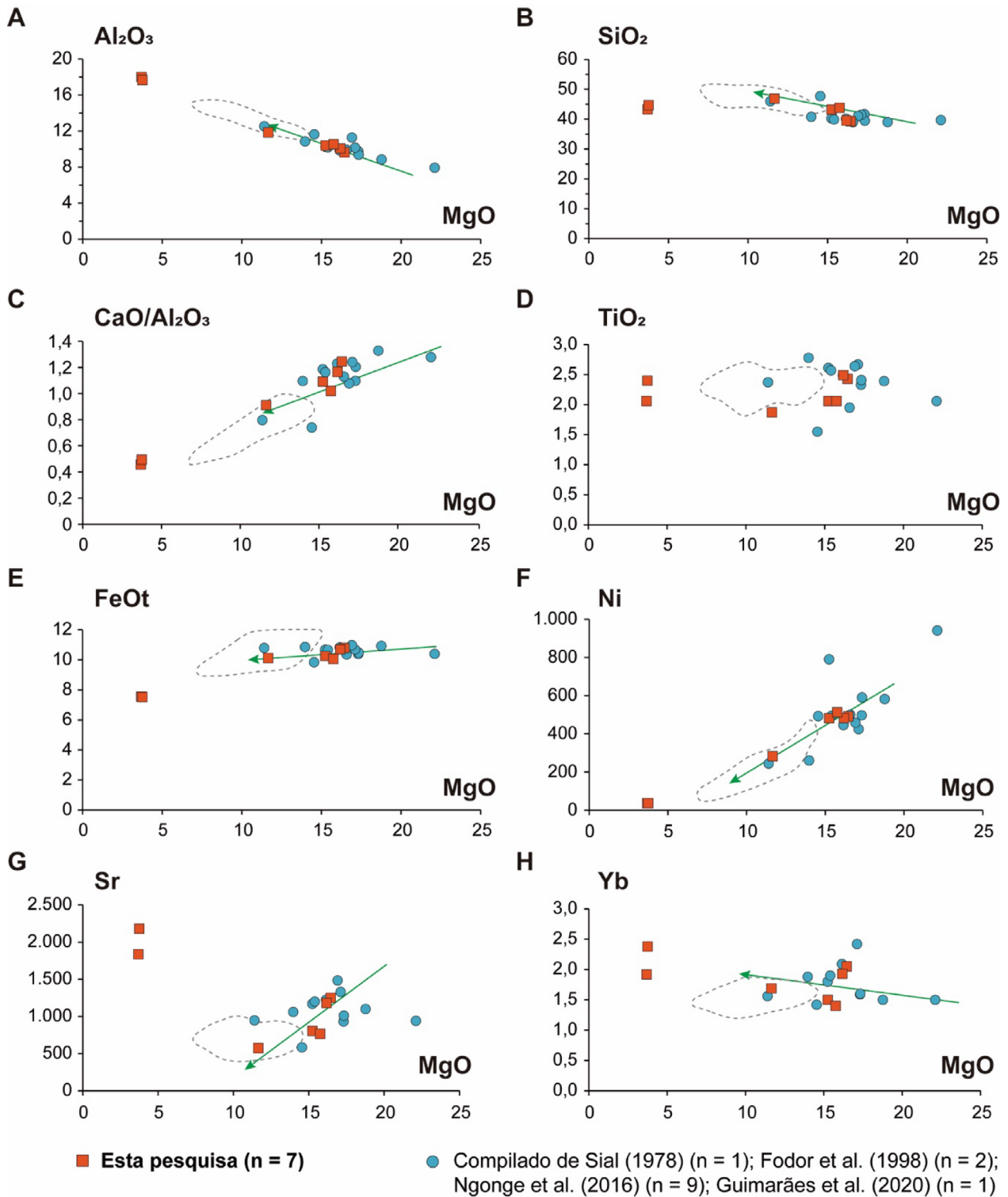
rochas mais finas mais primitivas e as rochas mais grossas mais evoluídas.

Além dos critérios petrográficos referidos anteriormente, os efeitos da cristalização fracionada na evolução desses magmas são observados em suas características químicas, considerando as relações entre MgO, óxidos e elementos traço em diagramas binários (Figura 9).

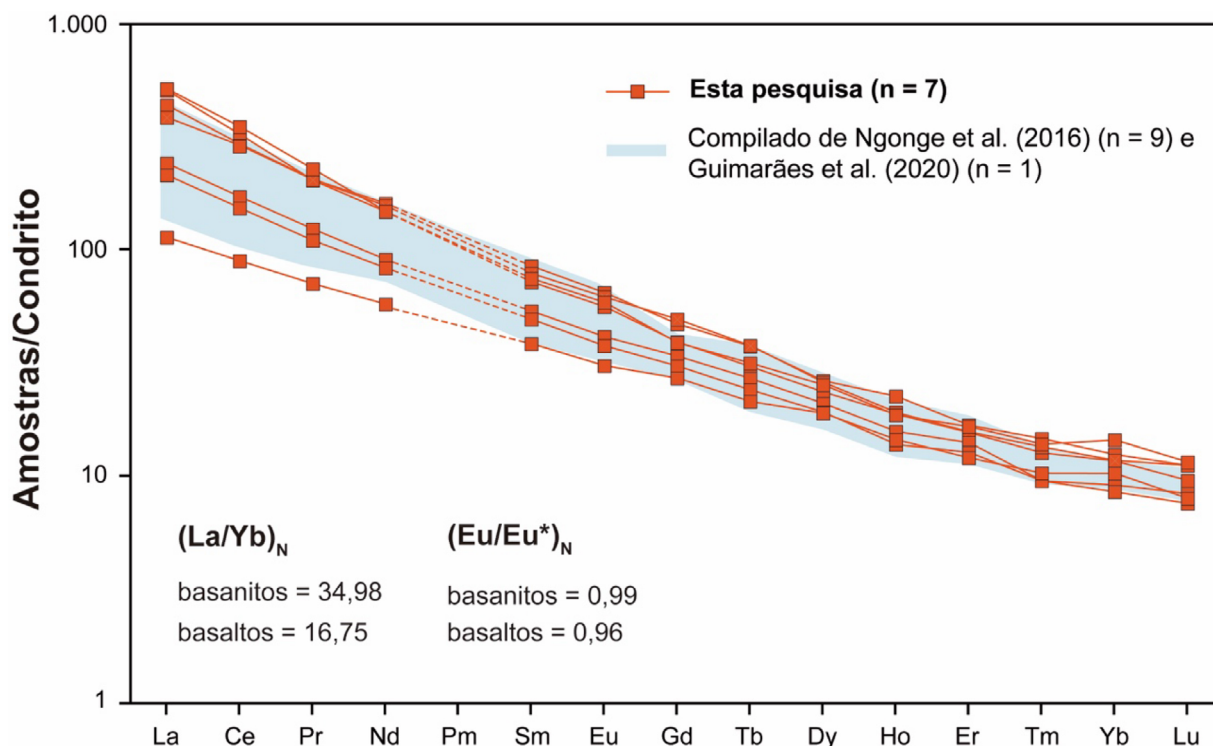
O fracionamento de olivina é corroborado por forte correlação positiva entre Ni e MgO (Figura 9F). De forma semelhante, o fracionamento de clinopiroxênio é representado pela correlação positiva entre  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  e MgO, com diminuição de CaO

ao longo da diferenciação (Figura 9C). Consequentemente, o aumento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mostra que o fracionamento de plagioclásio não foi significativo, o que é corroborado pela ausência de anomalia de Eu [ $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N \approx 1$ ] (Figura 10).

A quantificação da cristalização fracionada nas rochas estudadas partiu da interpretação de diagramas bi-logarítmicos relacionando elementos traço incompatíveis e elementos traço compatíveis (Cocherie, 1986). A Figura 12 ilustra a relação de dois elementos compatíveis (Ni e Sr) com um incompatível (Yb). O critério utilizado para determinar se o elemento é compatível ou incompatível foi sua relação com



**Figura 9.** Diagramas binários para óxidos e elementos traço *versus* MgO (óxidos em %peso, elementos traço em ppm). Setas verdes indicam sentido do fracionamento. Em tracejado, distribuição das amostras do Campo Vulcânico Macaú (Ngonge et al., 2016), que incluem alguns corpos basálticos cenozoicos da região: Serrote Preto, Serra Aguda e Pico do Cabugi.



**Figura 10.** Espectros de elementos terras raras normalizados pelo Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989). Anomalia de európio é dada por  $(Eu/Eu^*)_N$ , em que  $Eu = Eu_N$  e  $Eu^* = [(Sm_N + Gd_N)/2]$ .

MgO em diagramas binários, como mostram as Figuras 9F e 9G. Se há diminuição do elemento traço com a diferenciação (ou seja, com a diminuição de MgO), o elemento é compatível. Dessa forma, a distribuição das amostras sugere o predomínio do mecanismo de cristalização fracionada.

O modelamento de óxidos foi realizado com base em equações de balanço de massa segundo o algoritmo de Störmer Jr. e Nicholls (1978), utilizando os *softwares* MELTS (Ghiorso e Sack, 1995; Asimow e Ghiorso, 1998) e PetroMode (Christiansen, 2020). Do conjunto de dados reportados na Tabela 1, selecionamos as amostras DCO102 e SP3 como representativas das menos (MgO = 22,35 %peso, base anidra) e mais (MgO = 11,55 %peso, base anidra) evoluídas, respectivamente.

Embora com valores bem menores de MgO (~3,7 %peso, base anidra), as amostras VD13B e RZ21C não foram consideradas por apresentarem alta perda ao fogo ( $\pm 5\%$ ), sugerindo modificações químicas por processos *subsolidus* ou pós-magmáticos, além de destoarem do grupo principal em diversos plotes (exs. Figuras 6, 7A, 9B, 9D, 9E, 9G, 9H, 11A).

As composições químicas dos minerais utilizados no modelamento foram compiladas de testes com o MELTS e, então, inseridas na planilha do PetroMode. Desse modo, estão reportadas na Tabela 2 composições de olivina, nefelina, clinopiroxênio e magnetita. Adicionalmente, composições para

apatita e melilita foram compiladas de Deer et al. (1992) e perovskita de Mitchell (1972).

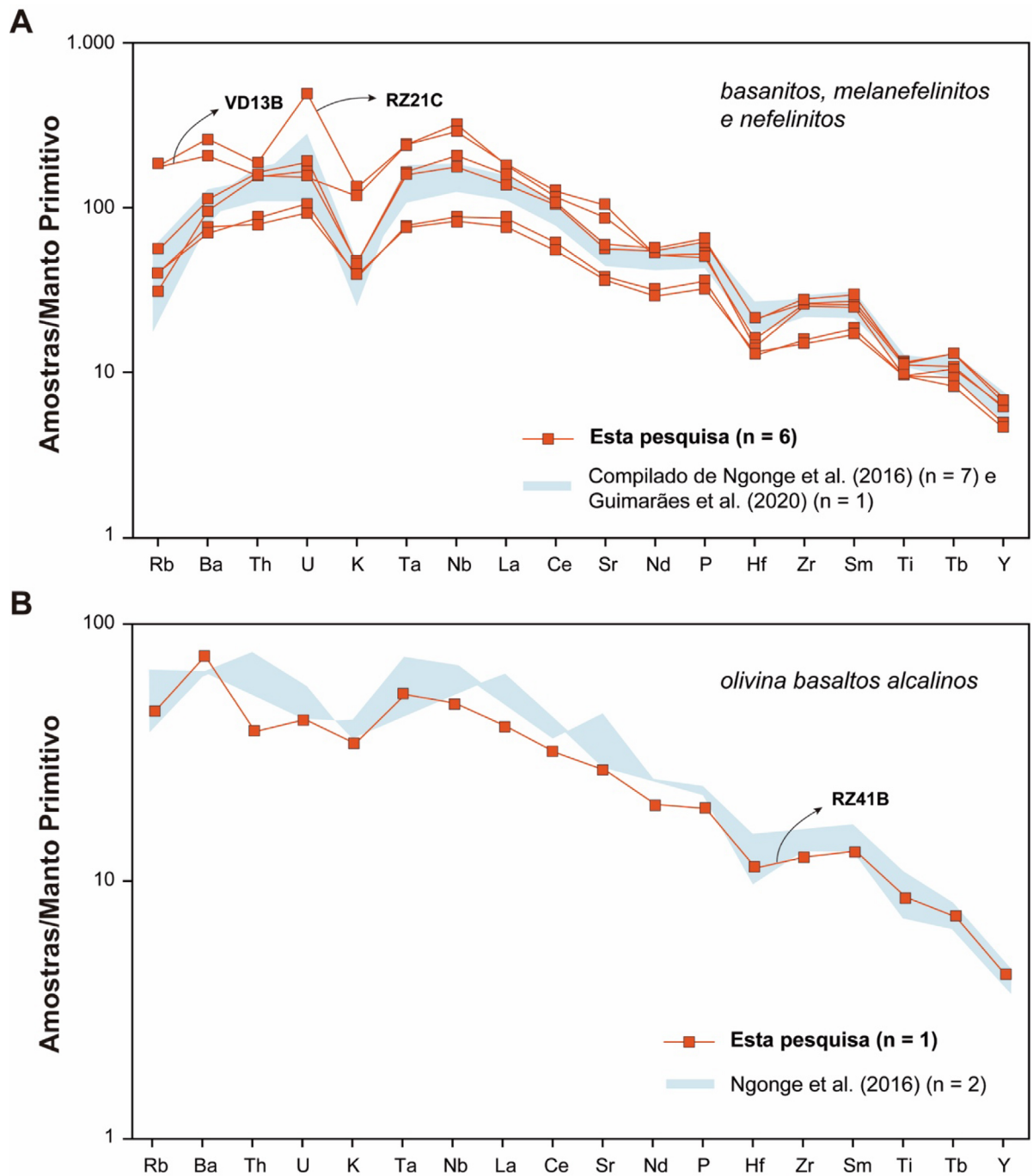
Testes com MELTS mostram taxa de cristalização de aproximadamente 30%, sob condições redox equivalentes ao tampão QFM (quartzo-faiálita-magnetita), para formar líquido com MgO similar ao da amostra SP3 (11,55% MELTS, SP3 11,39%) ou de 70% para líquido de MgO equivalente a VD13B/RZ21C (3,63% MELTS, VD13B/RZ21C 3,9%).

Essas situações são ilustradas nas Figuras 13A e 13B. No primeiro caso, o cumulado é composto essencialmente de olivina, enquanto, no segundo, de olivina e clinopiroxênio. Valores equivalentes são obtidos para pressões de 0,5, 1 e 2 kbar. Todavia, fracionamento de apenas olivina ou desse mineral com combinações de nefelina, clinopiroxênio e espinélio não permite ajustar os demais óxidos, especialmente CaO e Na<sub>2</sub>O. Isso foi obtido após simulações com adição de melilita, perovskita e apatita por meio do PetroMode.

O cumulado estimado, considerando o fracionamento de líquido DCO102 para o SP3, encontra-se na Tabela 3. Trata-se de um cumulado composto predominantemente de olivina (56,5%), melilita (19,6%) e nefelina (12,5%), com quantidades menores de magnetita (5,2%), apatita (3,6%) e perovskita (2,6%). Obteve-se taxa de cristalização de 64% e erro estatístico adequado ( $Sr^2 = 2,8$ ).

Para o modelamento geoquímico dos elementos traço, foi utilizada a equação de Rayleigh (1896) (Equação 1):





**Figura 11.** Diagramas multielementares de elementos traço normalizados. (A) Basanitos, melanefelinitos e nefelinitos; (B) olivina basaltos alcalinos. Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989).

$$C_L = C_0 F^{(D-1)}$$

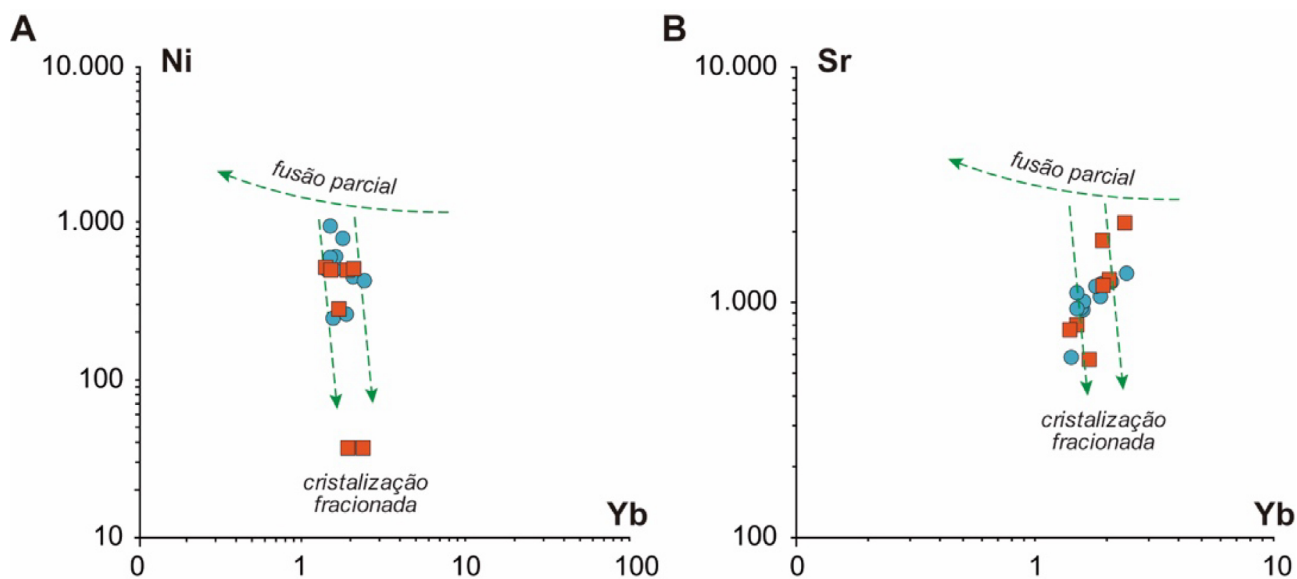
(1)  $F = (1 - CF)$  = taxa de fusão (com CF igual à taxa de cristalização fracionada);  
 $D$  = coeficiente de distribuição global.

Em que:

$C_0$  = concentração do elemento traço no suposto magma progenitor;

$C_L$  = concentração do elemento traço no magma fracionado;

Os coeficientes de partição utilizados são referidos ao Geochemical Earth Reference Model (GERM) (Nielsen,



**Figura 12.** Distribuição das amostras em diagramas bi-logarítmicos relacionando elementos compatíveis e incompatíveis (eixos y e x, respectivamente, ambos em ppm), segundo Cocherie (1986). (A) Yb versus Ni; (B) Yb versus Sr.

**Tabela 2.** Composição química dos minerais utilizados no modelamento de óxidos. Os dados de melilita, apatita e perovskita foram retirados de Mitchell (1972) e Deer et al. (1992). Posteriormente, foram recalculados para base anidra e inseridos no Petromode.

	Olivina	Nefelina	Clinopiroxênio	Magnetita	<sup>a</sup> Melilita	<sup>a</sup> Apatita	<sup>b</sup> Perovskita
	MELTS 30% CF	MELTS 30% CF	MELTS 30% CF		MELTS 30% CF		
Oxidos (%peso)							
SiO <sub>2</sub>	40,43	41,36	44,44	0,09	42,93	0,53	0,2
TiO <sub>2</sub>			5,29	8,19	0,12		56,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		35,09	5,89	3,2	6,61		0,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	10,33		8,75	85,93	5,31	1,65	1,4
MnO	0,25			0,37	0,08		
MgO	47,93		12,14	2,22	7,5	0,1	0,14
CaO	1,06	2,12	22,72		33,36	55,42	40,6
Na <sub>2</sub> O		14,3	0,77		3,76		0,66
K <sub>2</sub> O		7,12			0,33		0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						42,3	

CF: cristalização fracionada; <sup>a</sup>Deer et al. (1992); <sup>b</sup>Mitchell (1972).

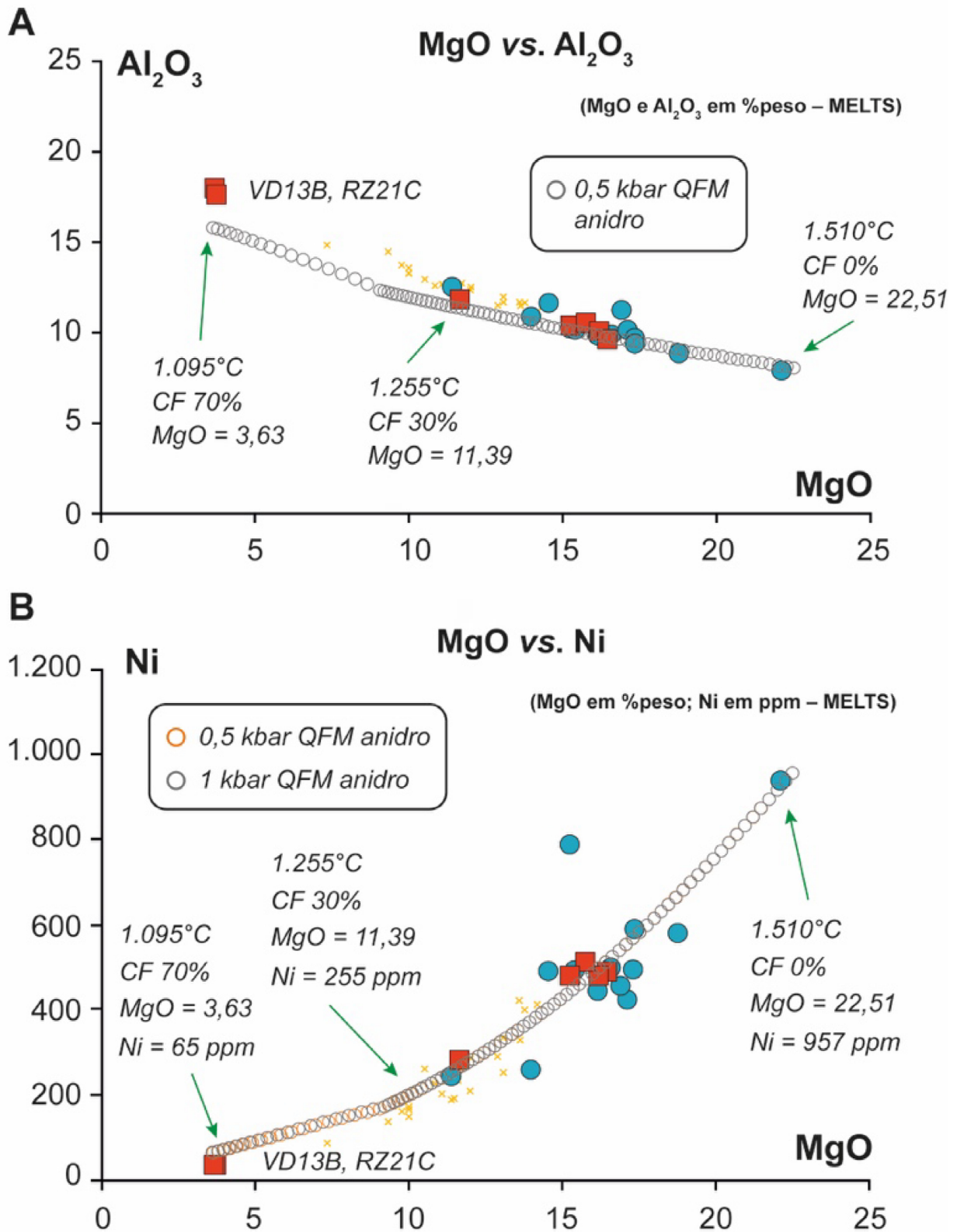
2021), incluindo dados de Onuma et al. (1981), Corgne et al. (2005), Chakhmouradian et al. (2013) e Minissale et al. (2019).

O diagrama da Figura 14 compara a concentração dos ETRs em líquidos modelados com a amostra mais diferenciada (SP3), considerando cristalização fracionada entre 64 e 70%. Para obter melhores ajustes, o modelamento considerou os maiores valores de coeficientes de partição em rochas basálticas (e alcalinas insaturadas) disponíveis na literatura. A presença de perovskita e apatita no cumulado como fases acessórias (<4%) possibilitou o ajuste da curva,

não alcançado em tentativas preliminares com diferentes composições. Assim, essas fases possuem papel importante na retenção de ETRs (fortemente compatíveis nesses minerais) ao longo do fracionamento, permitindo o ajuste da curva modelada à curva da amostra mais diferenciada (SP3).

#### *Contaminação crustal e alterações pós-magmáticas*

Aspectos petrográficos indicam contaminação crustal pouco expressiva. Tanto os basanitos como os basaltos hospedam



CF: cristalização fracionada.

**Figura 13.** Testes realizados no software MELTS. (A) MgO versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (em %peso); (B) MgO versus Ni (em %peso e ppm, respectivamente).

**Tabela 3.** Resultados do modelamento geoquímico da cristalização fracionada com base na concentração de óxidos em base anidra.

	Magma progenitor (C <sub>0</sub> )	Magma fracionado (C <sub>1</sub> )	Magma calculado (C <sub>1'</sub> )	Cumulato
	DCO102	SP3	CF = 64%	Sr <sup>2</sup> = 2,8
<i>Óxidos (%peso)</i>				
SiO <sub>2</sub>	40,13	46,62	46,58	36,44
TiO <sub>2</sub>	2,08	2,40	2,34	1,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,01	12,70	11,78	5,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	11,69	12,16	12,04	11,48
MnO	0,18	0,15	0,19	0,18
MgO	22,35	11,55	11,33	28,66
CaO	10,24	10,11	9,85	10,46
Na <sub>2</sub> O	3,01	2,52	3,84	2,54
K <sub>2</sub> O	1,15	1,28	1,50	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,16	0,52	0,55	1,51
<i>Elementos traço (ppm)*</i>				
Ba	571	458	1.070,09	
Co	105	51,7	42,77	
Hf	5,3	4,7	10,92	
Nb	102	48,7	159,53	
Ni	941	244,9	208,60	
Rb	19	42,2	40,82	
Sr	940	947,5	987,42	
Ta	5,6	3	11,65	
Th	12,9	4,5	11,90	
U	3,3	0,9	5,56	
Y	27	22,5	50,10	
Zr	263	179,6	483,82	
% cristalização fracionada (CF) = 64				
<i>Cumulato (%peso)</i>				
Olivina	56,5			
Melilita	19,6			
Nefelina	12,5			
Magnetita	5,2			
Apatita	3,6			
Perovskita	2,6			
Sr <sup>2</sup>	2,8			

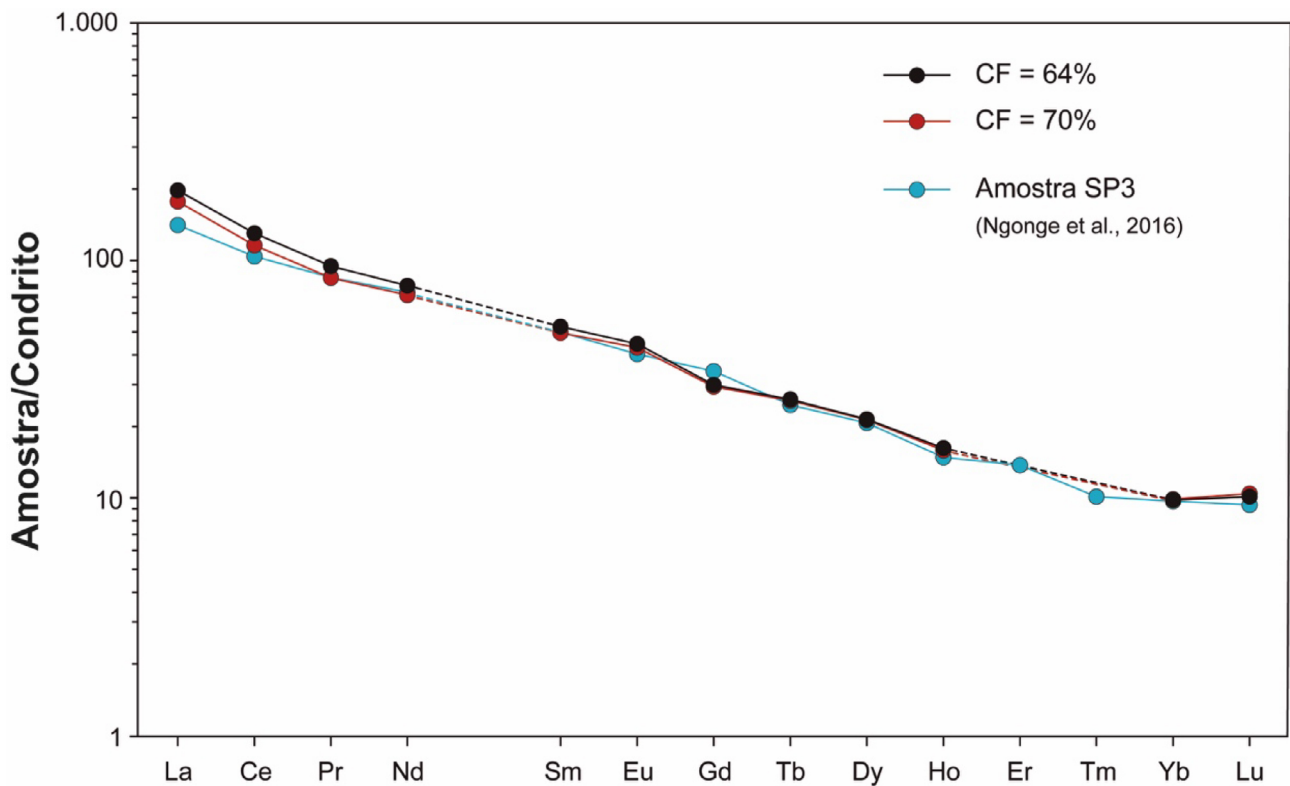
\*Dados de elementos traço para o magma calculado (C<sub>1'</sub>) obtidos por meio de modelamento de geoquímico dos elementos traço com base em Rayleigh (1896).

xenólitos ultramáficos (peridotíticos) em escalas microscópica e macroscópica (Figura 3F). Além disso, não apresentam xenocristais de minerais comuns na crosta, como quartzo e feldspatos, sugerindo transporte magmático relativamente rápido através da litosfera.

As amostras VD13B e RZ21C apresentam alterações pós-magmáticas significativas. Em termos petrográficos, essas rochas exibem partes da matriz microcristalina e fenocristais com variados graus de alteração para hidróxido de ferro (Figuras 5A e 5B). Em termos geoquímicos, diferem das demais amostras em todos os diagramas apresentados. Entre os óxidos, apresentam teores mais elevados

de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 8,5%; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O = 1,14%), de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 18%) e de perda ao fogo (PF > 5%), além de menor MgO (MgO = 4%). No diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), plotam entre os campos de basanitos e fono-tefitos.

A influência de fluidos meteóricos causando remobilização de elementos e alterações por hidratação é uma alternativa para explicar as diferenças composicionais. Rochas com essa assinatura geoquímica são descritas também por Silveira (2006) em corpos ígneos no entorno do Serra Preta, como o Pico do Cabugi (26,5 km a sul) e o Serra Aguda (6,3 km a sudeste). Além disso, alterações por hidratação e carbonatação são reportadas em Terra et al. (2016) em



CF: cristalização fracionada.

**Figura 14.** Espectros de elementos terras raras normalizados pelo Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) mostrando curvas calculadas para 64 – 70% de cristalização fracionada (Rayleigh, 1896). Composição inicial ( $C_0$ ) = amostra DCO102 de Ngonge et al. (2016) (menos diferenciada). Composição do líquido fracionado ( $C_1$ ) = amostra SP3 de Ngonge et al. (2016) (mais diferenciada). Dados detalhados na Tabela 3. Retas tracejadas sinalizam indisponibilidade de dados de coeficientes de partição para os elementos Er e Tm em nefelina e magnetita na literatura.

microgabros cenozoicos do *plug* São João (5 km a nordeste), associadas a eventos pirometamórficos em sistema aberto.

Para verificar a possibilidade de assimilação crustal seguida de cristalização fracionada (AFC), aplicamos as equações de mistura de DePaolo (1981) e as composições de elementos traço do manto metassomatizado de Menzies et al. (1987; amostra RS1) e crosta continental de Condie (1993). As Figuras 15A e 15B mostram o modelamento para Rb, Sr e Ni assumindo magma basáltico contaminado por 10% de crosta continental, seguido por fracionamento do cumulado determinado por meio do MELTS/PetroMode. Os resultados indicam inexistência (ou assimilação inexpressiva) de material crustal.

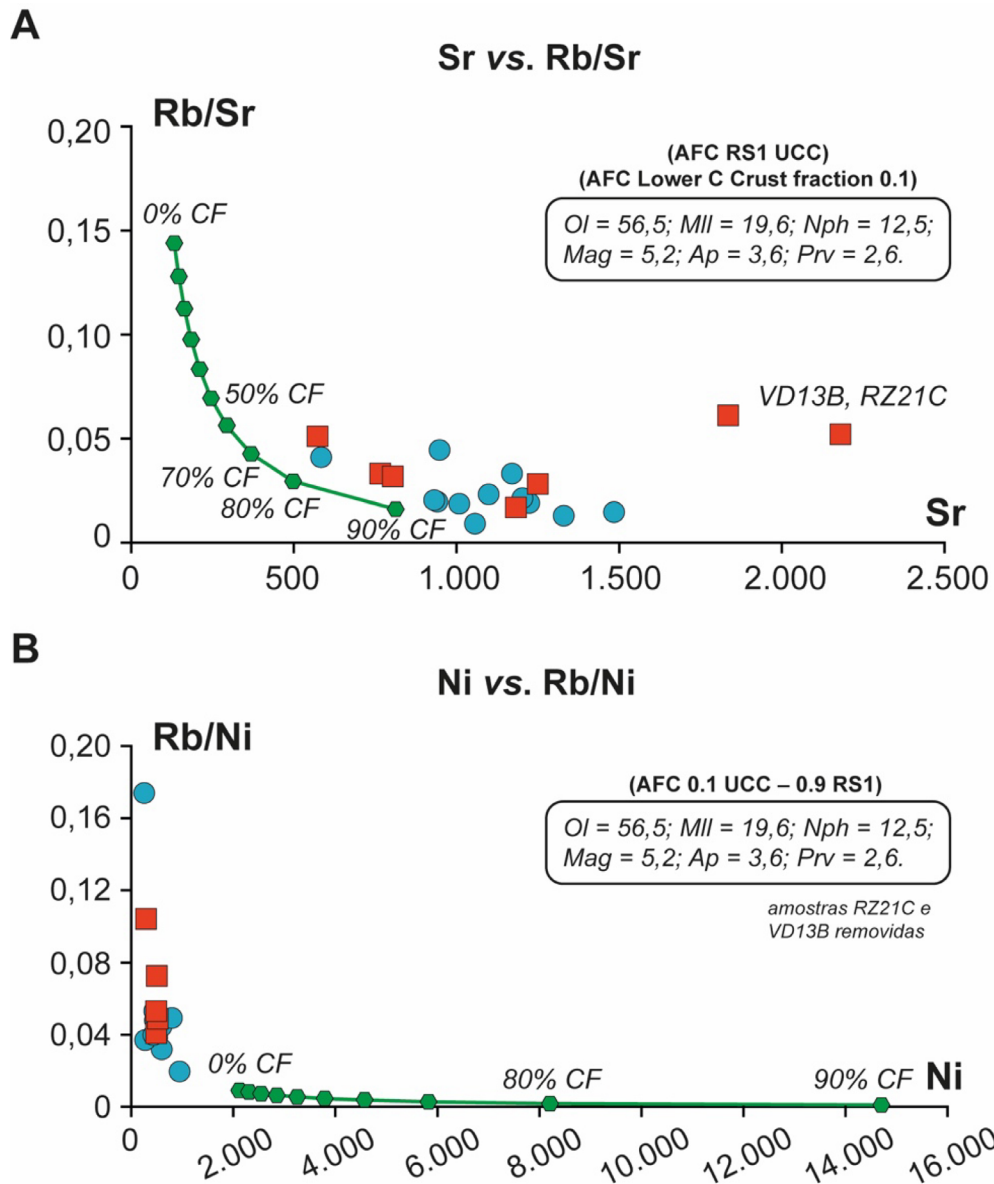
#### *Gênese de magma por fusão parcial em equilíbrio*

Como demonstrado, a variação de elementos traço pode fornecer informações importantes sobre as características da fonte magmática, além de ser uma ferramenta de modelamento petrológico de corpos ígneos (e.g. Aldanmaz et al., 2006; Gao et al., 2021). Considerando a natureza relativamente primitiva desses magmas, estimar as condições de

fusão parcial com base nesses elementos é uma alternativa para explicar a gênese das amostras mais primitivas ( $\text{SiO}_2 < 40\%$ ;  $\text{MgO} > 15\%$ ;  $\text{Ni} > 200$  ppm).

A Figura 10 exibe um padrão de ETRs fortemente inclinado, ou seja, com fracionamento significativo de terras raras leves em relação a terras raras pesadas. Esse padrão pode ser associado à retenção de elementos terras raras médios (ETRM) e elementos terras raras pesadas (ETRP) em uma fonte contendo granada, controlada pelos coeficientes de partição mineral/líquido ( $Kd_{grt/liq}^{Tb} = 1,70$  e  $Kd_{grt/liq}^{Yb} = 6,25$ ) (Hauri et al., 1994; Adam e Green, 2006).

Dessa forma, as elevadas razões  $(\text{La}/\text{Yb})_N = \sim 17-35$  e  $(\text{Tb}/\text{Yb})_N = \sim 2,88$ , bem como a ausência de anomalias de Sr (Green et al., 2000), sugerem fusão parcial de uma fonte do tipo granada-peridotito. Essa interpretação é corroborada pela literatura disponível sobre as características do manto sublitosférico do qual teriam derivado os magmas alcalinos do Magmatismo Macau-Queimadas (Ngonge et al., 2016) e por estimativas geobarométricas baseadas em xenólitos peridotíticos (Sial, 1977; Princivalle et al., 1994; Rivalenti et al., 2000).



CF: cristalização fracionada; Ol: olivina; Mll: melilita; Nph: nefelina; Mag: magnetita; Ap: apatita; Prv: perovskita.

**Figura 15.** Modelamento de *assimilation and fractional crystallization* (AFC) baseado nas equações de DePaolo (1981) para analisar a possibilidade de assimilação crustal seguida de cristalização fracionada (AFC). (A) Sr versus Rb/Sr (em ppm); (B) Ni versus Rb/Ni (em ppm).

As anomalias negativas de Rb e K também podem indicar variações composicionais na fonte. Silveira (2006) e Ngonge et al. (2016) reportam flogopita ou K-anfibólio residual como as fases responsáveis por esse empobrecimento, fundamentado pelos elevados coeficientes de partição entre flogopita e anfibólio e líquidos basaníticos para os referidos elementos (LaTourrette et al., 1995).

Nesse contexto, os graus de fusão foram estimados de forma simplificada utilizando a equação de fusão parcial em equilíbrio de Shaw (1970) (Equação 2).

$$C_L = C_0/[D+F(1-D)] \quad (2)$$

Em que:

$C_0$  = concentração do elemento traço na fonte a ser fundida;

$C_L$  = concentração do elemento traço no líquido gerado (*melt*);

D = coeficiente de partição global;

F = taxa de fusão parcial.

Os coeficientes de partição foram obtidos no banco de dados GERM (Nielsen, 2021).



A composição inicial  $C_0$  foi assumida como a amostra RS1, de Menzies et al. (1987), simbolizando o manto enriquecido. As composições modais utilizadas nos testes são baseadas em xenólitos lherzolíticos hospedados em centros vulcânicos do Magmatismo Macau-Queimadas (Rivalenti et al., 2007; Liu et al., 2019), com adição de pequenas quantidades de granada, flogopita e anfibólio. O melhor ajuste foi obtido com a amostra 16CA11, de Liu et al. (2019).

Os resultados são apresentados na Figura 16 com base na variação de La, Sm e Yb, representando o comportamento dos elementos terras raras leves, médios e pesados, respectivamente. A escolha desses elementos considera também o fato de granada ser uma fase em equilíbrio com o manto superior capaz de reter tanto terras raras médios como pesados (Hauri et al., 1994), o que leva a ajustes adequados das razões  $(La/Yb)_N$  e  $(Sm/Yb)_N$ , resultando, assim, nos espectros de ETR da Figura 10.

A maioria das amostras menos evoluídas, ou seja, com  $SiO_2 < 40$  %peso,  $MgO > 15$  %peso e  $Ni > 200$  ppm, situa-se próxima das curvas calculadas para granada lherzolitos com diferentes proporções de flogopita e anfibólio (1% grt, 4% phl, 4% amp). Uma amostra plota na curva calculada

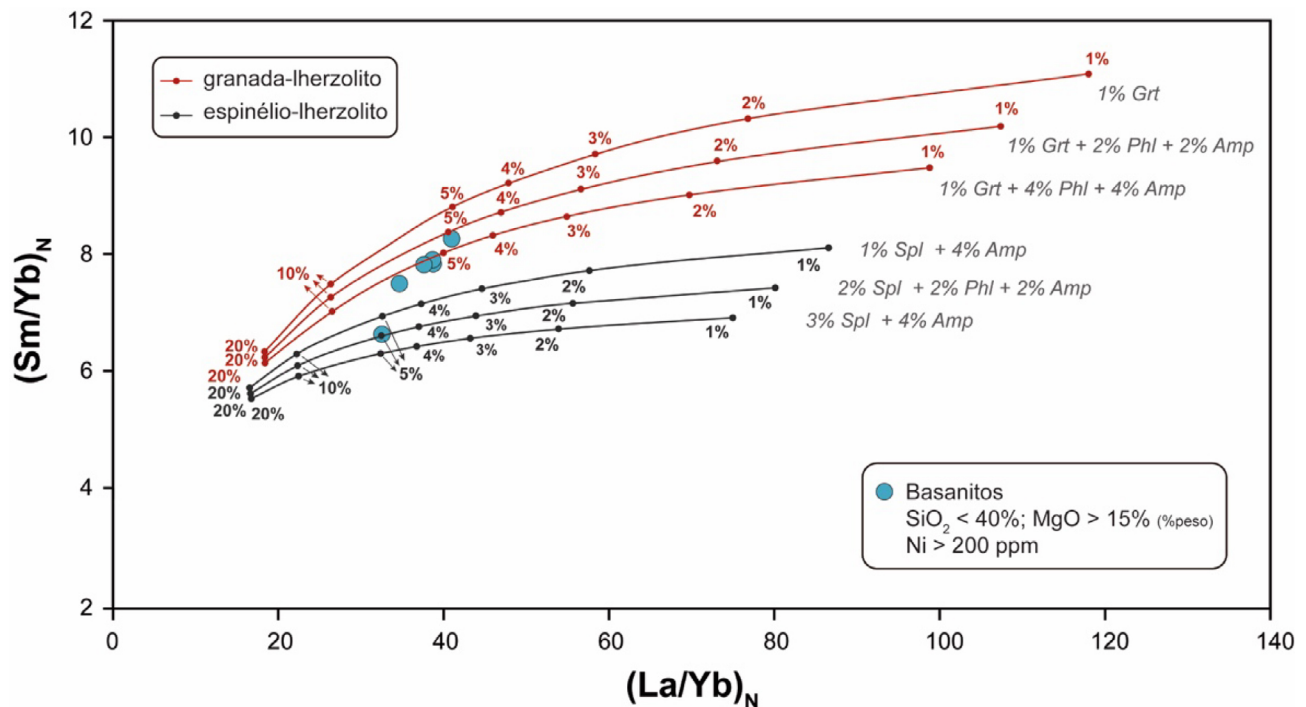
para espinélio lherzolito, também com diferentes proporções desses minerais (2% spl, 2% phl, 2% amp).

Essa distribuição indica baixa taxa de fusão ( $< 5\%$ ) para a geração dos magmas basaníticos mais primitivos. Além disso, sugere a zona de transição espinélio peridotito — granada peridotito como a profundidade mínima para a fusão parcial. De acordo com Klemme e O'Neill (2000), a zona de transição inicia em  $\sim 80$  km, o que se aproxima da dedução barométrica de Sial (1977), que indicou profundidades entre 55 e 64 km para geração desses magmas.

### Contexto tectônico e mecanismo de colocação

A aparente não progressão temporal e os limitados volumes de magma dos centros vulcânicos cenozoicos do extremo NE do Brasil são explicados na literatura pela manifestação de células de convecção de pequena escala, formadas em razão da variação de espessura da litosfera no limite continente-oceano (Knesel et al., 2011).

A arquitetura diferenciada da litosfera sob a Província Borborema é reportada também em Guimarães et al. (2020) como uma alternativa para explicar esse vulcanismo.



Grt: granada; Phl: flogopita; Amp: anfibólio; Spl: espinélio.

**Figura 16.** Resultados do modelamento geoquímico com base na equação de fusão parcial em equilíbrio de Shaw (1970), utilizando as amostras menos diferenciadas para investigar o grau de fusão parcial da fonte. Composição inicial ( $C_0$ ) = amostra RS1 de Menzies et al. (1987) ( $La = 7$ ;  $Sm = 1,9$ ;  $Yb = 0,42$  em ppm) representando manto enriquecido. Composição modal de referência = amostra 16CA11 de Liu et al. (2019) (72% olivina; 8% ortopiroxênio; 18% clinopiroxênio; 2% espinélio), acrescida de diferentes proporções de granada, flogopita e anfibólio (72–65% olivina; 8% ortopiroxênio; 18% clinopiroxênio; 1% granada; 1–3% espinélio; 2–4% flogopita; 2–4% anfibólio).

A assinatura geoquímica e a distribuição geográfica dos corpos ígneos seriam controladas por heterogeneidades na interface litosfera-astenosfera, também observadas na margem africana conjugada.

Para Guimarães et al. (2020), durante a aglutinação do Supercontinente Gondwana, o manto sublitosférico tornou-se mais espesso e seu reequilíbrio térmico foi acompanhado pela percolação de fluidos metassomáticos. Assim, uma zona enriquecida em H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> e outros voláteis foi criada na astenosfera, possibilitando a cristalização de novas fases minerais.

A instabilidade trazida pelo rifteamento iniciado no meso-cenozoico possibilitou que partes dessa astenosfera migrasse para regiões mais delgadas da litosfera continental, onde baixos graus de fusão por descompressão do manto enriquecido produziram magmas como o de Serra Preta e adjacências (Guimarães et al., 2020).

No que se refere ao mecanismo de colocação na crosta continental rasa, com base na análise de modelos digitais de elevação (e.g. sensor ETM+ e *Shuttle Radar Topography Mission* — SRTM) e em dados de campo, os corpos ígneos de Serra Preta são interpretados nesta pesquisa como um sistema de diques (corpo maior) e *plugs* adjacentes (corpos menores). Essa geometria aflorante sugere alojamento magmático com controle tectônico.

O conduto principal do sistema de diques, com cerca de 3 km de extensão, é resultado do preenchimento de transcorrências dextróginas NNW-SSE que controlam um alinhamento local de centros vulcânicos (Figura 2). Os condutos secundários são equivalentes a fraturas de segunda ordem de direção NE-SW. Os *plugs* menores provavelmente resultam de descontinuidades geradas nas terminações de transcorrências, como estruturas do tipo *pull-apart*.

O mecanismo de alojamento proposto é suportado pela tectônica pós-rifte reportada em Bezerra et al. (2020) para a área estudada. Segundo esses autores, durante o Mioceno, o sistema local de tensões transitava entre compressão ( $\sigma_1$ ) sub-horizontal norte-sul, que perdeu até metade do Mioceno, para compressão sub-horizontal leste-oeste, reativando falhas transcorrentes ao longo do Cenozoico (Bezerra et al., 2020).

## CONCLUSÕES

A integração dos dados de campo, petrográficos e geoquímicos de rocha total apresentados nesta pesquisa resultou nas seguintes conclusões:

- O vulcanismo da região de Serra Preta ocorreu de forma tectono-controlada; o corpo maior corresponde a um sistema de diques facilitado por falhas transcorrentes e fraturas de segunda ordem;
- O regime tectônico local atuante no período do alojamento magmático é coerente com o mecanismo de colocação interpretado;

- Entre as rochas ígneas, as fácies petrográficas descritas indicam resfriamento final em nível crustal raso de rochas vulcânicas (olivina basaltos) e intrusivas rasas (nefelina microgabros);
- Composições químicas de rocha total confirmam a natureza alcalina e relativamente primitiva desses magmas. A forte insaturação em sílica é refletida também na composição normativa CIPW;
- Diagramas binários (considerando MgO em %peso como índice de diferenciação) e AFM sugerem mecanismos de diferenciação controlados principalmente por fracionamento de olivina forsterítica e clinopiroxênio;
- Modelamento geoquímico sugere que a evolução petrogenética teria ocorrido em dois estágios: taxa de fusão parcial < 5% de manto enriquecido (granada-lherzolito contendo flogopita  $\pm$  anfibólio) gerando nefelinitos/melanefelinitos primitivos em profundidade mínima definida pela zona de transição espinélio peridotito – granada peridotito; e diferenciação desses nefelinitos, com olivina, melilita, nefelina, magnetita, apatita e perovskita no cumulado. A cristalização fracionada dos nefelinitos originou, portanto, os basanitos mais evoluídos e os olivina basaltos alcalinos.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) a bolsa concedida à primeira autora e ao Projeto CNPq 408607/2018-1 (coordenado pelo Prof. Dr. Zorano Sergio de Souza), a partir do qual foi possível a aquisição dos dados geoquímicos. Agradecemos também ao Departamento de Geologia (DGEO) e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) a infraestrutura e o apoio logístico.

## REFERÊNCIAS

- Adam, J., Green, T. (2006). Trace element partitioning between mica-and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 1-17. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0085-4>
- Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N., Gourgaud A. (2006). Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos*, 86(1-2), 50-76. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.003>

- Ali, S., Ntaflou, T. (2011). Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region. *Lithos*, 121(1-4), 176-188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.001>
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Mizusaki, A. M. P. (1996). Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3), 125-138.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. (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., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. (2006). Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte*. Escala 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN.
- Asimow, P. D., Ghiorso, M. S. (1998). Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83, 1127-1131. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1022>
- Bertani, R. T., Neto, A. F. A., Matos, R. M. D. (1987). O habitat do petróleo e as perspectivas exploratórias da Bacia Potiguar emersa. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 1, 41-49.
- Bezerra, F. H., Castro, D. L., Maia, R. P., Sousa, M. O. L., Lima, E. N. M., Rossetti, D. F., Bertotti, G., Souza, Z. S., Nogueira, F. C. C. (2020). Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil—Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. *Marine and Petroleum Geology*, 111, 88-104. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001>
- Chakhmouradian, A. R., Reguir, E. P., Kamenetsky, V. S., Sharygin, V. V., Golovin, A. V. (2013). Trace-element partitioning in perovskite: implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated rocks. *Chemical Geology*, 353, 112-131. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.007>
- Christiansen, E. H. (2020). *PetroMode*. Brigham Young University. Disponível em: <http://hdl.lib.byu.edu/1877/2708>. Acesso em: 22 abr. 2022.
- Cocherie, A. (1986). Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica*, 50(11), 2517-2522. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90034-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90034-7)
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104(1-4), 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Corgne, A., Liebske, C., Wood, B. J., Rubie, D. C., Frost, D. J. (2005). Silicate perovskite-melt partitioning of trace elements and geochemical signature of a deep perovskitic reservoir. *Geochimica et Cosmochimica*, 69(2), 485-496. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.041>
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. Harlow: Longman House.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Di Giuseppe, P., Agostini, S., Lustrino, M., Karaoglu, O., Savascin, M. Y., Manetti, P., Yalcin, E. (2017). Transition from compression to strike-slip tectonics revealed by Miocene–Pleistocene volcanism west of the Karlova triple junction (East Anatolia). *Journal of Petrology*, 58(10), 2055-2087. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx082>
- Ernst, R. E., Buchan, K. L. (1997). Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 100, 297-334. <https://doi.org/10.1029/GM100p0297>
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21(3-4), 291-306. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(78\)90050-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(78)90050-5)
- Fodor, R. V., Mukasa, S. B., Sial, A. N. (1998). Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, 43(4), 197-217. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00012-7)
- Françolin, J. B. L., Szatmari, P. (1987). Mecanismo de riftamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2), 196-207.
- Frey, F. A., Green, D. H., Roy, S. D. (1978). Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19(3), 463-513. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.3.463>

- Gao, X., Yu, S., Peng, Y., Lv, P., Wang, M., Liu, Y., Li, S., Jiang, X., Ji, W., Li, C. (2021). Insights into OIB-like magmatism contemporaneous with oceanic subduction: Petrogenetic constraints on the Kendelong metagabbro in the North Qaidam. *Lithos*, 392-393, 106130. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106130>
- Ghiorso, M. S., Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212. <https://doi.org/10.1007/BF00307281>
- Grapes, R. H. (2011). *Pyrometamorphism*. Berlin: Springer Verlag. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-15588-8\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-15588-8_1)
- Green, T. H., Blundy, J. D., Adam, J., Yaxley, G. M. (2000). SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1,080–1,200°C. *Lithos*, 53(3-4), 165-187. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00023-2)
- Guimarães, A. R. (2018). *Cenozoic volcanism in Northeast Brazil and its links to the Cameroon Line*. Tese (Doutorado). Edinburgh: School of Geosciences, University of Edinburgh. Disponível em: <http://hdl.handle.net/1842/35765>. Acesso em: 19 abr. 2022.
- Guimarães, A. R., Fitton, J. G., Kirstein, L. A., Barfod, D. N. (2020). Contemporaneous intraplate magmatism on conjugate South Atlantic margins: A hotspot conundrum. *Earth and Planetary Science Letters*, 536, 116147. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116147>
- Guimarães, I. P. (1982). *Petrologia e geoquímica da Província Alcalina Terciária de Fortaleza – CE*. Dissertação (Mestrado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco.
- Haller, M. J., Massaferrero, G. I., Alric, V. I., Navarrete, C. R., Menegatti, N. (2020). Cenozoic intraplate magmatism of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102650. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102650>
- Hauri, E. H., Wagner, T. P., Grove, T. L. (1994). Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, 117(1-4), 149-166. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90126-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90126-0)
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Macedo Filho, A. A., Fossen, H., Ernst, R. E., Castro, D. L., Melo, A. C., Oliveira, A. L. (2019). The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP). In: R. K. Srivastava, R. E. Ernst, P. Peng (Eds.). *Dyke swarms of the world: a modern perspective*. Singapore: Springer Geology, p. 87-110. [https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1\\_3](https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1_3)
- Irvine, T. N. J., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Klemme, S., O'Neill, H. StC. (2000). The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(3), 237-248. <https://doi.org/10.1007/s004100050560>
- Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Cohen, B. E., Silveira, F. V. (2011). Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 38-50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.036>
- LaTourrette, T., Hervig, R. L., Holloway, J. R. (1995). Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), 13-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4)
- Le Bas, M. J. (1989). Nephelinitic and basanitic rocks. *Journal of Petrology*, 30(5), 1299-1312. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.5.1299>
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Liu, S., Tommasi, A., Vauchez, A., Mazzucchelli, M. (2019). Crust-mantle coupling during continental convergence and break-up: Constraints from peridotite xenoliths from the Borborema Province, northeast Brazil. *Tectonophysics*, 766, 249-269. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.017>
- Matos, R. M. D. (1992). The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4), 766-791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>
- Menzies, M., Rogers, N., Tindle, A., Hawkesworth, C. (1987). Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. In: M. K. Menzies, C. J. Hawkesworth (Eds.). *Mantle Metasomatism*. Londres: Academic Press, p. 313-361.

- Middlemost, E. A. K. (1975). The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4), 337-364. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(75\)90039-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(75)90039-2)
- Minissale, S., Zanetti, A., Tedesco, D., Morra, V., Melluso, L. (2019). The petrology and geochemistry of Nyiragongo lavas of 2002, 2016, 1977 and 2017 AD, and the trace element partitioning between melilitite glass and melilite, nepheline, leucite, clinopyroxene, apatite, olivine and Fe-Ti oxides: a unique scenario. *Lithos*, 332-333, 296-311. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.023>
- Mitchell, R. H. (1972). Composition of perovskite in kimberlite. *American Mineralogist*, 57(11-12), 1748-1753.
- Morishita, T., Hirano, N., Sumino, H., Sato, H., Shibata, T., Yoshikawa M., Arai, S., Nauchi, R., Tamura, A. (2020). Alkali basalt from the Seifu Seamount in the Sea of Japan: post-spreading magmatism in a back-arc setting. *Solid Earth*, 11, 23-36. <https://doi.org/10.5194/se-2019-116>
- Ngonge, E. D., Hollanda, M. H. B. M., Pimentel, M. M., Oliveira, D. C. (2016). Petrology of the alkaline rocks of the Macau Volcanic Field, NE Brazil. *Lithos*, 266-267, 453-470. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.008>
- Nielsen, R. (2021). *Geochemical Earth Reference Model (GERM) partition coefficient (Kd) database*. Disponível em: <https://earthref.org/KDD/>. Acesso em: 14 jun. 2021.
- Onuma, N., Ninomiya, S., Nagasawa, H. (1981). Mineral/groundmass partition coefficients for nepheline, melilite, clinopyroxene and perovskite in melilite-nepheline basalt, Nyiragongo, Zaire. *Geochemical Journal*, 15(4), 221-228. <https://doi.org/10.2343/geochemj.15.221>
- Oyan, V. (2018). Petrogenesis of the Quaternary mafic alkaline volcanism along the African-Anatolian plates boundary in Turunçlu-Delihalil (Osmaniye) region in southern Turkey. *Lithos*, 314-315, 630-645. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.008>
- Paiva, H. S. (2004). *Caracterização geológica e petrografia de corpos vulcânicos cenozóicos na região de Lajes a Pedro Avelino-RN*. Monografia de Graduação. Natal: Departamento de Geologia - UFRN.
- Pessoa Neto, O. C., Soares, U. M., Silva, J. G. F., Roesner, E. H., Florencio, C. P., Souza, C. A. V. (2007). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 357-369.
- Princivalle, F., Salviulo, G., Fabro, C., Demarchi, G. (1994). Inter-and intra-crystalline temperature and pressure estimates on pyroxenes from NE Brazil mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(1-2), 1-6. <https://doi.org/10.1007/BF00310685>
- Rao, A. B., Sial, A. N. (1972). Observations on alkaline plugs near Fortaleza city, Ceará State, Brazil. *24th International Geological Congress*, 14, 56-61. Montréal: Canada. Disponível em: [https://www.researchgate.net/publication/230794263\\_Observations\\_on\\_alkaline\\_plugs\\_near\\_Fortaleza\\_Ceara\\_state\\_Brazil](https://www.researchgate.net/publication/230794263_Observations_on_alkaline_plugs_near_Fortaleza_Ceara_state_Brazil). Acesso em: 19 abr. 2022.
- Rayleigh, J. W. S. (1896). Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42(259), 493-498. <https://doi.org/10.1080/14786449608620944>
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Girardi, V. A. V., Vannucci, R., Barbieri, M. A., Zanetti, A., Goldstein, S. L. (2000). Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(4), 308-325. <https://doi.org/10.1007/s004100050565>
- Rivalenti, G., Zanetti, A., Girardi, V. A. V., Mazzucchelli, M., Tassinari, C. C. G., Bertotto, G. W. (2007). The effect of the Fernando de Noronha plume on the mantle lithosphere in north-eastern Brazil. *Lithos*, 94(1-4), 111-131. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.012>
- Rolff, P. A. M. A. (1947). Notas sobre os basaltos da Borborema. *Revista da Escola de Minas*, ano XII, p. 5.
- Santos, L., Souza, Z. S., Botelho, N. F., Viana, R. R. (2014). Pirometamorfismo ígneo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 14(2), 121-138. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400020007>
- Schwarzer, R. R., Rogers, J. J. W. (1974). A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth and Planetary Science Letters*, 23(3), 286-296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90117-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90117-4)
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- Sial, A. N. (1976). The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 299-311.
- Sial, A. N. (1977). Petrology and mineral chemistry of peridotite nodules included in Tertiary basaltic rocks of northeast Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 88(8), 1173-1176. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1173:PAMCOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1173:PAMCOP>2.0.CO;2)

- Sial, A. N. (1978). Major and trace chemistry of the Tertiary basaltic suite of Rio Grande do Norte and Paraíba, northeast Brazil. *Jornal de Mineralogia*, 7, 119-128.
- Sial, A. N., Long, L. E., Pessoa, D. A. R., Kawashita, K. (1981). Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, northeastern Brazil. *Academia Brasileira de Ciências*, 53(1), 115-121.
- Silveira, F. V. (2006). *Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Natal: Departamento de Geologia - UFRN. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/201>. Acesso em: 19 abr. 2022.
- Smith, P. E., Evensen, N. M., York, D., Szatmari, P., Oliveira, D. C. (2001). Single crystal  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating of pyrite: no fool's clock. *Geology*, 29(5), 403-406. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0403:SCAADO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0403:SCAADO>2.0.CO;2)
- Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Nascimento, M. A. L., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Dias, L. G. S., Thied, D., Carmo, I.O. (2003).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, 4., 691-694. Salvador.
- Souza, Z. S., Wang, C., Jin, Z., Li, J., Yang, J., Botelho, N. F., Viana, R. R., Santos, L., Liu, P., Li, W. (2019). Pyrometamorphic aureoles of Cretaceous sandstones and shales by Cenozoic basic intrusions, NE Brazil: Petrographic, textural, chemical and experimental approaches. *Lithos*, 326-327, 90-109. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.033>
- Störmer Jr., J. C., Nicholls, J. (1978). XLFRAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences*, 4(2), 143-159. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(78\)90083-3](https://doi.org/10.1016/0098-3004(78)90083-3)
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society*, 42(1), 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Terra, S. A., Souza, Z. S., Botelho, N. F., Viana, R. R., Legrand, J. M., Srivastava, N. K. (2016). Pirometamorfismo em carbonatos cretácicos da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 16(1), 61-83. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i1p61-83>
- Vital, H., Tabosa, W. F., Souza, Z. S., Farias, P. R. C., Lima, Z. M. C., Araújo, P. C., Córdoba, V. C., Sousa, D. C. (2014). *Geologia e recursos minerais da Folha Jandaíra SB. 24-XD-III: estado do Rio Grande do Norte*. Escala: 1:100.000. Recife: Serviço Geológico do Brasil/CPRM.
- Wager, L. R., Deer, W. A. (1939). Geological Investigations in East Greenland, Part III: The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddelelser om Grønland*, 105, 352 p.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Londres: Unwin Hyman. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Yoder, H. S. J., Tilley, C. E. (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3(3), 342-532. <https://doi.org/10.1093/peetrology/3.3.342>
- Zhao, Y., Zou, H., Li, N., Wei, W., Yuan, C., Fan, Q., Zhang, X. (2020). Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China. *Lithos*, 366-367, 105561. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105561>