



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Bruno Neves Macedo

**Caracterização petrológica e condicionamento estrutural de alojamento do
enxame de diques de lamprófiro de Resende (Cretáceo Superior), estados
do RJ e MG.**

Rio de Janeiro

2021

Bruno Neves Macedo

Caracterização petrológica e condicionamento estrutural de alojamento do enxame de diques de lamprófiro de Resende (Cretáceo Superior), estados do RJ e MG.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Geologia Estrutural.

Orientador: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Coorientador: Prof. Dr. Anderson Costa dos Santos

Rio de Janeiro

2021

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

M141 Macedo, Bruno Neves.
 Caracterização petrológica e condicionamento estrutural de alojamento do
 enxame de diques de lamprófiro de Resende (Cretáceo Superior), Estados do RJ e
 MG / Bruno Neves Macedo. – 2021.
 113 f. : il.

 Orientador: Rodrigo Peternel Machado Nunes.
 Co-orientador: Anderson Costa dos Santos
 Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade
 de Geologia.

 1. Geologia estrutural – Resende (RJ) – Teses. 2. Petrologia – Resende (RJ) –
 Teses. 3. Diques (Geologia) – Lamprófiros – Resende (RJ) – Teses. 4. Magmatismo –
 Cretáceo – Teses. I. Nunes, Rodrigo Peternel Machado. II. Santos, Anderson
 Costa dos. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia.
 IV. Título.

CDU 551.26(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Bruno Neves Macedo

Caracterização petrológica e condicionamento estrutural de alojamento do enxame de diques de lamprófito de Resende (Cretáceo Superior), estados do RJ e MG.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Geologia Estrutural.

Aprovada em 26 de julho de 2021.

Orientador: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientador : Prof. Dr. Anderson Costa dos Santos

Faculdade de Geologia - UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Sergio de Castro Valente

Departamento de Petrologia e Geotectônica - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

Prof. Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos

Museu Nacional – Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. André Pires Negrão

Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo

Rio de Janeiro

2021

DEDICATÓRIA

Dedico essa dissertação a minha família e a minha noiva Gabrielle Barbosa.

AGRADECIMENTOS

À minha noiva, Gabrielle Barbosa, que sempre me deu suporte emocional para continuar esse estudo, e sempre fez dos meus objetivos os dela.

À minha família, que sempre esteve presente e que foi a base de todo o meu desenvolvimento pessoal, acadêmico e profissional.

Aos meus amigos, Arthur Figueiredo, Gabriel Paravidini, Felipe Amaral e Marcela Perroti que me ajudaram no desenvolvimento do estudo com discussões e auxílio durante campanhas de campo.

Aos colegas Marcelo Almeida (CPRM), Felipe Ferroni (PETROBRAS), Gabriel Marins, e aos professores Claudio Riccomini, Rogério Azzone, Sergio Valente e Renato Ramos, pelas aulas, conversas, conselhos e avisos quanto a temática da tese. Em especial, aos dois últimos, que juntamente ao professor André Negrão, aceitaram integrar a banca avaliadora.

Agradeço imensamente aos meus orientadores, os professores Rodrigo Peternel e Anderson Costa. Ambos estiveram presente na minha formação acadêmica desde o começo e têm papel fundamental não só nesse estágio mas na minha evolução acadêmica. Ao Prof. Rodrigo Peternel, por sempre se colocar a minha disposição nos trabalhos que me orientou, por ter me passado um conhecimento teórico extenso e também por sempre dar suporte durante as campanhas de campo. Ao Prof. Anderson Costa, por ter me estimulado a expandir meu conhecimento em petrologia ígnea e também sempre se colocar à disposição pra discussão de assuntos técnicos.

Por último, às instituições de fomento, em especial a CAPES, e ao programa de Pós-graduação e seus componentes, que sempre deram suporte para que eu pudesse desenvolver o atual estudo. Deveríamos valorizar muito mais o papel destas instituições no Brasil. Sou muito grato por todo o suporte dado a mim durante minha formação acadêmica.

RESUMO

Macedo, Bruno Neves. *Caracterização petrológica e condicionamento estrutural do enxame de diques de lamprófiro de Resende (Cretáceo Superior), estados do RJ e MG*. 2021. 113 f. Dissertação. (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

A ocorrência de pouco mais de uma dúzia de diques de lamprófiro na porção oeste do município de Resende-RJ, região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro, São Paulo e Minas Gerais, tem sido alvo de estudos que visam contribuir para o entendimento da evolução tectono-magmática da região durante o Mesozoico e o Cenozoico. De caráter alcalino e ultrabásico, estas expressões magmáticas rasas compõem diques pouco espessos, de coloração escura e mineralogia exótica, que integram um magmatismo alcalino regional e se inserem no Lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio. Além dos diques alvo deste estudo, a região também compreende um embasamento proterozoico composto por rochas metamórficas orto e paraderivadas, corpos alcalinos cretácicos, como o maciço alcalino de Itatiaia (MAI), e rochas sedimentares da Bacia de Resende. Entretanto, em relação aos diques de lamprófios, ainda há pouco entendimento quanto ao seu posicionamento na história tectono-magmática da região e controles deformacionais responsáveis pelo seu alojamento. Assim, neste estudo são apresentadas novas ocorrências de diques de lamprófiro, dados de petrografia, litogeoquímica e, principalmente, análises estruturais. Mais de 30 novos diques foram encontrados, todos com características físicas correspondentes a lamprófios, configurando um enxame de diques dada a extensão areal e grande quantidade de corpos do mesmo tipo. Os diques de Resende são formados por uma rocha escura e composta por fenocristais de minerais ferromagnesianos anidros (clinopiroxênio e olivina) e hidratados (anfíbólio e biotita) com formato euédrico emersos em matriz fina de mesma composição e vidro. Diagramas TAS e de alcalinidade confirmam a tendência alcalina e insaturada destas rochas. As altas taxas e ampla variação de elementos compatíveis (Ni, Cr, Sc, Sr) apontam para a presença de material magmático primário e ocorrência de extensiva cristalização fracionada. Elementos traços e terra-rara normalizados, e diagramas binários combinando razões entre estes apontam para um manto heterogêneo sublitosférico enriquecido em ETR's leves (100 a 500x condrito). Os diques se dispõem em um *set* principal ENE-WSW, contendo mais da metade das expressões, e outros secundários, com direções NW-SE e WNW-ESE. Todas os corpos são sub-verticais, com exceção de um único *sill* encontrado. Os corpos do *set* principal são retilíneos e discordantes da foliação regional, que tem o mesmo *strike* (ENE-WSW), porém caimento médio mais suave em torno de 60°. Já os diques secundários ocorrem aproveitando fraturas prévias e apresentam deslocamentos seguindo um mesmo padrão e até diques em *zigzag* que resultam em inúmeras dilatações na direção NNW-SSE. Foi criado um modelo de alojamento para os diques encontrados levando em conta os diques classificados como bons paleoindicadores. Tal modelo aponta para um regime extensional, com o menor eixo compressivo sub-horizontal na direção NNW-SSE e o maior eixo sub-vertical. Estas análises também se enquadram em modelos tectono-sedimentares relativos à Bacia de Resende, que teria sido formada em multi-estágios, com o primeiro evento no Paleógeno, uma extensão NNW-SSE que formou as falhas de borda e principais lineamentos. Assim, com as idades já publicadas para alguns dos diques de lamprófiro na região (entre 84 e 72 Ma) e configuração hierárquica observada em campo, é possível que esse regime extensional também estivesse ativo durante o alojamento deste enxame de diques, considerada a primeira atividade do magmatismo alcalino na região.

Palavras-chave: Lamprófios. Resende. Alojamento. Tectono-magmatismo. Diques.

ABSTRACT

Macedo, Bruno Neves. *Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Upper Cretaceous alkaline mafic dyke swarm*. 113 f. Dissertação. (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

The occurrence of lamprophyre dikes in the western portion of Resende (RJ) has been the subject of studies on tectono-magmatic evolution of the region during Meso-Cenozoic. These alkaline and ultrabasic shallow magmatic expressions comprise narrow dark dikes with exotic mineralogy, which integrate a regional Alkaline Magmatism and are inserted in the Poços de Caldas-Cabo Frio Alignment. Other magmatic and sedimentary entities also occur in the region, namely Massif Alcalino de Itatiaia (MAI) and Resende Basin, respectively. However, the evolution of these dikes is still not fully understood, and its real dimension and structural control active during its emplacement were not widely investigated either. Thus, in this study new occurrences of lamprophyre dikes, petrography data, lithogeochemistry and, mainly, structural analyzes are presented. More than 30 new dikes have been found, all with physical characteristics corresponding to lamprophyres, configuring a dike swarm due to the wide spread and large number of bodies of the same type. Resende lamprophyres are thin dikes and sills that can reach kilometers in length. The rock is dark and formed by phenocrysts of anhydrous and hydrated ferromagnesian minerals with euhedral shape immersed in a fine groundmass with the same phases plus glass and minor amount of opaques and carbonate. TAS and alkalinity diagrams confirm the alkaline and silica-unsaturated character of these rocks. The high rates and wide variation of compatible elements (Ni, Cr, Sc, Sr) point to the presence of primary magmatic material and the occurrence of extensive fractional crystallization. Mantle and chondrite-normalized diagrams point to an enriched mantle as lamprophyre magmas source. Th/Yb and Ta/Yb ratios confirm a within-plate enriched mantle source with residual carbonate and phlogopite/amphibole as suggested by LILE enrichment and the presence of carbonate and phlogopite/amphibole as primary phase. The dikes are arranged in a main ENE-trending set, containing more than half of the dikes, and other secondary sets, with NW-SE and WNW-ESE directions. All dikes are sub-vertical, except for a single sill intrusive in local foliation plane. The dikes of the main set are straight and do not follow regional foliation, which has the same strike (ENE-WSW) but an average dip angle of 60°. Secondary sets, on the other hand, intrude previous fractures and present displacements following the same pattern and even dikes in zigzag that result in numerous dilations in the NNW-SSE orientation. An emplacement model was created for this dike swarm considering the dikes classified as good paleoindicators. Such model points to an extensional regime, with the a sub-horizontal least compressive stress axis in the NNW-SSE direction and the main compressive axis sub-vertical. These analyzes also fit into tectono-sedimentary models related to the Resende Basin, which would have been formed in multi-stages, with the first event in the Paleogene, an NNW-SSE extension that caused the edge faults and main lineaments. Besides that, main regional NE- to ENE-trending lineament ages at Rio de Janeiro range from 95 to 65 Ma. Thus, with the ages already published for some of the lamprophyre dikes in the region (between 84.0 and 72.0 Ma) and hierarchical configuration observed in the field, it is possible that this extensional regime was also active during this dike swarm emplacement, considered the first activity alkaline magmatism in the region.

Palavras-chave: Lamprophyres. Resende. Emplacement. Tectono-magmatism. Dikes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Mapa de localização da área de estudo.....	11
Figura 2 –	Percurso e principais vias de acesso a região de estudo.....	12
Tabela 1 –	Classificação mineralógica de lamprófiros.....	21
Figura 3 –	Morfologia dos principais tipos de deslocamento que afetam diques.....	27
Figura 4 –	Principais tipos de fratura e suas combinações.....	28
Figura 5 –	Componentes do método de Bussel (1989) para análise cinemática das dilatações.....	30
Figura 6 –	Feições formadas por intrusões tabulares e suas segmentações.....	31
Figura 7 –	Mapa tectônico regional das Faixas Brasília e Ribeira.....	33
Figura 8 –	Principais Províncias Alcalinas do Brasil e algumas da Placa Sul-Americana.....	35
Figura 9 –	Mapa das principais expressões alcalinas ao longo da Província do Lineamento de Poços de Caldas-Cabo Frio.....	38
Figura 10 –	Mapa de distribuição das bacias dos riftes do SRCSB.....	40
Tabela 2 –	Principais características dos diques de lamprófiro já encontrados na região de estudo.....	46
Figura 11 –	Esquema geológico da região de estudo.....	47

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	9
1	LOCALIZAÇÃO E OBJETIVOS	11
1.1	Localização e vias de acesso.....	11
1.2	Objetivos	12
2	METODOLOGIA	14
2.1	Metodologia analítica	15
2.1.1	<u>Petrografia</u>	15
2.1.2	<u>Litogeoquímica</u>	16
2.1.3	<u>Análise estrutural</u>	16
3	LAMPRÓFIROS	18
3.1	Classificação mineralógica	18
3.2	Aspectos petrológicos	22
3.3	Estrutural	25
4	GEOLOGIA REGIONAL	32
4.1	Embasamento Proterozoico	32
4.2	Magmatismo Meso-Cenozoico.....	34
4.2.1	Lineamento Poços de Caldas – Cabo Frio.....	38
5	GEOLOGIA LOCAL	41
6	RESULTADOS	49
	CONCLUSÕES	50
	REFERÊNCIAS	53
	APÊNDICE A - Artigo submetido ao <i>Brazilian Journal of Geology</i>	63
	APÊNDICE B – Tabela de pontos e descrições	108
	APÊNDICE C– Tabela de química total das amostras apresentadas.....	111
	APÊNDICE D - Autorização dos co-autores do artigo.....	112
	ANEXO A - Confirmação de submissão do artigo.....	113

INTRODUÇÃO

Os lamprófiros são conhecidos globalmente como rochas exóticas melanocráticas a ultramelanocráticas, apresentando colorações escuras, de roxa à esverdeada, que ocorrem como corpos intrusivos em profundidade rasa na crosta. Em sua grande maioria, esses corpos são pouco espessos, não ultrapassando 1 m de largura, sendo representados por diques e *sills* (e.g. Ubide *et al.*, 2012). Sua mineralogia é composta por fenocristais de minerais máficos anidros (clinopiroxênio e olivina) e/ou hidratados (biotita e anfibólio), com matriz englobando as mesmas fases máficas, além de feldspato, carbonato, minerais opacos, apatita, titanita, mililita e vidro em diferentes proporções (Rock, 1991). A alta concentração de MgO, K₂O, Na₂O, CO₂, H₂O, Ni e Cr é comum nos lamprófiros, assim como o enriquecimento de elementos LREE (*Light Rare Earth Elements*) e elementos LILE (*Large Ion Lithophile Element*) em detrimento de elementos HFSE (*High Field Strength Elements*) (Rock, 1991; Le Maître, 2002). A classificação mineralógica e geoquímica dos lamprófiros ainda é questão de debate, entretanto, neste trabalho, os melhores guias classificatórios foram revisados (Streckeisen & Le Maître, 1979; Le Bas & Streckeisen, 1991; Woolley *et al.*, 1996; Tappe *et al.*, 2005) junto com a atual recomendação da IUGS (Le Maître, 2002).

Enxames de diques formam mecanismos efetivos de drenagem de material mantélico da litosfera e/ou astenosfera em direção a porções mais rasas como a crosta intermediária e crosta superior. Em alguns casos, diques e *sills* podem atuar como indicadores cinemáticos, que preservam informações referentes ao controle deformacional e principais mecanismos de alojamento, auxiliando na determinação do sistema de esforços atuante na época da intrusão (Anderson, 1951; Pollard, 1973; Delaney *et al.*, 1986). Geralmente, os segmentos principais dos diques representam um plano que contém as duas principais direções de maior compressão (σ_1 e σ_2), enquanto o eixo de menor compressão ou de maior extensão (σ_3) tem orientação perpendicular (Zoback, 1992; Fossen, 2010). Alguns destes corpos podem ter sua intrusão controlada por estruturas e descontinuidades prévias, o que os descartam como bons indicadores cinemáticos. Delaney *et al.* (1986) desenvolveu alguns critérios baseados no relacionamento entre diques e descontinuidades rúpteis prévias, como fissuras e juntas, que classificam estas intrusões como bons indicadores cinemáticos. Além disso, outros métodos também auxiliam nesta avaliação, como o Método de Bussel (Bussel, 1989) que utiliza deslocamentos em diques, como saltos e degraus, para a reconstrução dos esforços que atuaram no alojamento dos corpos. Esses métodos e critérios em conjunto podem indicar a

posição dos paleo-esforços e validar modelos de deformação (e.g. Ferrari, 2001; Martínez-Poza *et al.*, 2014; Stephens *et al.*, 2017).

Apesar de diques e *sills* representarem a maioria da forma de ocorrência de lamprófios, poucos trabalhos utilizam este tipo de rocha para determinação da atividade de esforços durante eventos magmáticos (e.g. Delaney *et al.*, 1986; Martínez-Poza *et al.*, 2014). No Sudeste brasileiro, diversos diques de lamprófiro do Cretáceo Superior têm sido estudados em função de uma complexa reconstrução da história tectono-magmática de corpos alcalinos básicos/ultrabásicos ao longo da Plataforma Sul-Americana (e.g. Ferrari, 2001; Guedes *et al.*, 2005; Motoki *et al.*, 2008; Tomba, 2012; Ferroni *et al.*, 2017). Alguns destes diques ocorrem nas vizinhanças de *stocks* alcalinos félsicos, sendo frequentemente relacionados ao Magmatismo Mesozoico-Cenozoico nas províncias alcalinas do Lineamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio e Serra do Mar (Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2005).

Os diques de lamprófios que ocorrem nas proximidades da Bacia de Resende e do Maciço Alcalino de Itatiaia representam corpos isolados e pouco numerosos (e.g. Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 1991; Thompson *et al.*, 1998; Guedes *et al.*, 2005; Marins, 2012; Ferroni *et al.*, 2017), além de haver diversas menções a diques escuros indistintos nessa área (Penalva, 1964; Almeida, 1996; Genaro, 2008), sendo um fato comum a classificação de diques de lamprófiro como diabásio em campo (Rock, 1991). No que se refere a análises estruturais, esse evento magmático carece de informações e análises que determinem ou que contribuam nesta temática. Desta forma, o presente trabalho realizou uma busca extensiva por novos corpos, além de visitar afloramentos de diques de lamprófios e diques escuros indistintos já visitados pelos autores acima em busca de amostras e medidas estruturais.

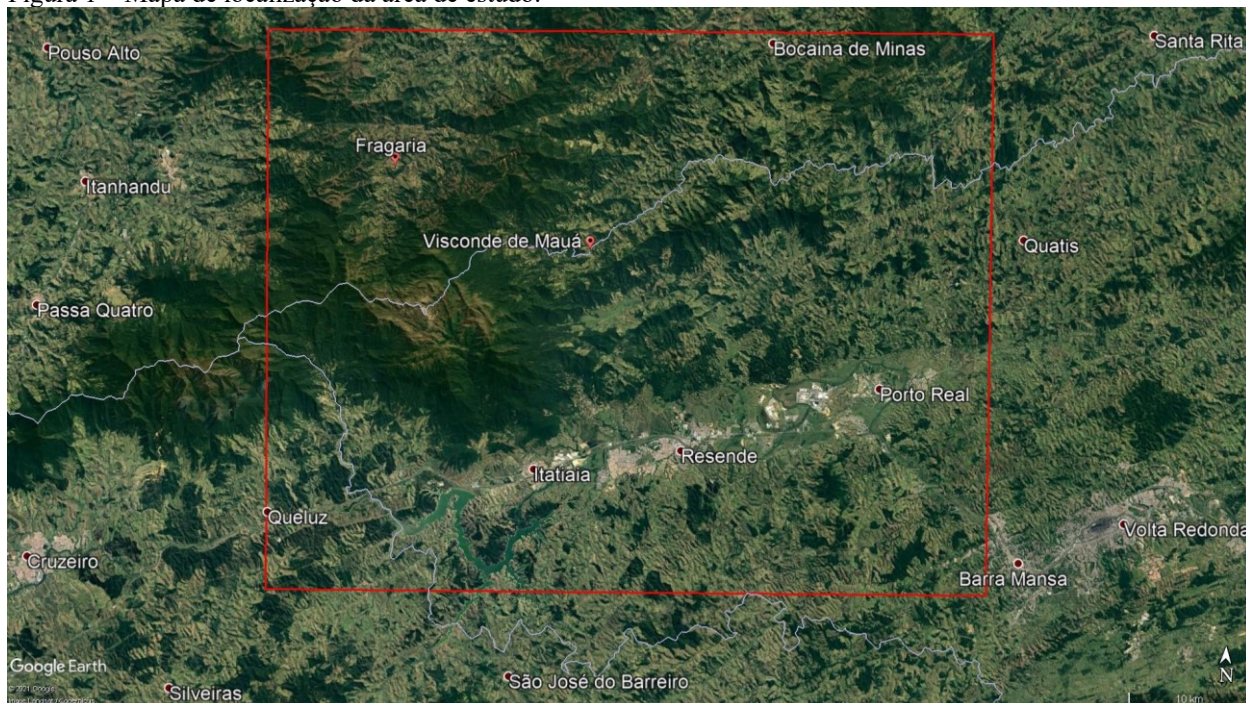
Esse trabalho apresenta novos dados petrográficos, litogeoquímicos e, principalmente, estruturais sobre os lamprófios da região de Resende e Visconde de Mauá. Somados a estes resultados, dados referentes a corpos de mesma assinatura na região foram compilados e analisados para o posicionamento deste evento em um contexto tectono-magmático regional e integração destas feições em um único evento magmático. Um modelo deformacional também foi construído levando em conta todas as feições estruturais observadas nos diques e também no embasamento metamórfico. Além disso, foram pontuados alguns processos petrológicos que participaram da evolução magmática desse enxame de diques.

1 LOCALIZAÇÃO E OBJETIVOS

1.1 Localização e vias de acesso

A área de estudo corresponde a um polígono de aproximadamente 3.000 km² (Figura 1) próximo ao limite tríplice dos estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais e São Paulo. Grande parte dessa área está inserida no município de Resende, no Estado do Rio de Janeiro, enquanto que a menor porção da área proposta se estende ao longo do perímetro mineiro, ao norte, com limite sinuoso de estados, representado pelo percurso local do Rio Preto. Os principais povoados da região são as vilas de Fragária, Campo Redondo, Pedra Selada, Maromba e Maringá, e o povoado de Visconde de Mauá, além de parte da área urbana de Resende, Itatiaia e Porto Real, e de pequena porção de Bocaina de Minas. O polígono que delimita a área de estudo foi demarcado com o propósito de englobar os pontos de ocorrências das rochas mapeadas pelo autor e aqueles citados em trabalhos prévios.

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

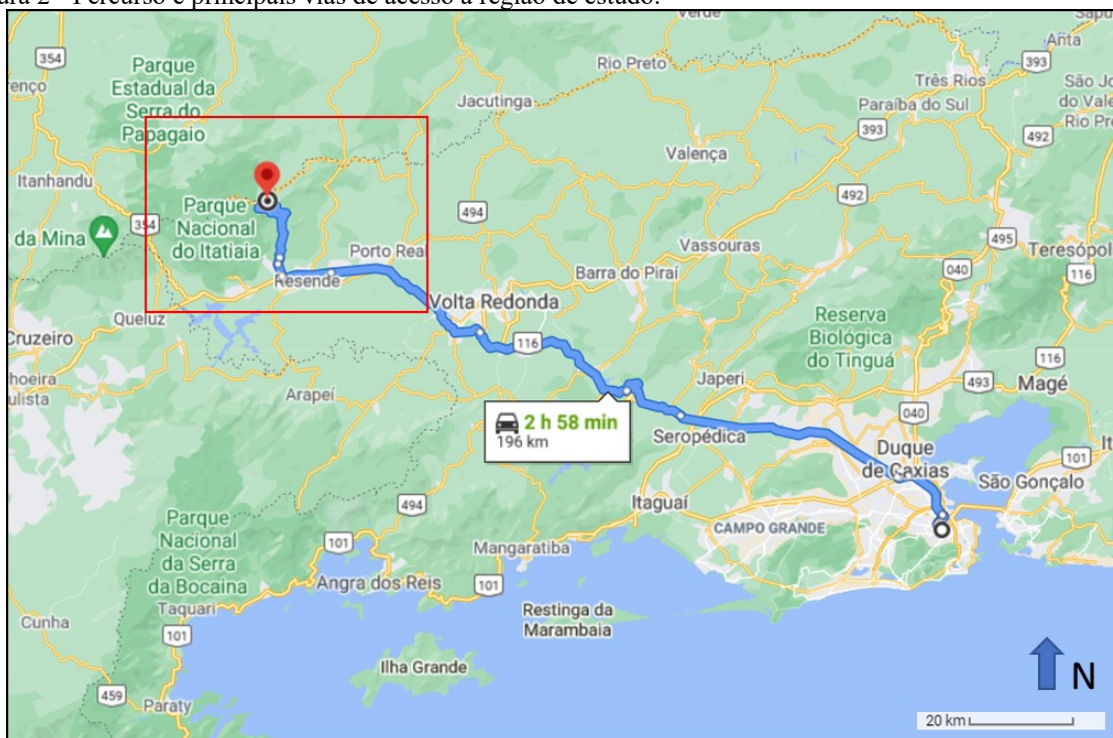


Legenda: O polígono delimitado representa a área com afloramentos visitados e outros previamente identificados e absorvidos neste trabalho.

Fonte: *Google Earth Pro*.

O principal acesso à área, partir da cidade do Rio de Janeiro, se dá pela rodovia BR-116 (Presidente Dutra) até o município de Resende (RJ), e depois pela rodovia RJ-163, que liga o distrito de Penedo (município de Itatiaia/RJ) ao distrito de Visconde de Mauá (município de Resende/RJ) (Figura 2). O trajeto entre os povoados de Visconde de Mauá, Maringá e Maromba é realizado na rodovia RJ-151, que acompanha o vale do Rio Preto. O trajeto até Fragária (município de Itamonte/MG) também é realizado pela BR-116, porém, após Itatiaia (RJ) é necessário acessar a rodovia BR-354, que segue paralela ao limite entre os Estados do Rio de Janeiro e São Paulo. É possível adentrar nos caminhos para o distrito tanto por Itamonte (MG), quanto pela Garganta do Registro. Uma vez na área, o acesso aos principais afloramentos visitados foi realizado por estradas de terra e trilhas.

Figura 2 - Percurso e principais vias de acesso a região de estudo.



Legenda: Rota até o centro da área de estudo a partir da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Fonte: Google Maps.

1.2 Objetivos

Os objetivos gerais deste trabalho abrangem a caracterização da real extensão deste conjunto de diques de lamprófito e a contribuição acerca do magmatismo alcalino Mesozoico-

Cenozoico na região, que apesar de bastante consolidado e de grande confiabilidade, possui lacunas quanto às manifestações magmáticas lamprofíricas.

Como objetivos específicos, o presente estudo engloba uma série de questões a partir do mapeamento das rochas lamprofíricas que ocorrem na região mencionada, dentre eles estão:

- a) Reconhecimento dos corpos tabulares lamprofíricos
- b) Identificação da mineralogia e das principais fases magmáticas destes corpos intrusivos focando a similaridade com outros diques já conhecidos
- c) Compilação e agrupamento de dados de litogeoquímica dos lamprófiros para a identificação de padrões petrológicos locais e regionais

Além dos objetivos descritos acima, este estudo tem como objetivos principais o Reconhecimento do padrão estrutural dos corpos e sua relação com estruturas regionais e esforços que atuaram durante sua formação para geração de um modelo tectono-magmático e por fim, o posicionamento do evento magmático alcalino máfico Mesozoico-Cenozoico na história tecno-magmática da região de Resende com base nos dados compilados e apresentados.

2 METODOLOGIA

O presente trabalho segue uma metodologia dividida em três etapas. Etapas de Escritório, de Campo e de Laboratório, que são assim caracterizadas:

- a) Etapa de Escritório: série de revisões relacionadas a trabalhos prévios na região, informações sobre a geologia regional, consulta a mapas geológicos e topográficos, classificações de rochas, e estudos sobre as análises realizadas no desenvolvimento da pesquisa. Preparação de mapas para trabalho de campo e avaliação de imagens de satélite para determinação de possíveis áreas com afloramentos, e identificação de caminhos para desenvolvimento de trabalho de campo. Por fim, na etapa de escritório também foram realizadas a interpretação de dados analíticos, compilação destes com os dados de campo, elaboração de mapas e figuras, de trabalho científico e texto final da dissertação.
- b) Etapa de Campo: Os trabalhos de campo para o mapeamento geológico-estrutural em escala de detalhe dos diques foram iniciados em abril de 2019 e somaram quatro campanhas, com um total de 40 dias de campo.. As rochas encaixantes também foram mapeadas para um melhor entendimento do contexto intrusivo dos corpos abordados aqui. O padrão de coleta foi condicionado pelo tipo de afloramento dos corpos, ou seja, osm diques. Assim, foi realizada a coleta em todos os pontos passíveis de amostragem, isto é, afloramentos com rocha sã a alterada, em uma quantidade suficiente para a realização das análises da etapa posterior (lâminas delgadas e geoquímica de rocha total). Em afloramentos com processo muito desenvolvido de intemperismo não foi possível obter amostras e rocha sólida, o que restringiu alguns pontos apenas à descrição morfológica e de material alterado. Os pontos realizados foram descritos detalhadamente em caderneta de campo, com o registro de localização (coordenadas e altitude), informações sobre a morfologia dos afloramentos, e descrição completa do tipo de rocha (granulometria, textura, composição mineralógica e estado de alteração). Todas estas ações foram possíveis a partir da utilização das ferramentas básicas para um trabalho de campo confiável e completo, como:

mapa, bússola, GPS, martelo, lupa, imã de bolso, canivete e facão (para a abertura do caminho).

- c) Etapa de Laboratório: Nesta etapa desenvolveu-se a preparação de amostras e a realização de análise geoquímica e petrográfica/microtectônica. A preparação de amostras para análises geoquímicas foi realizada pelo mestrando com supervisão do orientador e técnicos do LGPA. A amostra coletada para realização de análise geoquímica foi preparada no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA/UERJ) – britagem e moagem. Foram preparadas seis amostras para análise química de rocha total, as quais foram enviadas para análise no laboratório australiano ALS, com escritório em Vespasiano (MG). Foram preparadas 41 seções delgadas e nove lâminas polidas, as quais foram descritas pelo mestrando no Laboratório de Petrografia da FGEL/UERJ.

2.1 Metodologia analítica

A partir da coleta das amostras e medidas retiradas dos diques mapeados, quando passíveis de amostragem, foram realizadas diversas análises. Todas amostras foram adquiridas durante o desenvolvimento do projeto de Mestrado, sem qualquer incorporação de projetos prévios. Apesar disso, diversos dados de petrográficos, geoquímicos e estruturais já publicados foram englobados nessa pesquisa. Os Anexos 2 e 3 armazenam a Tabela de pontos com coordenadas, medidas e descrições, e os dados litogeoquímicos aqui produzidos.

2.1.1 Petrografia

As 41 lâminas delgadas utilizadas neste trabalho foram confeccionadas no LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras/UERJ). Todas as amostras de rochas de diques foram descritas e classificadas petrograficamente com o auxílio de microscópios de luz transmitida, com objetivas de 2,5, 5, 10, 20, 50 vezes de aumento real. Utilizou-se microscópios da marca ZEISS Axio Lab.A1 com câmera acoplada. As fotomicrografias foram

tiradas e editadas (escala e legenda) com o auxílio dos *softwares* AxioVision 4.8.2 e CorelDrawX8.

Em relação ao critério descritivo relacionado à mineralogia, textura das rochas e classificação mineralógica, os modelos de descrição e classificação de Rock (1991), Woolley *et al.* (1996) e Le Maître (2002) foram os principais guias. Quanto a granulometria, foram adotados os termos descritivos de Ubide *et al.* (2012).

2.1.2 **Litogeoquímica**

Para a análise química de rocha total foram utilizadas seis amostras consideradas representativas de seus litotipos e com menores graus de alteração, baseados em dados de campo aliados a petrografia. Todas as amostras foram pulverizadas em fração menor que 200 #. A análise utilizou os métodos ICP (*Inductively Coupled Plasma Emission*) via AES (*Atomic Emission Spectrometry*) e MS (*Mass Spectrometry*) para calcular os teores de elementos maiores e elementos-traço, respectivamente. Além disso, foi realizada a análise de LOI (*Loss on Ignition*) e o cálculo total.

Os dados brutos foram utilizados sem modificação, ou seja, não foram recalculados para base anidra, como orientado por Woolley *et al.* (1996), devido ao alto teor de voláteis de natureza primária neste tipo de rocha. Quanto a classificação no diagrama TAS, foi utilizada as razões $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ estipuladas por Middlemost (1975). Para basanitos/tefritos esta razão pode variar entre 0,2 a 0,3, sendo o limite mínimo o valor utilizado, devido à restrição de uso da razão 0,2 para rochas com $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 6\%$. A razão dos foiditos varia entre 0,1 e 0,4 dependendo da relação entre a soma de Na_2O e K_2O . Para tefrifonolitos o valor da razão é de 0,4. A Norma CIPW foi calculada pelo *software* GCDkit 6.0.

2.1.3 **Análise Estrutural**

Mais de 100 medidas foram realizadas tanto nos corpos tabulares lamprofíricos quanto nas rochas encaixantes, sendo foliações metamórficas, orientações de veios, diques de

diabásio algumas das feições que incorporam estes dados estruturais e participam da análise aqui elaborada. Estas estruturas são significativas, pois podem predizer o comportamento e o tipo de alojamento por rochas intrusivas mais novas, além de comporem um complexo arcabouço estrutural na região. Conforme os objetivos da pesquisa, mais de 60 medidas foram produzidas a partir da observação dos afloramentos formados por diques de lamprófiros e feições relacionadas. Durante o campo foi realizada a análise minuciosa da geometria e forma de ocorrência destes corpos intrusivos: direção e ângulo do mergulho, além de espessura e comprimento são exemplos de medidas obtidas durante esta etapa. Além dos segmentos principais, medidas de dilatações, deslocamentos, estrias e lineações (*slickensides/slickenlines*) foram realizadas a partir destes diques. Para a produção de um modelo estrutural de alojamento robusto, a análise foi dividida em três etapas: (1) análise geométrica; (2) análise cinemática; e (3) análise deformacional. Além disso, métodos e critérios reconhecidos foram incorporados ao processo, o que auxiliou na avaliação e definição do posicionamento dos paleoesforços responsáveis pelo alojamento destes corpos, bem como o papel da trama estrutural pretérita no controle dessas intrusões.

O uso de diques como indicadores cinemáticos e deformacionais se sustentou com base em trabalhos relevantes sobre este assunto (Holmes, 1965; Anderson 1951; Delaney *et al.*, 1986; Pollard, 1987; Zoback, 1992; Fossen, 2010). Para a análise qualitativa e quantitativa dos tensores foi utilizado o *software* Wintensor (Delvaux & Sperner, 2003; modificado de Angelier, 1984; 1990), que tem como base o Método dos Diedros Retos de Angelier & Mechler (1977).

3 LAMPRÓFIROS

O conjunto de rochas sob a denominação de lamprófiros sempre foi um tema que gerou uma série de divergências quanto a sua classificação dentre os pesquisadores que tiveram suas pesquisas relacionadas a este assunto. Tal diversidade de interpretações resultou em diferentes classificações, o que até hoje gera uma confusão sobre a melhor classificação de tais rochas.

O termo “lamprófiro” foi utilizado pela primeira vez por Gümbel (1874) para descrever rochas da região de Fichtelgebirge, um parque no noroeste da atual República Tcheca. Este termo em grego significa “pórfiro cintilante”, cunhado devido aos fenocristais brilhantes de biotita encontrados nas rochas de Fichtelgebirge. Rosenbusch (1897) segregou grupos dentro do termo lamprófiros, com base nas rochas ígneas associadas a cada tipo, por exemplo, monchiquitos e camptonitos, que são lamprófiros alcalinos, ocorrem associados a complexos sieníticos.

Os estudos sobre os lamprófiros tiveram um incremento significativo a partir da segunda metade do século XX devido à recuperação da petrologia após a Segunda Guerra Mundial e pelo aumento de interesse neste tipo de rocha após a descoberta do Pipe Argyle, na Austrália, considerado o maior depósito de diamantes do mundo na época (Rock, 1991). A partir da descoberta da mina e sua associação com lamproítos e lamprófiros, houve um intenso esforço para uma melhor classificação destas rochas. Recentemente, um incremento significativo em trabalhos relacionados a lamprófiros indicam um movimento no qual se busca um melhor entendimento sobre a evolução destas rochas.

3.1 Classificação Mineralógica

A maioria dos autores (Streckeisen, 1978; Le Bas & Streckeisen, 1991; Woolley *et al.*, 1996; Tappe *et al.*, 2005) define os lamprófiros como rochas mesocráticas a melanocráticas, porfiríticas, pan-idiomórficas e poiquilíticas, que normalmente ocorrem como intrusões menores, na forma de diques e raramente *sills*. Essas rochas têm na mineralogia essencial dos fenocristais assembleias minerais anidras e hidratadas, representadas por mica e anfíbólio, e clinopiroxênio e olivina, respectivamente (Tabela 1Tabela 1). Minerais félsicos

como feldspatos e feldspatoides são restritos a matriz, que apresenta mesma composição dos fenocristais, mais opacos, apatita, calcita, granada, titanita, perovskita, rutilo e zeólitas. Melilita também pode estar presente. Estruturas oclares formadas por material carbonático e silicáticos primários são comuns e representam um processo de imiscibilidade de líquido durante os estágios finais da cristalização. Os carbonatos também podem ocorrer disseminados na matriz de maneira mais abrangente. O vidro também é comumente observado nos lamprófiros, variando em sua quantidade.

Woolley *et al.* (1996) em um esforço conjunto conseguiram unificar algumas classificações acerca dos lamprófiros, bem como conceitos que auxiliam o petrólogo na identificação de uma rocha lamprofírica. Estes também omitiram a ocorrência dos lamprófiros ultramáficos sem melilita. Entretanto, estes mesmos autores sugerem que a obra de Rock (1991) fornece as melhores descrições detalhadas sobre os lamprófiros.

Le Maître (2002) lista características específicas, junto com a petrografia, que vêm ajudando na diferenciação dos lamprófiros das demais rochas:

- a) normalmente ocorrem como diques ou *sills*, e não representam simplesmente uma variação textural de rochas plutônicas ou vulcânicas.
- b) são rochas porfíricas, mesocráticas a melanocráticas ($M' = 35 - 90\%$), porém podem ocorrer como rochas ultramelanocráticas ($M' > 90\%$).
- c) feldspatos e/ou feldspatoides não ocorrem como fenocristais, restritos a matriz, quando presentes.
- d) frequentemente podem conter biotita (ou Fe-flogopita) e/anfibólios (kaersutita comum) e, também, clinopiroxênios.
- e) quando presente, minerais como olivinas, piroxênios, biotitas e plagioclásios comumente apresentam alteração hidrotermal.
- f) alguns minerais hidrotermais, como calcitas e zeólitas, podem ocorrer como fases primárias.
- g) tendem a conter taxas relativamente altas de K_2O e/ou Na_2O , H_2O , CO_2 , S_2 , P_2O_5 e Ba, quando comparadas a rochas com composição similar.

Em relação à nomenclatura dos lamprófiros, a classificação da IUGS (Le Maître, 2002) norteia os trabalhos atuais sobre rochas lamprofíricas. Essa classificação tem como fonte o trabalho de Strekeisen (1978) que define os principais grupos baseando-se na composição mineralógica (QAPF) e química (TAS), índice de cor, e associação com rochas magmáticas adjacentes. São esses os lamprófiros: i) Calciolcalinos; ii) Alcalinos; e iii) Meliliticos. O terceiro grupo foi separado em Le Maître (2002) após determinação de Wooley

et al. (1996). Já o grupo dos lamprófiros ultramáficos foi retirado da nomenclatura. Entretanto, Tappe *et al.* (2005) propuseram uma reintegração dos lamprófiros ultramáficos com base em alguns critérios omitidos por Wooley *et al.* (1996) durante a exclusão deste grupo (Rock, 1986). O contínuo uso da nomenclatura dos lamprófiros ultramáficos por diversos geólogos para rochas (ultra) melanocráticas, ultramáficas, insaturadas em SiO₂, com minerais essenciais hidratados, e a falta de critérios que classifiquem tais rochas com olivina e flogopita como kimberlitos, orangeítos e lamproítos, são dois dos principais critérios utilizados para realização dessa reintegração. Rock (1991) alerta que a classificação química das rochas pelo QAPF e TAS é condicionada ao conhecimento do contexto genético dos lamprófiros. Aqui é utilizado o conceito de grupo como uma associação de rochas comagmáticas formadoras de uma suíte que tem em comum um magma parental produzido durante tempo e espaço similares. A Tabela 1 exibe uma classificação mineralógica para os lamprófiros baseando-se nos principais guias petrológicos (*e.g.* Strekeisen, 1978; Rock, 1991; Le Maître, 2002; Tappe *et al.*, 2005).

Os lamprófiros calcioalcalinos são associados a complexos granitoides considerados pós-orogênicos (Strekeisen, 1978). Essas rochas têm índice de cor normalmente acima de 35% e apresentam composição química na série shoshonítica. Minette, vogesito, kersantito e espersatito representam as rochas deste grupo e diferem quanto a mineralogia essencial, composta por feldspatos alcalinos ou plagioclásio, e minerais máficos.

A variação alcalina, representada por sanaítos, camptonitos e monchiquitos associam-se a expressões magmáticas alcalinas félsicas (sienito e nefelina sienito, além de carbonatitos em menor número de ocorrência) (Strekeisen, 1978). Geralmente possuem índice de cor acima de 40% e são geoquimicamente são classificados como basanitos/tefritos e picritos, entretanto, alguns apresentam composição fonitefritica e tefrifinolítica (*e.g.* Valente, 1997). Sanaítos possuem maior quantidade de feldspato alcalino em detrimento do plagioclásio e de feldspatoide. Nos camptonitos, o conteúdo de plagioclásio supera o de ortoclásio. Já nos monchiquitos há ausência de feldspato e presença de vidro ou feldspatoide. Ambos os representantes podem conter variável conteúdo de vidro e de minerais máficos. Integram este grupo também os álcali-minette, quando estas apresentarem afinidade alcalina e flogopita como mica.

Os lamprófiros ultramáficos (Rock, 1986; 1991) são rochas (ultra) melanocráticas, potássicas, insaturadas em sílica, e compostas por fenocristais de olivina e flogopita, além de clinopiroxênio e/ou anfibólio subordinados. As variedades com melilita são classificadas como alnoítos. A melilita compõe a matriz junto com clinopiroxênio, flogopita, ilmenita,

perovskita, granada (rica em Ti), apatita e pequenas quantidades de carbonato. O polzenito é uma variação do alnoíto que contém feldspato alcalino ou feldspatoide. Os lamprófiros ultramáficos que não contém melilita são classificados como aikilito, quando o principal mineral essencial é o carbonato, ou como dantjermito, quando há presença de feldspato alcalino e/ou feldspatoide, com menor quantidade de carbonato primário. Tanto o aikilito quanto o dantjermito possuem matriz similar a matriz dos alnoítos, exceto pela ausência de melilita. Ouachitos representam uma variedade mais félsica dos dantjermitos, contendo mais feldspato alcalino e/ou feldspatóides. A associação mais comum dos lamprófiros ultramáficos é com complexos alcalinos e/ou carbonatitos (Strekeisen, 1978), e os mais frequentes são alnoítos e aikilitos (Rock, 1986). O grupo dos lamprófiros ultramáficos são, em sua maioria, predominantes no campo dos foiditos (diagrama TAS; Rock, 1991).

Tabela 1 - Classificação mineralógica de lamprófiros.

Minerais félsicos		Outros		Minerais predominantes máficos				Classificação
Feldspato	Feldspatoide	Melilita	Carbonato	biotita (flogopita) > anfibólio, ± augita (diopsídio), (±olivina)	anfibólio, augita (diopsídio), ± olivina	anfibólio marron (barkevikita, kaersutita), Ti-augita, olivina, biotita	olivina, flogopita, ± clinopiroxênio e/ou anfibólio	
or>pl	-	-	-	Minette*	vogesito	-	-	Calci-alcalino
pl>or	-	-	-	kersantito	sperssatito	-	-	
or>pl	feld > foid	-	-	-	-	sanaíto	-	Alcalino
pl>or	feld > foid	-	-	-	-	camptonito	-	
-	vidro ou foid	-	-	-	-	monchiquito	-	Ultramáfico
-	foid	MN	m	-	-	-	alnoíto	
or	foid	-	m	-	-	-	dantjermito	
-	-	-	MN	-	-	-	aikilito	

Legenda: *Minettes podem ser alcalinos se a biotita for flogopita e a química da rocha for de mesmo caráter. Ouachitos e polzenitos são variações mais félsicas de dantjermitos e alnoítos, respectivamente. M = mineral essencial, m = mineral acessório, N = necessariamente presente.

Fonte: Modificado de Strekeisen, 1978, Rock, 1991, Le Maître, 2002, Tappe *et al.*, 2005.

Há uma série de propriedades físicas gerais que não estão inseridas nestas classificações, porém são feições pertinentes a este tipo de rocha e que caracterizam os lamprófiros (Rosenbusch, 1897; Rock, 1977; Streckeisen, 1978; Le Bas *et al.*, 1986; Rock, 1991; Wooley *et al.*, 1996), as quais serão abordadas a seguir.

A ocorrência de lamprófiros é predominante em forma de diques e *sills*, geralmente entre 0,1 a 5 m, raramente ocorrem como *plugs* (Rock, 1977; 1991). Seus corpos podem apresentar deslocamentos irregulares e descontínuos não relacionados a falhas, como *offsets* e *overlaps* (e.g. Rock, 1991; Alves, 1996; Ubide *et al.*, 2012). Estes padrões descontínuos,

muitas vezes incomuns para diques, são interpretados por Currie & Ferguson (1970) como resultado da alta volatilidade do magma lamprófico, que facilita seu alojamento e pode forçar caminhos alternativos, que não seja fraturas pré-existentes nas rochas encaixantes. Os contatos com as rochas são bruscos, porém, pode haver gradação textural dentro do corpo, aumento de tamanho e concentração de fenocristais em direção ao centro, enquanto as bordas mais vítreas concentram poucos fenocristais, disseminados em uma matriz de granulometria inferior ao núcleo do dique (Rock, 1991; *e.g.* Alves, 1996; Ubide *et al.*, 2012). Também é comum a presença de xenocristais e/ou xenólito métricos das rochas encaixantes (*e.g.* Rock, 1991; Ubide *et al.*, 2012).

A alteração dos lamprófios é comum, principalmente na matriz, onde há maior presença de flogopita e kaersutita (Rock, 1977). Quando intensamente alterados, os diques têm feição característica, podendo ser o suficiente para a determinação de ocorrência de lamprófios no local, mesmo sem a ocorrência de rocha sólida (Rock, 1991). Trata-se de um solo avermelhado/ocre, lustroso, podendo conter resquício de biotitas e anfibólios brilhosos. O intemperismo diferencial pode gerar feições do tipo “muralha” (*e.g.* Ship Rock, Novo México; Delaney *et al.*, 1986), com uma protuberância em relação a rocha encaixante, ou sulcos, vales e escadas, dando origem a locais propícios para a instalação de drenagens ou até rios, dependendo da amplitude da feição (*e.g.* Alves, 1996). Rock (1991) atribui ao intemperismo intenso em ambientes tropicais e a escassez de dados em relação aos lamprófios, principalmente na América do Sul e África.

3.2 Aspectos petrológicos

Rochas máficas alcalinas podem se formar através do processo de resfriamento de um magma gerado pela fusão parcial de uma fonte magmática metassomatizada ou enriquecida em voláteis, um peridotito enriquecido do manto sublitosférico (Foley, 1992). Rock (1991) sugere que é mais plausível que o lamprófios sejam formados a partir do manto metassomatizado, e não pela volatilização secundária de magmas toleíticos, o que não seria possível devido a barreira térmica entre os *trends* evolucionários saturados e insaturados em SiO₂.

A geração de lamprófios de todos os tipos têm sido explicada por modelos petrogenéticos variáveis, que abrangem processos como baixa taxa de fusão parcial de manto

metassomatizado, *mixing* de magmas básicos e alcalinos ou somente alcalinos com variação no teor de álcalis, e assimilação crustal por magmas ultrabásicos (e.g. Valente, 1997; Ngounouno *et al.*, 2003; Tappe *et al.*, 2005; Nédli & Tóth, 2007; Xu *et al.*, 2007; Orejana *et al.*, 2008; Štemprok *et al.*, 2008; Ubide *et al.*, 2012; Niu *et al.*, 2016; Soder *et al.*, 2016; Pouclet *et al.*, 2017; Azzone *et al.*, 2018; Pandey *et al.*, 2018; Panina *et al.*, 2018; Phani *et al.*, 2018; Raeise *et al.*, 2019), sendo os representantes gerados pelo primeiro mecanismo mais comuns. Processos como inserção de fluídos ricos em voláteis e ocorrência de veios ricos em flogopita/anfibólio são os principais responsáveis pelo enriquecimento prévio do manto. Subducções pretéritas, interação entre manto astenosférico e litosférico, e componentes de pluma são as engrenagens atuantes para que se haja heterogeneidades mantélicas. No desenvolvimento evolutivo do magma lamprófirico, mais comum em ambientes extensionais tipo rifte intra-continental, fusão parcial, cristalização fracionada, assimilação crustal, resfriamento rápido, imiscibilidade de líquidos, *mixing* e autometassomatismo são processos petrológicos comuns.

Processos de evolução magmática relacionada aos lamprófiros alcalinos (basanitos e tefritos) em direção a materiais mais evoluídos, de composição félsica alcalina em um mesmo *trend*, podem ser determinados com base em escalas locais e regionais (Rock, 1991). A cristalização fracionada dos fenocristais é uma das principais explicações quanto a este fenômeno. Nesse modelo, o lamprófiro seria o líquido parental, responsável pela geração deste *trend* insaturado.

Apesar de eventualmente serem classificados como parentais para rochas mais evoluídas, os lamprófiros também tem evolução complexa, como visto anteriormente. Em geral, os lamprófiros (alcalinos, cálcio-alcalinos e ultramáficos) são extremamente ricos em elementos incompatíveis (Rock, 1991), característica que torna difícil a hipótese de que essas rochas são formadas a partir da fusão de uma fonte normal de granada ou espinélio-lherzolito do manto (geralmente empobrecido) (Wilson, 1989). Como acima dito, os lamprófiros são frequentemente associados a baixíssimas taxas de fusão parcial de porções do manto sublitosférico que sofreram o metassomatismo causado pelo enriquecimento gerado por *slabs* de litosfera oceânica, subduzidas em eventos orogênicos ou por fluídos ricos em voláteis provenientes do manto astenosférico, com ou sem componentes de pluma. Essas heterogeneidades, em tese e baseando-se nos principais modelos para magmas alcalinos que levam em conta uma fonte mantélica metassomatizada, seriam naturais do manto litosférico, principalmente continental, onde há complexa configuração de rochas metamórficas antigas frequentemente relacionadas a processos de subducção de placas oceânicas ricas em voláteis e

posicionadas em uma região pouco suscetível a incorporação pela convecção, podendo haver uma manutenção daquele material por um longo período de tempo (Fitton & Upton, 1987). Este local poderia ser abastecido por magmas silicáticos e fluídos ricos em voláteis que modificariam drasticamente as características dos elementos traços deste material (Wilson, 1989). Considerando ambiente favorável a ocorrência de fusão parcial tanto na crosta continental ou manto sublitosférico, como uma abertura intraplaca, os enxames de diques funcionariam como drenadores do material fundido gerado (McKenzie, 1984).

É necessário entender os parâmetros que podem definir a gênese dos lamprófiros e o tipo de fonte do material (Rock, 1991). Entre eles estão a composição de rocha total (principalmente Mg, Sc, Cr, Co e Ni), enriquecimento em LILE, LREE e depleção em HFSE, e assembleia mineral. Tal padrão de enriquecimento em LREE e depleção em HREE requereriam uma fonte mantélica previamente metassomatizada. O enriquecimento em elementos incompatíveis torna difícil a definição da fonte como manto composto por granada/espínélio lherzolito (Foley *et al.*, 1987). Seria necessário haver uma fonte rica nestes elementos, característica das porções do manto metassomatizado. Entretanto, nestas regiões, as proporções de Mg# ($\text{Mg}/[\text{Mg}+\text{Fe}] \times 100$) seriam diferentes, assim como a assembleia mineralógica, composta por clinopiroxênio + flogopita + granada. Assim, a composição do líquido seria controlada pela mineralogia das rochas mantélicas da fonte. Experimentos indicaram que para uma fonte composta por mica-clinopiroxênio o número de Mg# poderia ser abaixo de 60 (Foley *et al.*, 1987). Segundo Rock (1991), os limites de diversos autores para rochas de natureza primária consistem em Mg#: 65-80, Sc: 15-30, Cr: 200-500, Co: 25-80 e Ni: 90-700. Assim, os valores estipulados para fontes mantélicas “normais” (Mg# > 70, Ni > 500, Cr > 1000, e SiO₂ < 50 wt%) não seriam aplicáveis a estas rochas (Foley *et al.*, 1987).

Em relação à assembleia mineral, Rock (1991) defende que a peculiar mineralogia dos lamprófiros (*e.g.* paragênese de minerais ferromagnesianos - menos evoluídos - coexistentes com uma paragênese rica em Na e K - mais evoluídos), em conjunto com suas texturas (porfirítica, glomeroporfirítica, hialocristalina, etc.) e feições particulares (zoneamento, textura *Sieved*, embaçamento, corrosão, estruturas globulares, etc.), podem ilustrar uma série de processos que participaram da formação da rocha. Na ausência de evidências que confirmem a fonte do material, a presença de xenólitos ultramáficos derivados do manto pode ser usada para determinar se o material tem derivação primária ou não (Wilson, 1989; Rock, 1991). Xenólitos crustais podem também sugerir que a rocha tenha

passado por processos de assimilação crustal, dependendo da composição do material, segundo os mesmos autores.

3.3 Estrutural

Diques são expressões magmáticas intrusivas com formato tabular formados a partir de condutos que transportam material magmático para porções mais rasas da crosta, podendo chegar à superfície (Holmes, 1965). Geralmente ocorrem inclinados a subverticais ou verticais, intrusivos em rochas encaixantes mais antigas. Esta relação é discordante, ou seja, diques têm orientação ortogonal ou oblíqua a estruturas das rochas componentes do embasamento (*e.g.* foliação, acamamento sedimentar). Já os corpos concordantes são denominados *sills* ou soleiras. Os diques podem ser classificados quanto as suas dimensões (comprimento e espessura) quando observados em planta, em um plano horizontal (Rickwood, 1990). A relação média entre espessura e comprimento é definida com máximo 1:1000 e mínimo 1:200 (Curie & Ferguson, 1970; Rickwood, 1990). Quando formam uma concentração de corpos geneticamente associados intrusivos na crosta, ou seja, formados pelo mesmo evento magmático, estes podem ser denominados de enxame de diques (Holmes, 1965).

Os principais fatores condicionantes de um alojamento de diques ou de um enxame de diques são a pressão do fluido do magma, as tensões vigentes em relação as rochas encaixantes no momento do alojamento, a viscosidade do fluido e a presença ou ausência de estruturas prévias no embasamento. Se a pressão do fluido do magma for maior que a pressão confinante da rocha encaixante, haverá maior tendência de que o magma ascenda a porções rasas ou até mesmo a superfície da crosta, por estruturas prévias ou pela geração de seus próprios caminhos, ambos por faturamento hidráulico (Delaney *et al.*, 1986). O preenchimento de fraturas pré-existentes por material magmático é mais comum (Currie & Ferguson, 1970). A viscosidade do fluido impacta também nesta dinâmica, pois fluidos menos viscosos tendem a fluir de maneira mais rápida. Assim, é importante ressaltar que a presença de voláteis controla a viscosidade do fluido, sendo este menos viscoso quanto maior o conteúdo de voláteis.

Quanto à dinâmica de esforços, os diques podem funcionar como indicadores cinemáticos e refletirem padrões prévios da crosta (Fossen, 2010). É de comum entendimento

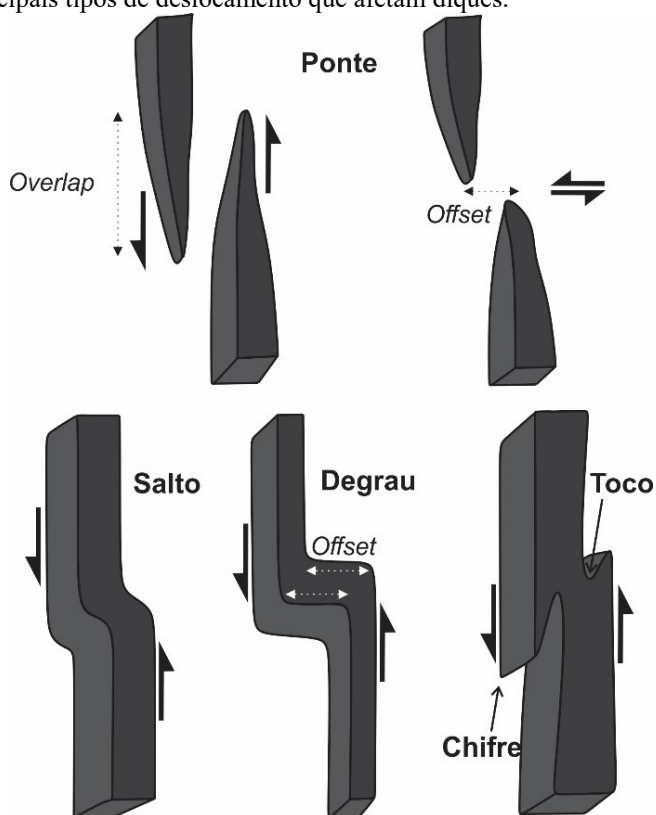
que os diques são instalados ao longo de um plano imaginário que contém as duas direções de maior esforço, perpendiculares entre si (σ_1 e σ_2). Este plano, representado pelo comprimento e altura do dique, é posicionado a 90° do tensor de menor esforço σ_3 (Anderson 1951; Pollard, 1987; Zoback, 1992; Fossen, 2010), que irá representar a direção de extensão ou abertura do corpo. Assim, os diques são considerados bons indicadores tectônicos. Neste contexto, populações de diques podem reconstruir a história deformacional e principais tensões regionais aplicadas na crosta, bem como validar ou não o controle estrutural exercido por estruturas prévias. Porém, mesmo os corpos com controle por fraturas prévias só ocuparão descontinuidades que sejam oblíquas ou paralelas ao plano (σ_1 - σ_2). Há também a possibilidade de ocupação destas descontinuidades de forma mais aleatória, isto é, sem um controle intenso, quando os principais tensores compressivos, ou apenas o de maior intensidade (σ_1), forem semelhantes ao σ_3 em magnitude (Delaney *et al.*, 1986).

A relação das intrusões tabulares com o faturamento da rocha encaixante é complexa e nem sempre de fácil identificação. A determinação de que o dique utilizou fraturas preexistentes para se alojar ou gerou novos caminhos a partir da pressão do fluido magmático é um dos temas mais debatidos acerca de intrusões rasas. Holmes (1965) definiu dois modelos: i) diques dilatantes; e ii) diques não-dilatantes. Os primeiros formam-se a partir do preenchimento de fraturas pré-existentes, geradas por eventos anteriores de distensão e estiramento. Já o segundo tipo sugere que o material magmático cria sua própria fratura condicionada por fatores como a pressão e viscosidade do magma, os esforços vigentes, etc. Assim, o segundo tipo refletiria de maneira adequada os esforços que atuaram durante o evento magmático que gerou o material. Entretanto, os do último tipo são de mais difícil reconhecimento, pois para uma determinação confiável é necessário que ocorram indicadores pré-existentes nas rochas encaixantes, possivelmente ausentes. Holmes (1965) também determina que os diques não-dilatantes geralmente associam-se aos planos de falhas, uma configuração necessária para o reconhecimento deles. Em relação ao nível crustal de alojamento dos corpos, quanto mais raso, maior será a susceptibilidade dos diques serem controlados por estruturas previamente existentes devido ao decréscimo da pressão confinante sofrida pela rocha encaixante e consequentemente pelas estruturas que a compõem (Zoback, 1992). Assim, toda a relação estrutural entre estruturas impressas nas rochas encaixantes anteriormente a instalação dos diques e os corpos tabulares, definirão aspectos do contexto estrutural e deformacional em que as estruturas foram instaladas.

Uma série de feições estruturais de deslocamento inerentes aos diques também auxiliam no entendimento quanto ao processo cinemático de instalação dos corpos tabulares.

A terminologia dos indicadores cinemáticos foi sintetizada de Nicholson & Pollard (1985), Pollard (1987) e Rickwood (1990). Chifres, pontes, degraus, escalonamentos, falhas e foliação interna são ilustrados e caracterizados conforme sua atuação no que tange o arranjo deformacional dos diques (Figura 3). Estes, se devidamente avaliados e correlacionados com o histórico de deformação da região, podem funcionar como indicadores cinemáticos precisos e auxiliar na determinação da hierarquia estrutural regional em relação aos paleoesforços.

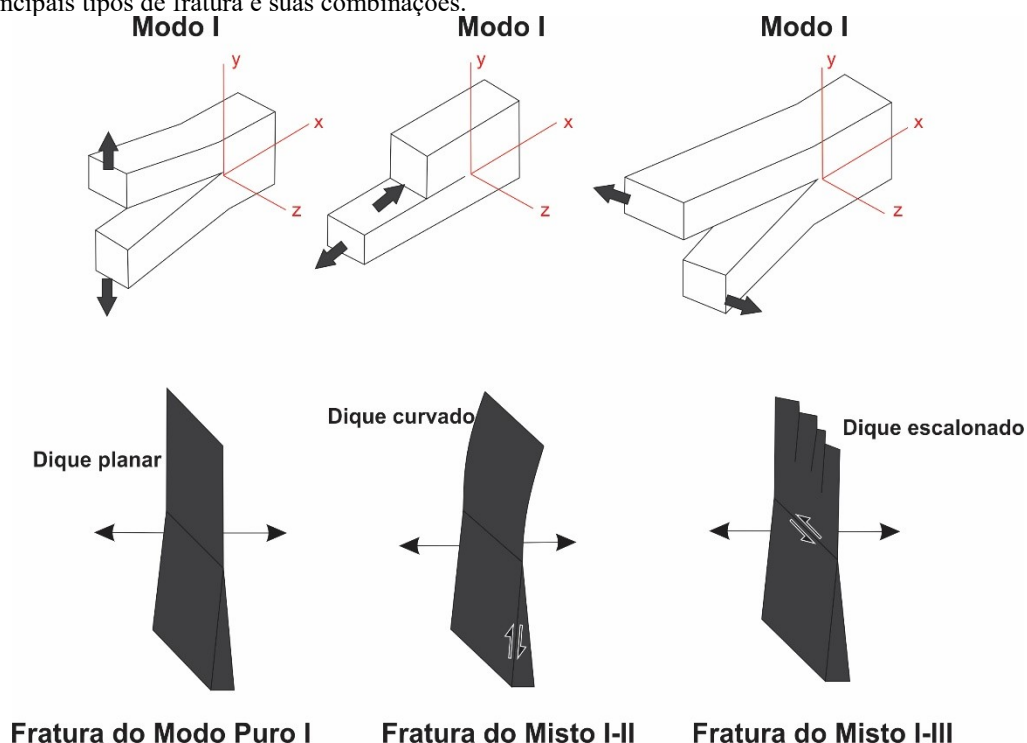
Figura 3 - Morfologia dos principais tipos de deslocamento que afetam diques.



Fonte: Modificado de Pollard, 1987 e Rickwood, 1990.

A trajetória dos diques controla sua geometria através da propagação dos corpos (Pollard, 1987). Como já visto, a trajetória irá refletir as condições deformacionais que os esforços atuantes imprimem na região. Assim, Pollard (1987) determinou diferentes geometrias dos diques que podem ser causadas por mecanismos distintos de fraturamento produzidos pela variação do esforço principal mínimo σ_3 (Figura 4). Estas variações causam mudanças quanto à trajetória dos diques que auxiliam na interpretação do arranjo dos paleoesforços que atuaram, possibilitando identificar mudanças de esforços ao longo da história da intrusão.

Figura 4 - Principais tipos de fratura e suas combinações.



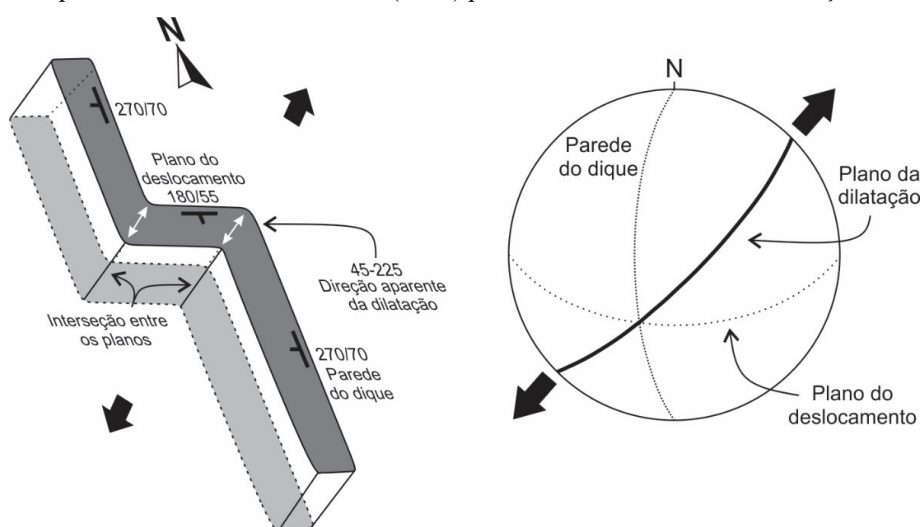
Fonte: Adaptado de Pollard, 1987.

Delaney *et al.* (1986), em estudos sobre diques (minetes) na região de Novo México, registraram uma série de parâmetros para uma adequada avaliação quanto a utilização dos diques como indicadores cinemáticos seguros para a estimativa da direção dos paleoesforços responsáveis pela instalação dos diques. Os autores definem que para que o material magmático aproveite fraturas prévias, o maior esforço compressivo necessariamente não pode se encontrar perpendicular ao plano da fratura. Ou seja, fraturas prévias oblíquas ou paralelas ao maior esforço compressional seriam passíveis de intrusão através de sua extensão. Estas afirmativas serão corroboradas a frente por outro método geométrico estrutural, o método de Bussel (Bussel, 1989). Os parâmetros de Delaney *et al.* (1986) baseiam-se na presença ou ausência de juntas adjacentes aos diques e juntas regionais, que afetam as rochas do embasamento. De acordo com os autores, os diques só podem ser considerados bons indicadores cinemáticos se não houver a ocorrência de fraturas regionais muito próximas aos diques que possuam direção paralela ou sub-paralela a direção dos diques. Entretanto, é estabelecido que essa relação nem sempre é verdadeira, sendo necessária a investigação profunda. Por exemplo, fraturas muito próximas aos diques podem ter sido causadas por seu processo de alojamento e fraturamento hidráulico. No entanto, o mesmo cenário pode ser alcançado também pela intrusão de diques em zonas fraturadas previamente. Assim, é

imprescindível a identificação da hierarquia em campo. Diques que se sobrepõem a fraturas são posteriores a instalação das primeiras feições, enquanto que fraturas que cortam diques seguem a lógica reversa, e são mais jovens que a intrusão dos corpos tabulares.

Alguns autores desenvolveram técnicas geométricas simples para a determinação da contemporaneidade ou não dos diques (Bussel, 1989). Havendo diques que utilizaram fraturas prévias oblíquas ao máximo paleoesforço extensional vigente durante o magmatismo, estes provavelmente sofrerão algum deslocamento, possivelmente gerando estruturas como pontes, saltos, degraus, entre outros. A orientação da dilatação destes segmentos dentro do dique corresponderia à direção dos esforços máximos extensionais contemporâneos ao evento magmático responsável pela condução dos diques através da crosta e seu alojamento. O método de Bussel (Bussel, 1989) consiste em duas etapas: i) definição da interseção entre o plano da parede do dique e o plano do deslocamento; e ii) determinação do plano que contém essa interseção nos dois lados do dique. Este plano representará a direção do maior esforço extensional que atuou durante o alojamento do dique (Figura 5). Para que esta análise seja validada é preciso que haja um conjunto de deslocamentos e diques que compartilhem destas características em um enxame. A interseção entre diversos planos de dilatação irá definir a real direção de dilatação regional, obtida a partir da direção do polo do plano que melhor se encaixa aos polos dos planos das dilatações.

Figura 5 - Componentes do método de Bussel (1989) para análise cinemática das dilatações.

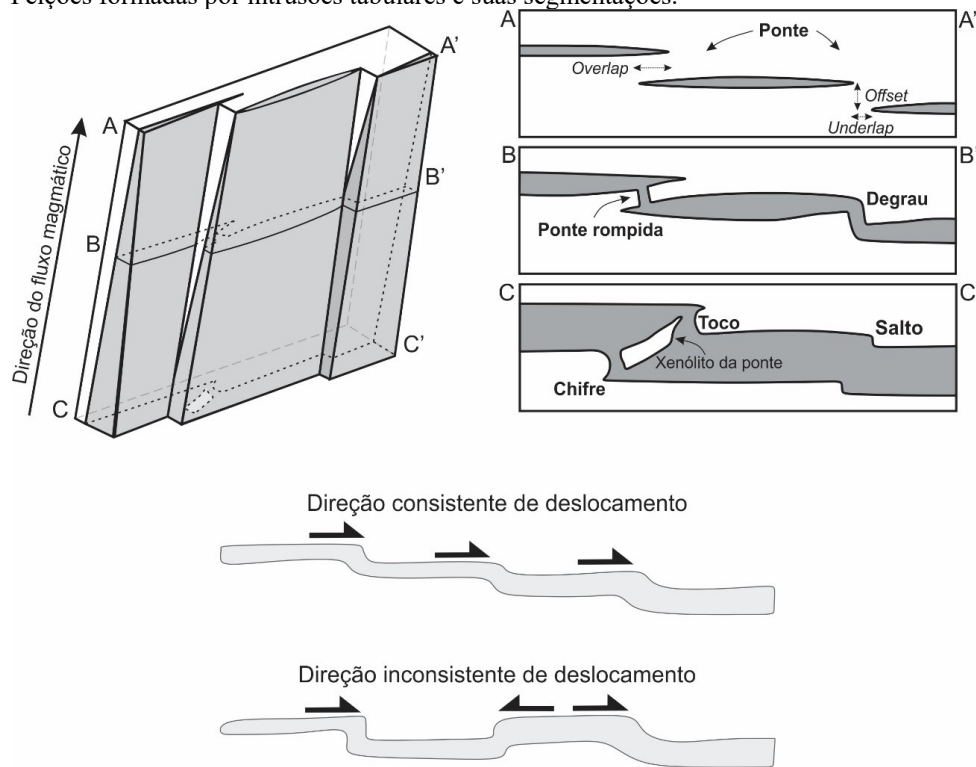


Legenda: Notar que as extremidades das setas brancas, que indicam a direção aparente da dilatação, são posicionadas em pontos da parede da rocha encaixante que eram conectados anteriormente a intrusão.

Fonte: Bussel, 1989.

Quanto à evolução das estruturas, estas dependem do avanço da intrusão para serem formadas (Figura 6). Pontes se formariam logo na frente de avanço. Na medida em que o dique se aloja na rocha encaixante, é provável que haja um rompimento da ponte prévia e formação de degraus ou saltos (Figura 6b). Com este contínuo desenvolvimento, a ponte rompida pode se desenvolver e englobar porções das rochas encaixantes, que ficarão retidas no material magmático como xenólitos. Tocos e chifres também são comuns nos estágios mais avançados. Magee *et al.* (2018) discutem dois mecanismos distintos que poderiam causar deslocamentos como degraus e pontes, além de ilustrarem como deve ocorrer a evolução de uma estrutura para outra. O primeiro mecanismo seria baseado na rotação do eixo de menor esforço durante a colocação dos diques, dando origem assim a fraturas de modos conjuntos, ou na relação de obliquidade entre diques alojados em fraturas prévias que não apresentam segmentos principais perpendiculares ao menor eixo compressivo. Durante este processo poderia haver o giro e/ou separação de segmento, que se ajustariam ao eixo de menor esforço compressivo, similar ao modelo geométrico de Bussell (1989), onde o deslocamento terá paredes ortogonais à direção de dilatação principal. Neste modelo, os segmentos deslocados apresentam uma direção consistente, isto é, o sentido do deslocamento dos segmentos será constante (Figura 6c). Este comportamento é o esperado quando o principal controle atuante é o regime de esforços. O segundo mecanismo teria como causa dos deslocamentos a presença de fraturas prévias. Os autores se basearam na disposição estrutural da intrusão de *sills*, que percolariam por limites das camadas sedimentares (fraturas prévias), que representariam caminhos preferencias e com baixa resistência. Neste caso, o deslocamento dos segmentos é inconsistente, ou seja, o sentido do deslocamento será inconstante.

Figura 6 - Feições formadas por intrusões tabulares e suas segmentações.



Legenda: (a) Diferentes porções de uma intrusão tabular com deslocamentos. Notar o caráter gradual da evolução dos tipos de deslocamentos com o avanço do magma na rocha encaixante (b). Modificado de Rockwood (1990). (c) Arranjos relativos à movimentação dos segmentos associados, ou não, aos esforços vigentes. Direções consistentes tendem a serem condicionadas pelos esforços, enquanto direções inconsistentes são condicionadas por estruturas prévias. Modificado de Magee *et al.* (2018).

Fonte: Modificado e Rickwood, 1990 e Magee *et al.*, 2018.

Diques de lamprófiro e de diabásio podem ser diferentes quanto a características físicas (*e.g.* espessura). Para uma comparação aprofundada, ver Rock (1991). Diques de lamprófios podem ser mais sinuosos que os diques de diabásio, tanto em planta como em seção, e frequentemente, exibem feições de deslocamento e variação de espessura ao longo do seu *strike*, podendo ter *pinch out* e depois retornando a aparecer na direção do *strike* (Currie & Ferguson, 1970). Podem ser bifurcados abruptamente, formando apófises de menor espessura que o corpo principal e são estreitos, normalmente entre poucos centímetros e poucos metros, diferentemente dos diques de diabásio, com espessura frequentemente maior que poucos metros (Rock, 1991).

4 GEOLOGIA REGIONAL

4.1 Embasamento Proterozoico

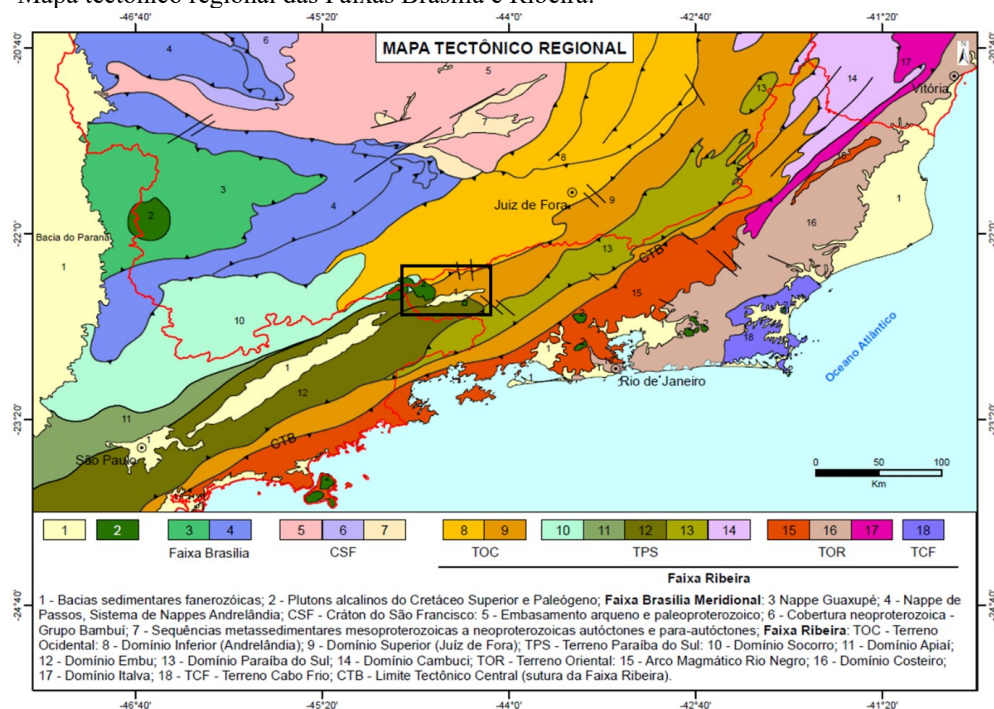
As rochas subvulcânicas estudadas no presente trabalho estão situadas nos limites das Faixas Brasília e Ribeira, configuradas como embasamento, o qual se insere em um contexto geológico complexo (Figura 7). Diferentes interpretações quanto à posição dos limites tectônicos e relação estrutural, metamórfica e geocronológica pode ser encontrado em diversos trabalhos com enfoque nessa questão (Heilbron *et al.* 2000; Trouw *et al.*, 2000; Peternel *et al.*, 2005; Trouw *et al.*, 2013). A região é representada por um conjunto de terrenos amalgamados com idades paleoproterozoicas e neoproterozoicas na direção das margens do Cráton São Francisco, que teve evolução tectônica relacionada ao impacto orogênico das duas faixas móveis. Apesar de não ser o foco do atual trabalho, o contexto geológico das rochas metamórficas componentes destas faixas móveis na região, bem como as unidades que a compõem, serão descritas de forma resumida a seguir.

A Faixa Ribeira é uma faixa orogênica neoproterozoica com evolução tectônica ligada a subducção para sudeste da paleoplaca Sanfranciscana e posterior amalgamento de terrenos devido à colisão da microplaca da Serra do Mar e o paleocontinente do Congo, conhecida como orogênese Brasileira (Heilbron *et al.*, 2000). Sua feição se alonga por 1.400 km, disposta em um *trend* NE-SW quase a totalidade de sua porção, com vergência noroeste em uma sucessão de empilhamento de *nappes* ao longo da borda sul e sudeste do Cráton São Francisco. No limite norte, sua continuação é a Faixa Araçuaí, na região limítrofe dos estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais e Espírito Santo, se estendendo para sudoeste até o Paraná e leste de Santa Catarina (Hasui *et al.*, 2012). Seu limite leste é a margem continental, e a oeste têm parcialmente seu domínio encoberto pela Bacia do Paraná; além da porção Centro-Sul, onde há certa relação com a Faixa Brasília (Hasui *et al.*, 2012), feição relevante para o atual trabalho, visto que a região de estudo se insere neste contexto. A estruturação dos terrenos tectonoestratigráficos da Faixa Ribeira tem configuração de imbricamento oblíquo com vergência noroeste relativo ao processo evolutivo em um regime colisional. Direcionados de encontro à margem do Cráton São Francisco, os terrenos são: i) Terreno Ocidental; ii) Klippe Paraíba do Sul/Embu; iii) Terreno Oriental (Serra do Mar); e iv) Cabo Frio. Os três primeiros

terrenos tiveram processos de amalgamento realizados em torno de 580 Ma, enquanto o Terreno Cabo Frio, mais recente, foi anexado aos demais há 520 Ma (Heilbron *et al.*, 2000).

A Faixa Brasília (Fuck *et al.* 1994; Brito Neves *et al.* 1999; Pimentel, 2016) é componente de um orógeno colisional Neoproterozoico que ocupa a porção leste da Província Tocantins, com extensão de aproximadamente 1.100 km disposta de forma alinhada numa direção N-S. Trata-se de um terreno com sistemas de dobramentos que edificaram suas rochas sobre a borda oeste do Cráton São Francisco durante o Neoproterozoico, devido ao fechamento do paleoceanos Brasilides e colisões ediacarianas entre as paleoplasas São Franciscana e Paranapanema (Brito Neves *et al.* 1999; Trouw *et al.* 2000). Na extremidade sul, próximo ao limite com a Faixa Ribeira, as *nappes* inferiores e superiores têm idade de colisão de entre 625 e 615 Ma. Estas *nappes* são formadas pelo sistema de *Nappes* Andrelândia e *Nappe* Socorro-Guaxupé, respectivamente.

Figura 7 – Mapa tectônico regional das Faixas Brasília e Ribeira.



Fonte: Heilbron *et al.*, 2016.

A Zona de Interferência (ZI) entre as faixas Brasília e Ribeira (Trouw *et al.*, 1994; Heilbron *et al.*, 2004; Trouw *et al.*, 2013) é interpretada como uma zona de superposição estrutural e metamórfica entre as duas faixas, que tiveram direção de transporte tectônico de suas paleoplasas e metamorfismo contrastantes entre si. Os picos de idade do metamorfismo na região sul da Faixa Brasília datam entre 650 a 610 Ma, valores que se aproximam das

idades mais antigas dos picos da Faixa Ribeira, entre 590 a 550 Ma. Tal aspecto sugere estágios colisionais subsequentes com um intervalo mínimo de aproximadamente 20 Ma, base para a fundamentação da superposição metamórfica. Trouw *et al.* (1994) definiram o Domínio Andrelândia, incluso no Terreno Ocidental de Heilbron *et al.* (2000), como principal representante da ZI entre as faixas Brasília e Ribeira, bem como a *Nappe* Socorro-Guaxupé, que representaria a paleoplaca Paranapanema. Tal interpretação foi baseada nas estruturas internas do Domínio Andrelândia, que primeiramente sugerem um transporte tectônico para NE, relacionado com a porção sul da Faixa Brasília, e posterior transporte para noroeste, movimento típico das estruturas da Faixa Ribeira. Outra feição importante que explica essa inserção do Domínio Andrelândia é o metamorfismo da região, rico em cianita, porém, com uma superposição de sillimanita, relacionados respectivamente ao metamorfismo típico, na região da Faixa Brasília e, posteriormente, na Faixa Ribeira. Em Trouw *et al.* (2013) os autores reinterpretam a ZI entre as faixas Brasília e Ribeira e seus limites, incluindo o Terreno Embu-Paraíba do Sul ao domínio da *Nappe* Socorro-Guaxupé e estendendo seus limites mais para sul e leste.

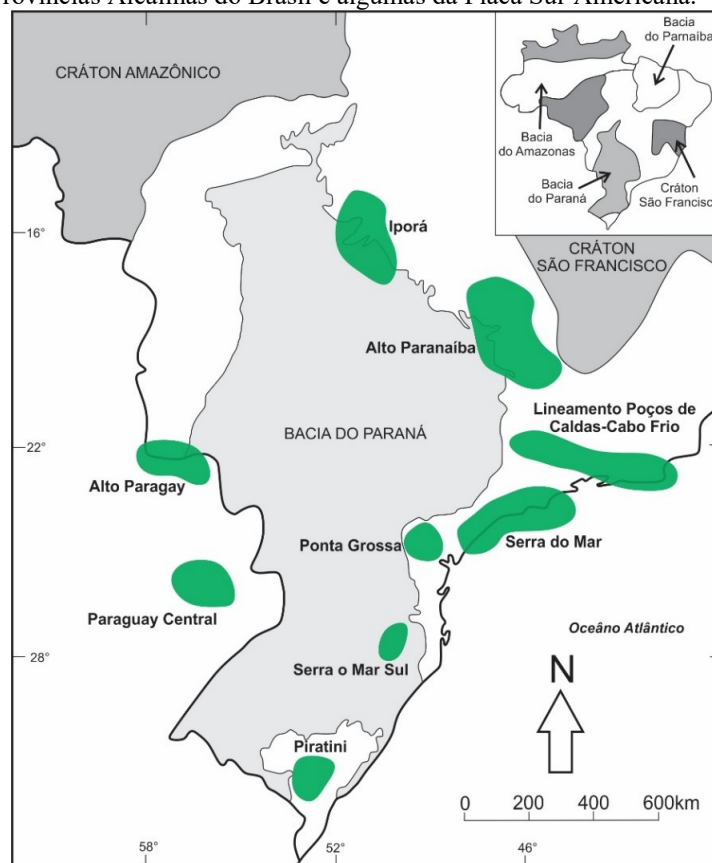
Assim, apesar de se enquadrar em um contexto complexo, a ZI abrange *nappes* que participaram dos dois estágios de colisão, e que têm em suas extensões estruturas geradas por esta interferência entre as faixas Ribeira e Brasília. Compõe o contexto regional as rochas do Sistema de *Nappes* Andrelândia, da *Nappe* Socorro-Guaxupé, do Terreno Embú-Paraíba do Sul, granitoides pré a sin-colisionais. Esta compartimentação de diferentes terrenos lito-estratigráficos e seus limites gera um complexo arranjo tectono-estrutural. Uma das feições estruturais mais relevantes é referente ao limite entre as faixas Brasília e Ribeira, posicionada em diferentes locais por diferentes autores. Heilbron *et al.* (2004) sugerem que o limite entre as faixas esteja situado na Zona de Cisalhamento NE-SW do Rio Jaguari, enquanto que outros autores (Trouw *et al.*, 2013) posicionam este limite entre a na zona de empurrão basal da *Nappe* Socorro sobre o Domínio Juiz de Fora, localmente caracterizado por uma descontinuidade irregular de direção principal NE-SW.

4.2 Magmatismo Mesozoico-Cenozoico

As Províncias Alcalinas da Plataforma Sul-Americana, principalmente as localizadas no centro-sudeste do Brasil (Figura 8), se formaram, conjecturalmente, através de uma

reativação de estruturas profundas da crosta durante a Reativação Wealdeniana, a partir do Jurássico, durante a abertura do Atlântico Sul (Almeida, 1983). Tal reativação teria provocado um magmatismo alcalino, que condicionado por estruturas pretéritas e determinados parâmetros de anomalias térmicas, ascendeu e formou corpos plutônicos ou sub-vulcânicos, *stocks*, *plugs* e diques durante o Cretáceo Inferior até o Paleogeno. Para Riccomini *et al.* (2005), as estruturas pretéritas, como limites de terrenos tectono-estratigráficos diferentes e zonas de cisalhamento, desempenharam um papel fundamental quanto ao alojamento do magmatismo alcalino. Além destas, falhas extensionais ou transcorrentes situadas em bordas de bacias sedimentares e riftes também atuaram como agentes controladores do alojamento deste magmatismo (Rosa, 2017).

Figura 8 - Principais Províncias Alcalinas do Brasil e algumas da Placa Sul-Americana.



Fonte: Compilado de Gibson *et al.*, 1995 e Riccomini *et al.*, 2005.

É importante ressaltar que essa Reativação também foi responsável pelo magmatismo toleítico e correspondentes ácidos, entre o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior, que se estenderam pela Bacia do Paraná e porções da Bacia de Santos (Almeida, 1983). Para Almeida (1983) e Riccomini *et al.* (2005), o magmatismo alcalino se desenvolveu em três estágios de reativação: i) contemporâneo aos basaltos da borda da Bacia do Paraná

através de falhas e flexuras das bordas das bacias do Paraná e de Santos, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior; ii) pulso magmático alcalino do Aptiano ao Maastrichtiano; e iii) último estágio, ocorrido no Paleógeno, com expressões magmáticas derradeiras no Eoceno.

É comum a formação de províncias alcalinas próximas a margens continentais passivas relacionadas à formação de bacias oceânicas durante a separação de continentes. A instalação do magma alcalino sucede a fase terminal do magmatismo toleítico característico desse ambiente, durante o rifteamento continental (Fitton & Upton, 1987). O conjunto destas feições alcalinas presentes em um espaço geográfico definido, com relação mineralógica próprias, pertencentes a um mesmo intervalo de tempo, geralmente com relação direta a descontinuidades na crosta (falhas, arcos, flexuras, riftes...), e com contexto tectônico conforme (Morbiddelli *et al.*, 1995), são classificados como Províncias Alcalinas. Predominantemente, as províncias da região Centro-Sudeste (*ca.* 80-55 Ma) são formadas por extensas feições intrusivas (*stocks* e *plugs*) compostas por litologias evoluídas, principalmente sienitos saturados ou insaturados em SiO₂; e acompanhadas por escassas, mas não raras, litologias menos evoluídas, predominantemente restringidas a lavas, *sills* e principalmente diques, por vezes máficos (Morbiddelli *et al.*, 1995; Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005). As expressões tabulares máficas são comumente classificadas como lamprófiros em diversas destas Províncias (Alves, 1996; Valente 1997; Thompson *et al.* 1998; Gibson *et al.* 1999; Coutinho, 2008; Azzone *et al.* 2009).

A formação das Províncias Alcalinas no Centro-Sudeste da Plataforma Sul-Americana é relacionada ascensão de magma alcalino a partir de descontinuidades crustais proterozoicas durante a Reativação Wealdeniana, a partir do Jurássico, associada à abertura do Atlântico Sul (Almeida, 1983). O magma produzido foi alojado conforme as inúmeras e bem determinadas descontinuidades crustais proterozoicas (falhas extensionais e transcorrentes, zonas de suturas e bordas de bacias). Anomalias térmicas situadas ao longo do espaço específico que abrange a localização das Províncias e durante o tempo suficiente, teria sido a causa desta produção massiva de material magmático alcalino (Zalán & Oliveira, 2005). Contudo, alguns autores (Gibson *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998; Filho & Rodrigues, 1999; Santos 2013; 2016) sugerem que o magmatismo alcalino ocorrido desde a Província de Iporá e Alto Paranaíba (90 a 85 Ma), passando pelo Lineamento Mágmatco de Cabo Frio (54 a 80 Ma) até a Cadeia Vitória-Trindade (40 Ma), tenha ocorrido devido a instalação de uma pluma mantélica sob a crosta continental. Essa hipótese tem como base a migração da placa Sul-Americana sobre uma pluma mantélica em um alinhamento WSW-

ENE (Herz, 1977) e na tendência de rejuvenescimento das idades de tais corpos para Leste (Sonoki & Garda, 1988). Gibson *et al.* (1995) propõem que o primeiro impacto da cabeça da pluma tenha sido relacionado a instalação das Províncias Alcalinas de Iporá e Alto Paranaíba, situadas a noroeste do Maciço Alcalino do Itatiaia e da área de estudo. Neste contexto, ocorreu a formação de um *trend* NW-SE para as manifestações *onshore* da passagem da litosfera sobre um *hotspot* (Thompson *et al.*, 1998), que continua pelo Lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio e da Cadeia Vitória-Trindade. Outra teoria, baseada na junção das sobreditas, aborda tais feições como produtos de uma atividade magmática gerada pela passagem da pluma mantélica sob descontinuidades profundas prévias, representando zonas de fraquezas para a intrusão magmática (Fainstein & Summerhayes, 1982).

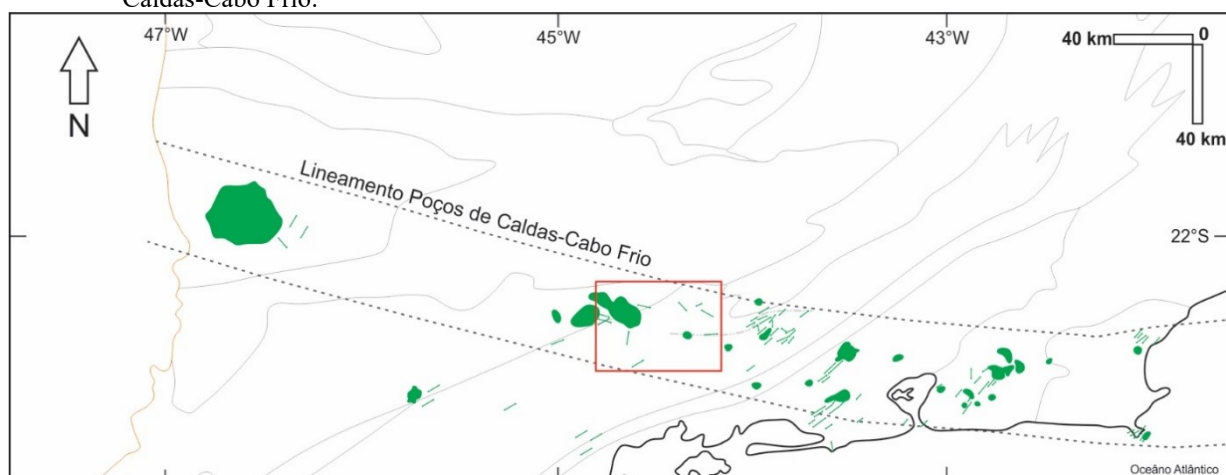
Entretanto, Riccomini *et al.* (2005) baseando-se nas idades K/Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ disponíveis, afirma que tal decréscimo de idades para leste não ocorre, mas sim a ocorrência de diferentes fases de magmatismo alcalino, do Cretáceo Inferior ao Paleógeno, aparentemente com padrão definido, em um modelo congruente com o estabelecido anteriormente por Almeida (1983). Os autores também apontam para uma origem de manto litosférico para os fonolitos e sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, baseando-se em dados de razões isotópicas de Sr-Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705\text{-}0.707$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5123\text{-}0.5126$), obtidas por (Ulbrich *et al.*, 2005). Assim, Riccomini *et al.* (2005) descartam a origem dos corpos alcalinos da região por pluma mantélica, e sugere sua formação por fonte do manto litosférico aquecido por uma ressurgência mantélica com uma relação evolucionária associada a formação das bacias paleogênicas. Neste contexto, a ascensão polifásica do magma alcalino se deu por zonas de fraquezas de idade proterozoica a partir reativações de estruturas pretéritas devido a mudanças no campo de *stress* durante pulsos de magmatismo alcalino que condicionaram o alojamento destes corpos e das demais manifestações magmáticas alcalinas da região centro-sudeste da Plataforma Sul-Americana.

Na maioria dos casos das intrusões alcalinas, esse magmatismo apresenta caráter potássico a ultrapotássico e variação na saturação em SiO_2 (Brotzu *et al.*, 1997). Em relação ao padrão bem definido da tendência dos isótopos Sr-Nd que aponta para componentes EM1 (*Enriched mantle 1*) e HIMU (*High μ*), para rochas magmáticas alcalinas da Plataforma Sul-Americana, diversos autores apontam para uma origem mantélica situada na litosfera subcontinental a partir de locais que tiveram maior ou menor enriquecimento (Gibson *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1998).

4.2.1 Lineamento Poços de Caldas – Cabo Frio

O Lineamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio (LPCCF; Almeida, 1991; Riccomini *et al.*, 2005), feição que engloba diversos corpos alcalinos, desde o Maciço Alcalino de Poços de Caldas aos corpos alcalinos de Cabo Frio (Figura 9), é uma província alcalina com evolução tectono-magmática em diferentes estágios. Ao todo este lineamento reúne mais de 30 manifestações magmáticas alcalinas, com corpos principais representados por *plugs* e *stocks* alcalinos félsicos como Poços de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Serra dos Tomazes, Tinguá, Mendanha, Itaúna, Tanguá, Soarinho, Rio Bonito, Morro de São João e Cabo Frio. A maior parte dos maciços caracteriza-se pela forma de intrusão plutônica de rochas alcalinas félsicas, predominantemente compostas por sienito e nefelina-sienito. Entretanto, algumas expressões possuem rochas máficas e ultramáficas associadas, além de rochas mais evoluídas, como granitos. Além destas, diques alcalinos fortemente insaturados e moderadamente insaturados em sílica como lamprófiros (em geral, monchiquitos e camptonitos) e fonolitos, bem como basaltos alcalinos e traquitos, frequentemente associam-se as intrusões principais (Brotzu *et al.*, 2005). Segundo Thompson *et al.* (1998), menor quantidade de intrusão máfica, como diques, *sills* e lavas frequentemente acompanham os complexos sieníticos da região.

Figura 9 - Mapa das principais expressões alcalinas ao longo da Província do Lineamento de Poços de Caldas-Cabo Frio.



Legenda: Linhas retas verde representam somente diques de lamprófiro enquanto que formas irregulares ilustram maciços alcalinos.

Fonte: Modificado de Sonoki & Garda, 1988, Riccomini, 1989, Brotzu *et al.*, 1992, Araújo, 1995; Garda, 1995, Valente, 1997, Thompson *et al.*, 1998, Ferrari, 2001, Bennio *et al.*, 2002, Ulbrich *et al.*, 2002, Chiessi, 2004, Einrich *et al.*, 2005, Guedes *et al.*, 2005, Motoki *et al.*, 2007, Marins, 2012, Mota, 2012, Fontinha, 2013, Ferroni *et al.*, 2017, e Azzone *et al.*, 2018.

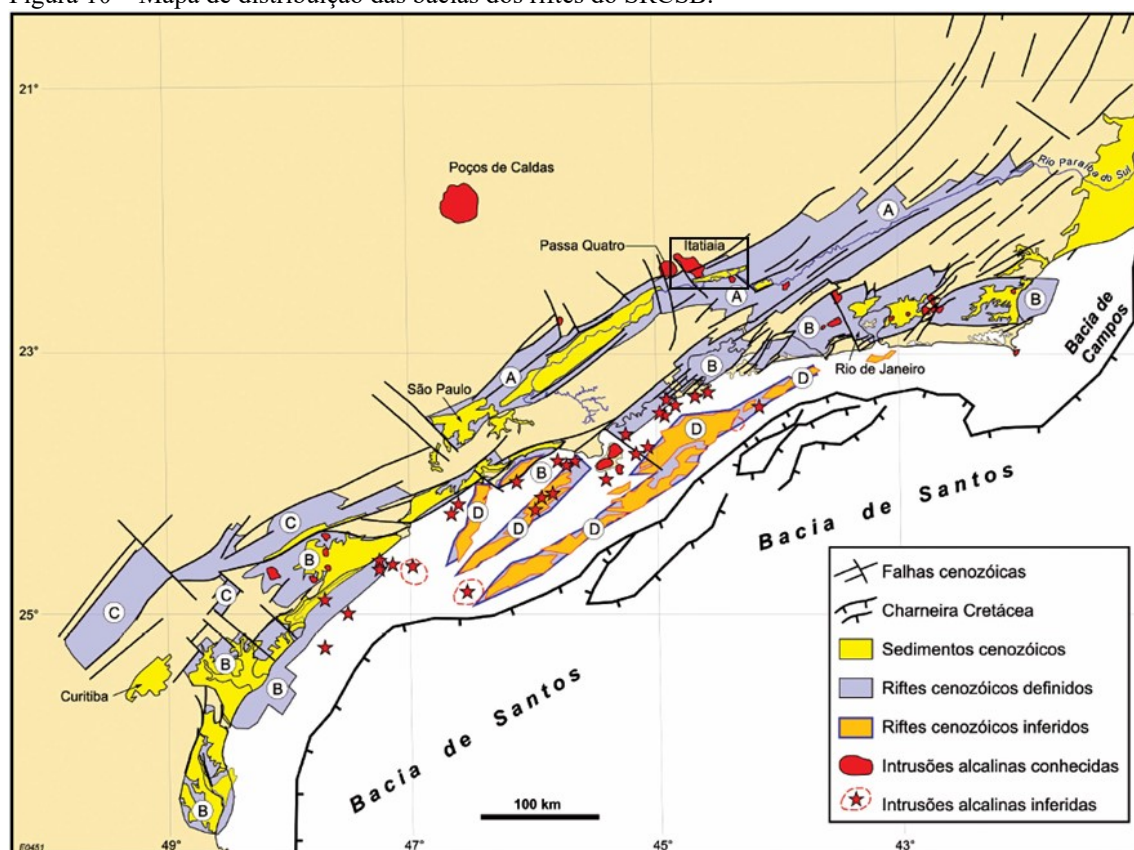
O LPCCF possivelmente reflete uma descontinuidade crustal WSW-ESSE (Almeida, 1983; Brotzu *et al.*, 2005), entretanto, as principais expressões magmáticas que o compõem teriam se instalados ao longo de falhas subcrustais NE a NNE, configurando assim *stocks* com formatos alongados e enxames de diques NE-SW (Riccomini *et al.*, 2005). Tal configuração foi possível devido ao campo de esforços atuantes no Campaniano, um regime transcorrente sinistral com principal esforço compressivo NE-SW (σ_1), e extensivo na direção NW-SE (σ_3) (Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 2005). Este seria o primeiro evento deformacional relacionado ao magmatismo na região, ocorrido entre o Campaniano e Eoceno Superior (80 a 50 Ma) (Ferrari, 2001). Do Eoceno ao Holoceno ocorreram mais três eventos extensionais com direções de extensão NW-SE, NE-SW e E-W, respectivamente (Ferrari, 2001), o que explica as diferentes idades dentro dessa Província, sustentando o magmatismo condicionado por reativações controladas pelo sistema de tensões e descontinuidades prévias (Riccomini *et al.*, 2005).

Parte do magmatismo alcalino nesta Província ocorre juntamente com estruturas rúpteis da formação do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB; Riccomini, 1989) ou Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste Brasileiro (SRCSB; Zalán & Oliveira, 2005), o que resulta em um arcabouço regional estruturado e complexo (Figura 10). A maioria dos *stocks* do LPCCF são adjacentes ao Rife do Paraíba do Sul e ao Rife Litorâneo e, provavelmente, são condicionados por estruturas desenvolvidas no rifteamento de 134 a 114 Ma (Zalán & Oliveira, 2005). Durante a fase rifte da abertura do Atlântico Sul, houve uma intensa reativação de estruturas do embasamento, predominantemente direcionadas NE-SW, que deu origem a falhas normais de mesma direção, além de falhas transformantes NW-SE (Mohriak, 2004). De acordo com Zalán & Oliveira (2005), após aproximadamente 25 Ma cessado o rifteamento, ocorreu o soerguimento do embasamento da Bacia de Resende (89-65 Ma) junto com os diversos pulsos magmáticos alcalinos (*e.g.* diques Guedes *et al.*, 2005 e; *stocks* Itatiaia, Rosa, 2017). Concomitante a esse pulso, em um regime extensional, as falhas de borda de bacias (*e.g.* Bacia de Santos) representaram as principais zonas de fraqueza (Riccomini *et al.*, 2005).

Zalán & Oliveira (2005) consideram este soerguimento, bem como o magmatismo alcalino na região, como produtos da passagem da Placa Sul-Americana sobre a Pluma de Trindade. Na região predominam falhas normais NE-SW em conjunto com zonas de acomodação e falhas transformantes NW-SE que se prolongam até a Bacia de Santos (Souza, 2008) responsáveis por ajustar o rejeito das falhas principais. A abundância de estruturas com direção NE-SW e ENE-WSW ao longo de todo o LPCCF é corroborada pela análise de

imagem SRTM 90m que evidencia uma maior magnitude dos lineamentos paralelos a estas direções (Souza, 2008). Entretanto, há também um sem-número de lineamentos NW-SE, tão numerosos quanto os NE-SW, porém, com menores extensões, compondo uma direção subordinada. Assim, os lineamentos NE-SW representariam o arcabouço estrutural gerado por falhas normais durante a fase rifte e sua posterior reativação, enquanto os NW-SE corresponderiam às falhas transformantes formadas com a mesma relação temporal que as normais e condicionadas a elas. Toda esta estruturação coincide com uma maior extensão NW-SE do Campaniano ao Eoceno proposto por Ferrari (2001). Conformemente, em um contexto mais próximo a área de estudo, nas adjacências da Bacia de Resende, essa configuração estrutural se assemelha a fábrica rúptil impressa principalmente nas rochas do embasamento metamórfico, com falhas normais ENE e NE subparalelas as principais anisotropias das rochas proterozoicas e falhas transcorrentes NW e NNW (Valeriano & Heilbron, 1993).

Figura 10 – Mapa de distribuição das bacias dos riftes do SRCBS.



Legenda: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul.

Fonte: Zalan & Oliveira, 2005.

5 GEOLOGIA LOCAL

Trouw *et al.* (2003) definiu como embasamento da região um conjunto de rochas paleoproterozoicas que englobam metagranitóides intercalados com hornblenda-gnaisses e raras metaultramáficas. A área de estudo delimitada para o atual trabalho abrange diferentes rochas componentes diversos domínios litoestratigráficos (Figura 11). Na porção noroeste predominam bitotia gnaisses com intercalação de filitos, xistos, anfíbolitos, metaultramáficas, quartzitos e granada-sillimanita gnaisses do Domínio Andrelândia. Ao sul e sudeste ocorre uma porção restrita composta por gnaisses orto e paraderivados do Domínio Embu. Granitos e granitóides abrangem parte do polígono, tendo como representantes os granitos Maromba e Pedra Selada, e o Leucogranito Capivara, ambos formando lentes espessas alongadas ao longo da direção NE-SW. Na área, estas rochas têm configuração estrutural alongado no eixo NE-SW. O Maciço Alcalino de Itatiaia (MAI) ocupa a porção centro-oeste, representando o magmatismo alcalino possivelmente responsável pela colocação dos diques estudados.

Na região, o MAI (Ribeiro Filho, 1964; Penalva, 1964; Brotzu *et al.*, 1997; Rosa, 2017) é o principal produto do magmatismo alcalino Mesozoico-Cenozoico, com composição e aspectos petrogenéticos similares aos maciços situadas ao longo do LPCCF. O MAI é um dos maiores e mais importantes complexos rochosos alcalinos do Brasil, além de possuir características únicas quanto as rochas que o compõe. Com seu formato elipsoide alongado na direção NW-SE, o maciço se estende por 215 km² com eixos de 30 km por 4,5 a 11,5 km, e altitude máxima de 2.787 m. Esta estruturação reflete a direção NW-SE de Zonas de Transferências do Atlântico (Zona de Transferência de Barra Mansa) e zonas de acomodação do rifte continental. Estas discontinuidades crustais regionais foram responsáveis pelo controle estrutural do alojamento do MAI. Recentemente, foi definida a idade de 71,3 Ma (U-Pb em zircão) para o primeiro pulso magmático, responsável pela intrusão de nefelina sienito na porção externa da porção sudeste (Rosa, 2017). O autor indica atividade magmática até 67,5 Ma, com decréscimo progressivo de idade de SE para NW que reflete a atuação de um “centro magmático migratório”. Compõe o maciço uma extensa gama de rochas, como (ne) sienitos, pulaskitos, nordmarkito, monzonito, traquibasalto, traquilo e granito. Além destes, também ocorrem diques fonólitos e traquitos.

Magmas de composição basanítica ou ankaramítica seriam os parentais dos nefelinitos e nefelina-sienitos do primeiro pulso (série fortemente insaturada em SiO₂). Esse processo teria como principal ferramenta o fracionamento de diopsídio para geração dos

nefelinitos, e do diopsídio, apatita e anfibólio nos nefelina-sienitos. Magmas de composição basaníticas/basalto alcalino são apontados como os parentais de traquibasaltos e sienitos da porção NW (série supersaturada em SiO₂), por fracionamento do diopsídio, e do plagioclásio, diopsídio e apatita, respectivamente. Os sienitos desta porção ainda sofreram processos de assimilação crustal, resultando no rompimento da barreira térmica, gerando sienitos com quartzo.

Rosa (2017) sugere que a partir do processo de assimilação crustal (5-10%) para a curva de *mixing* seria possível gerar nefelinitos por um magma parental de composição tefrítica dos diques próximos ao MAI (Thompson *et al.*, 1998). Também seria possível a geração de traquibasalto com aproximadamente 13-20% de *mixing*. Porém, a diferença entre os teores de K₂O entre o produto e o magma primário (6,30 e 1,41 % em peso, respectivamente) aponta para uma fonte mais rica em flogopita/anfibólio.

Apesar disto, outros autores sugerem que o enxame de diques alcalinos do Cretáceo Superior que intrudem o embasamento regional pode representar o magma mantélico máfico parental responsável pela geração dos sienitos do MAI (*e.g.* Brotzu *et al.*, 1997). Este enxame seria composto por diques que variam entre basaltos alcalinos potássicos e rochas mais diferenciadas como tefritos e fonotefritos (Brotzu & Melluso, dados não publicados, 1994; e Piccirillo *et al.*, dados não publicados, 1996, *apud* Brotzu *et al.*, 1997). A localização e descrição deste suposto enxame de diques máficos na região não é apresentada no trabalho de Brotzu *et al.* (1997). Assim, não há como obter uma confirmação destes dados, apesar de até a época do estudo haver registros de escassos diques de lamprófiro (Riccomini, 1989) e máficos indistintos (Almeida, 1996) na região de Fragária (MG) e nas vizinhanças da Bacia de Resende (RJ), além dos diques relacionados ao Maciço Alcalino Passa Quatro (*e.g.* Brotzu *et al.*, 1992; Thompson *et al.*, 1998; Einrich *et al.*, 2005). Trabalhos mais recentes (a frente) conseguiram localizar alguns diques de lamprófiro na região, mas sem uma expressão significativa que correspondesse a um enxame de dimensões regionais. Há, no entanto, uma correlação clara entre diques máficos alcalinos e as expressões magmáticas alcalinas félsicas adjacentes da Província da Serra do Mar, especialmente na costa do Rio de Janeiro e São Paulo, onde diques máficos alcalinos (camptonitos e ankaramitos) seriam os magmas parentais dos *stocks* e *plugs* félsicos que predominam quanto ao volume de magmas (*e.g.* Coutinho, 2008).

Diversos trabalhos na região e adjacências identificaram a presença de diversos diques máficos (Ribeiro Filho, 1964; Penalva, 1964; Almeida, 1996; Thompson *et al.*, 1998) e de lamprófiro (Guedes *et al.*, 2005; Fontainha, 2013), já evidenciando um magmatismo mais

recente que o embasamento. Essa manifestação magmática, nesta região, ainda possui lacunas quanto a caracterização, quantificação e classificação destas rochas. Os diversos trabalhos que identificaram diques máficos embora realizados de maneira correta, não tiveram como objetivo a caracterização destes corpos, somente com descrições de campo, sendo assim pouco conclusivos quanto a classificação acerca destes diques. É normal a classificação de diques de lamprófiros como diabásio baseando-se apenas na descrição de campo (Klein, 1966 *apud* Garda *et al.*, 1996), onde ambos compartilham características físicas, como cor (escura) e forma de ocorrência (corpos tabulares). Porém, aqui serão descritas todas as informações retiradas destes trabalhos quanto aos diques, devido a importância para o atual trabalho, além da possibilidade de estes comporem o *range* de rochas lamprofíricas aqui estudadas, visto que os diques em sua imensa maioria não foram analisados a fundo.

Ribeiro Filho (1964) descreveu a ocorrência de numerosos diques escuros, que julgou ser de natureza diabásica (sem análises detalhadas), cortando rochas gnáissicas do embasamento no MAI. Com espessuras entre poucos centímetros a alguns metros, tais diques teriam direção majoritariamente NNE-SSW. Apenas diques alcalinos félsicos são citados como intrusivos nas rochas alcalinas do MAI. Penalva (1964) encontrou diques de 0,5 a 2 m, de cor cinza escura (arroxeada), por vezes porfiríticos, com fenocristais de biotita e feldspato, cortando apenas gnaisses do embasamento, que classificou como possível diabásio. Xenólitos do embasamento gnáissico se inserem na injeção magmática, variando e de 5 a 20 cm de diâmetro. O autor destaca que com a decomposição avançada das rochas, provavelmente devido ao clima úmido e vasta vegetação na região, preserva os contatos entre as rochas encaixantes e os diques, onde os últimos aderem uma coloração escura, diferente da coloração dos gnaisses encaixantes, mais claros.

A descoberta de poucos diques de lamprófiros nas adjacências do Rio Paraíba do Sul, em seu curso na Bacia de Resende, é o primeiro registro de lamprófiros na região (Riccomini, 1989). Os diques, classificados como lamprófiros, estão listados na Tabela 2. Estão dispostos em direções oblíquas ENE e WNW e são intrusivos no embasamento proterozoico da região. A maior parte destes corpos está intensamente alterada. Os diques que afloram nas proximidades do MAI e da Bacia de Resende são descritos como piroxênio-biotita lamprófiro, sendo estes intrusivos no embasamento pré-cambriano, classificados como basanita e tefrito. A rocha é de coloração cinza escura, com textura porfirítica e pan-idiomórfica, composta por fenocristais centimétricos de biotita, e outros de menor dimensão e em menor proporção formados por Ti-augita (Riccomini *et al.*, 1991). A matriz tem os mesmos minerais, além de minerais opacos e uma mistura de fases félsicas formadas por plagioclásio e analcima. Os

autores acima classificam as estruturas oclares encontradas como amígdalas milimétricas, compostas por carbonato e analcima. Um destes corpos possui idade de $84,0 \pm 3,0$ Ma ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ em rocha total). Outros afloram mais próximos a Bacia de Volta Redonda, onde um corpo tabular intrusivo de piroxênio-olivina lamprófiro com idade de $69,6 \pm 2,9$ Ma é classificado como basanito, mesma classificação das rochas ultrabásicas extrusivas do derrame Casa de Pedra de $41,7 \pm 5,7$ a $43,8 \pm 6,2$ Ma. O autor (Riccomini, 1989) relaciona o dique de 69 Ma ao magmatismo responsável pela geração das rochas alcalinas do Maciço Alcalino do Itatiaia ou Morro Redondo. Já o dique de 84,0 Ma não teve uma análise hierárquica estabelecida ou sugerida. Entretanto, diques de similar composição mineralógica são intrusivos no embasamento e cortam diques de diabásio.

Almeida (1996) também descreveu diques que cortam as sequências supracitadas, composicionalmente formados por diabásio, além de outros, classificados apenas como alcalinos. Os diques de diabásio, com espessura que varia entre 0,3 a 10 m, têm direção média E-W, e estão localizados, em quase sua totalidade, na porção oeste da área. O autor realizou análises petrográficas em apenas uma amostra classificando a rocha como diabásio com base na sua composição mineralógica que abrange plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e minerais opacos. Os diques alcalinos são raros e possuem menores dimensões que os de diabásio. A espessura predominante é de poucos decímetros. Alguns dos diques alcalinos da região possivelmente representam lamprófios alcalinos (Almeida, comunicação verbal).

Thompson *et al.* (1998) também indicaram a presença de pequenos (*ca.* ~2 m) diques máficos, classificados como tefritos/basanitos, na borda leste do MAI, cortando sienitos em dois locais na Rodovia RJ-163, no que chamou de escarpa do Gráben de Resende. Segundo o autor, os diques são compostos por fenocristais de clinopiroxênio e magnetita (94SOB97) ou de clinopiroxênio, olivina e flogopita como microfenocristais (94SOB98) em matriz composta por clinopiroxênio, olivina, flogopita, K-feldspato, apatita e vidro, composição semelhante à lamprófios alcalinos (Streckeisen, 1978; Rock, 1991; Wooley *et al.*, 1996; Le Maître, 2002). Outros diques intrusivos em gnaiss a sudoeste do MAI também ocorrem na Pedreira Serra da Lapa. São formados por fenocristais de clinopiroxênio, olivina, e minerais opacos, podendo conter anfibólio e biotita. A matriz tem a mesma mineralogia que os fenocristais, além da presença de apatita, feldspato alcalino e vidro intersticial.

Guedes *et al.* (2005) obteve idades de diques de lamprófios alcalinos (monchiquitos) próximos a borda norte da Bacia de Resende, alojado em rochas gnáissicas do embasamento Proterozoico. Estes diques apresentam espessuras pequenas, possuem rumo NW-SE, e são formados mineralogicamente por augita, olivina, k-feldspato, vidro e micrólitos.

Geoquimicamente, são classificados como tefritos/basanitos. Pelo método de datação $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ em rocha total, os autores determinaram idade mínima de cristalização de um dos corpos de 83 ± 1 Ma. Esta informação corrobora a idade de 84,0 Ma obtida por Riccomini (1989). Assim, estes diques são associados à primeira fase da reativação das estruturas regionais e representam as primeiras expressões magmáticas alcalinas da região. Guedes *et al.* (2005) sugerem que os lamprófiros são as rochas mais antigas (83 Ma), seguidas pelo magmatismo félsico alcalino (aproximadamente 70 Ma - $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$) responsável pela formação dos plútons sieníticos supracitados. Os diques alcalinos félsicos (64 ± 1 Ma- $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$) representados por fonolitos e traquitos ocorrem na sequência, que termina com o magmatismo que gerou lavas ankaramíticas em Volta Redonda. Outro dique de lamprófiro, mais a nordeste da Bacia de Resende, também intrusivo em ortognaisses, apresenta idade platô de $72,1 \pm 0,4$ Ma para fenocristais de biotita e $71,8 \pm 1,1$ Ma ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$) para biotitas da matriz (Ramos *et al.*, 2008). Este possui direção ESE-WNW e é composto por uma rocha porfirítica com fenocristais de biotita e clinopiroxênio em matriz rica em plagioclásio (andesina). No afloramento há uma relação de corte com um dique toleítico, onde este é cortado pelo dique de lamprófiro (Ramos, informação verbal).

Genaro (2008) cita a ocorrência de um dique indistinto intrusivo em gnaiss próximo a entrada de Penedo, em estudos sobre a datação dos sedimentos da Bacia de Resende para avaliação dos eventos térmicos/geológicos que atuaram no local e determinação da relação entre as rochas do embasamento e os depósitos presentes. Um dos resultados aponta para idades de $84,3 \pm 6$ Ma por fissão em apatita nos sedimentos, que a autora relaciona a grãos provenientes do magmatismo alcalino da região, provavelmente do MAI. Entretanto, como descrito acima, as rochas alcalinas do complexo têm idade mínima de 71,3 Ma.

Tabela 2 – Principais características dos diques de lamprófiro já encontrados na região de estudo.

<i>Autores</i>	<i>ID amostra</i>	<i>Litologia</i>	<i>Mineralogia</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Método</i>
Riccomini <i>et al.</i> (1991)	RE-06	Lamprófiro	Bt + Cpx ± Ol ± opq ± pl ± anl ± ocl	84 ± 3.0	⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar - rocha total
Riccomini <i>et al.</i> (1991)	RE-07	Lamprófiro	Bt + Aug ± Ol ± opq ± pl ± anl ± ocl	-	-
Thompson <i>et al.</i> (1998)	94SOB (6)	Lamprófiro	Cpx + Ol + Mgt + Amp + Phl ± apt ± cpx ± amp ± bt ± opq ± afs ± vidro (± xenólitos de espinélio-lherzolito)	-	-
Brotzu <i>et al.</i> (2005)	RE-006	Lamprófiro	Aug + Ol + afs ± aug ± krs ± opq ± vidro	-	-
Guedes <i>et al.</i> (2005)	RE-II-39A	Monchiquito	Aug + Ol + afs ± aug ± opq ± krs ± opq ± vidro	83.0 ± 1.0	⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar - rocha total
Ramos <i>et al.</i> (2008)	RE-2	Lamprófiro	Bt + Cpx + pl ± opq	72.0 ± 0.4	⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar - biotita
Marins (2012)	AGN-GM (9)	Monchiquitos e camptonitos	Aug + Ol ± Bt ± Krs ± opq ± apt ± cb	-	-
Ferroni <i>et al.</i> (2017)	ALC (9)	Lamprófiros alcalinos	Phl + Cpx + phl + cpx ± opq ± ocl	-	-

Legenda: Na coluna ID amostra, os números em parênteses representam a quantidade de diques de lamprófiro publicada em cada trabalho. Muitos destes diques são equivalentes em diferentes estudos.

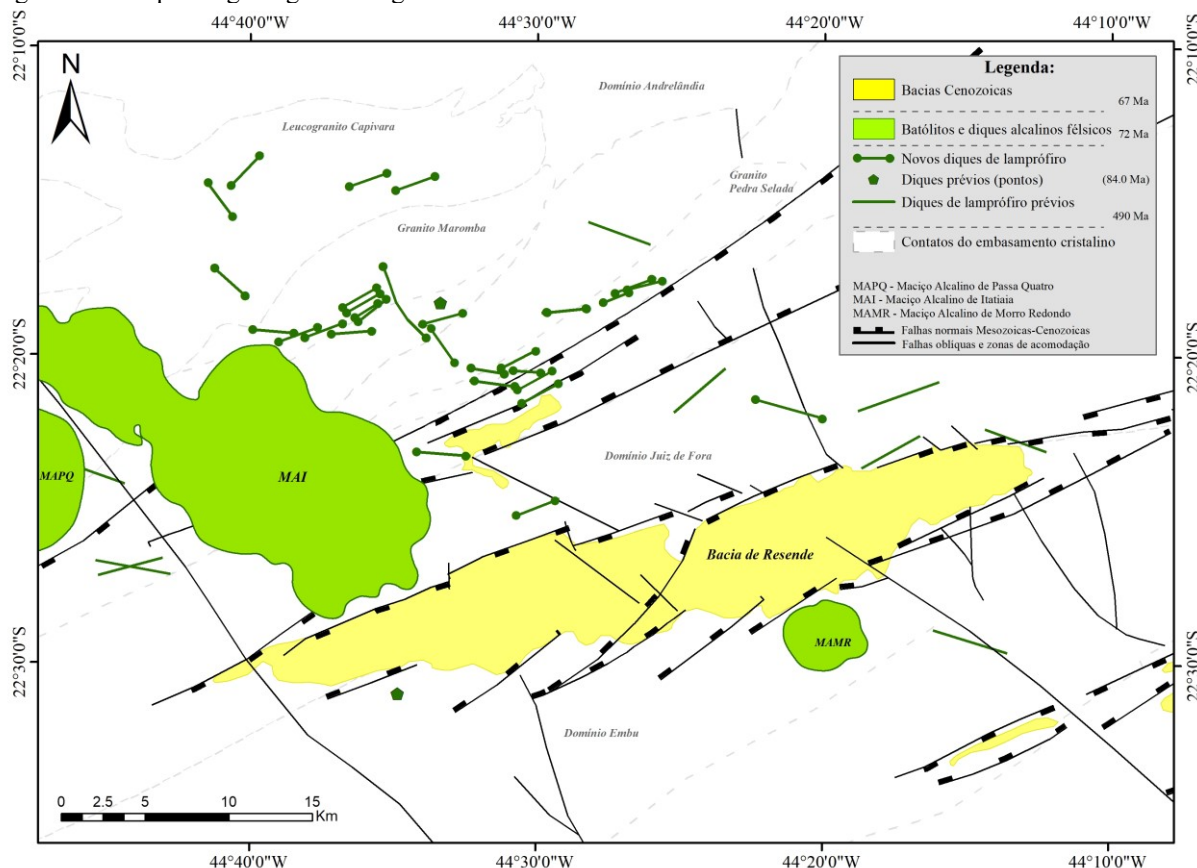
Mais recentemente, os diques máficos da Pedreira Serra da Lapa (Thompson *et al.*, 1998) foram classificados como lamprófios alcalinos (monchiquitos e camptonitos) compostos por fenocristais de clinopiroxênio, kaersutita, biotita e, raramente, olivina (Marins, 2012). A matriz é composta pelas mesmas fases minerais que os fenocristais, tanto as anidras quanto as hidratadas, além de minerais opacos, apatita, e estruturas globulares formadas por carbonato. São cinco diques que alcançam até 1,2 m de espessura, e têm composição química de foiditos, tefritos e basanitos. Variam de potássicos a sódicos e pertencem a classe miaskítica (dados normalizados em base anidra pelo autor). A partir da modelagem geoquímica, os lamprófios deste estudo foram descartados como sendo cogenéticos a fonolitos apaiticos também analisados.

Fontainha (2013) também descreveu a ocorrência de diques de lamprófios na área. No entanto, sua caracterização destas rochas foi escassa, devido a distinta vertente da proposta de trabalho, com enfoque nas rochas da região que sofreram deformação e metamorfismo. Os corpos observados possuem direções preferenciais NW-SE e NE-SW. São diques de no máximo 1 m de espessura e raramente preservam material sem alteração, sendo comum a presença de solo *in situ* dos diques (Peternel, informação verbal).

Outros corpos de lamprófios foram reconhecidos e analisados em um contexto estrutural por Ferroni *et al.* (2017), junto com diques já conhecidos previamente. Predominantes ao norte e noroeste da Bacia de Resende e seguindo um padrão com direções ortogonais (ENE-WSW e WNW-ESE), esses corpos possuem dimensões métricas e ocorrem tanto como diques, quanto como *sills*. Os últimos são predominantes acompanhando a foliação regional ENE-WSW, o que indica um forte controle estrutural, que também atua no

alojamento dos diques ortogonais WNW-ESSE, relacionados a estruturas transcorrentes. São intrusões porfíricas compostas por fenocristais de flogopita, que também ocorrem na matriz rica em magnetita, junto com cristais de clinopiroxênio.

Figura 11 – Esquema geológico da região de estudo.



Legenda: Principais contornos do embasamento Proterozoico, entidades geológicas do Mesozoico-Cenozoico, e lineamentos e falhas. Aqui são apresentados os diques de lamprófiro mapeados neste trabalho e os diques já conhecidos.

Fonte: Modificado pelo autor de Riccomini, 1989, Guedes *et al.*, 2005, Ferroni *et al.*, 2017 e Negrão *et al.*, 2020.

Essas ocorrências de diques de lamprófiros (Figura 11) em uma região adjacente a maciços alcalinos e bacias cenozoicas, com certa proximidade entre elas, características físicas, mineralogia e idades próximas (Cretáceo Superior) podem fazer parte de um evento magmático único, precursor do magmatismo alcalino na região, como sugerido por diversos autores (*e.g.* Guedes *et al.*, 2005; Ferroni *et al.*, 2017. Enrich *et al.* (2005) e Brotzu *et al.* (2005) sugerem os diques de lamprófiro como possíveis magmas parentais para magmas félsicos mais evoluídos da região, como o MAI. Outros autores propõem uma cristalização fracionada extensiva, com taxas variantes ou sem assimilação crustal, como principal processo para essa evolução (Melluso *et al.*, 2017). Os mesmos autores apontam uma fonte

mantélica subcontinental enriquecida para os diques lamprofíricos da região, assim como definido por diversos estudos prévios (*e.g.* Valente, 1997; Brotzu *et al.*, 1997; Gibson *et al.*, 1999; Marins, 2012; Ferroni *et al.*, 2017).

Para esta região, os modelos tectono-sedimentares de bacias cenozoicas parcialmente coevas ao magmatismo alcalino, como a Bacia de Resende, são os principais indicadores dos esforços responsáveis pelo controle das intrusões alcalinas (*e.g.* Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2005). Na evolução polifásica da Bacia de Resende, que pertence ao *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro, o evento precursor é relacionado a uma extensão NW-SE a NNW-SSE em um regime extensional com geração das principais falhas de borda da bacia (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2005; Negrão *et al.*, 2015; Negrão *et al.*, 2020). Além das falhas normais ENE-WSW, falhas transcorrentes NW-SE também fazem parte dessa evolução, formadas por uma fase transtensional sinistral mais nova que a extensão pura (Riccomini *et al.*, 2004). Entretanto, a presença de diques máficos encaixados em falhas transcorrentes NW-SE sugerem que essa direção possivelmente controlou intrusões do Cretáceo. Assim, a estruturação rúptil Mesozoica-Cenozoica regional foi controlada por estruturas proterozoicas ENE-WSW, por falhamentos normais cretáceos paralelos, e falhas transcorrentes dispostas transversalmente a estas estruturas, numa direção NW-SE e NNW-SSE.

6 RESULTADOS

Os dados petrográficos, estruturais e litogeoquímica acerca dos diques de lamprófios obtidos ao longo do desenvolvimento deste trabalho, bem como discussões e conclusões são apresentados no artigo *Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Meso-Cenozoic alkaline mafic dike swarm* submetido a revista *Brazilian Journal of Geology* (Apêndice A) que compõe esta dissertação.

CONCLUSÕES

O embasamento cristalino da Bacia de Resende e do Maciço Alcalino de Itatiaia é intrudido por pelo menos 60 diques de lamprófiros alcalinos, classificados como sanaítos, camptonitos e monchiquitos, com predominância dos últimos dois tipos. As características físicas e mineralógicas são similares as descrições de corpos previamente identificados em trabalhos anteriores, o que auxilia na integração desses corpos em um mesmo tipo litológico. Trata-se de diques pouco espessos compostos por uma rocha escura, melanocrática/ultramelanocrática, (glomero-)porfirítica, com textura poiquilítica e panidiomórfica, com fenocristais de clinopiroxênio e olivina, e menores proporções de (flogopita)biotita e anfibólio. A matriz possui os mesmos minerais, bem como feldspato, carbonato, opacos, apatita, titanita e vidro. Baseando-se nas relações hierárquicas mapeadas em campo em conjunto com as idades complidas, essas intrusões compõem um enxame de diques do Cretáceo Superior que precede o alojamento de *stocks* e diques alcalinos félsicos, assim como a instalação da Bacia de Resende. Esse trabalho aumenta o número de diques conhecidos deste enxame assim como estende o *range* de rochas potássicas e sódicas, e apresenta novos tipos ultrapotássicos, que correspondem aos diques mais evoluídos dentro desse evento. A cristalização fracionada é o principal processo petrológico atuante, controlado principalmente pelos fenocristais de clinopiroxênio e olivina. A ausência de feldspato como fenocristal e anomalias da razão Eu/Eu^* (0,91 a 1,16) excluem o feldspato como fase participante da cristalização. Além desse processo, a imiscibilidade de líquidos, o resfriamento rápido, e o autometassomatismo também participam da evolução destas rochas. Apesar da ocorrência de assimilação das rochas encaixantes pelos diques lamprofíricos, a contaminação crustal não tem efetividade que a torne um processo petrológico principal.

Em relação as ocorrências de lamprófiros ao longo do Lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio, os dados e análises de litogeoquímica e petrografia das amostras dos lamprófiros de Resende confirmam que a evolução ao longo das diferentes concentrações destes corpos nessa Província possui similar assinatura química e compartilha os mesmos processos. Nos lamprófiros de Resende, o padrão de elementos traços e o *plot* Th/Yb versus Ta/Yb confirmam um manto intra-placa enriquecido como fonte do magmatismo, hipótese amplamente defendida por autores que estudaram diques de lamprófiro em Resende e no Lineamento. Adicionalmente a presença de carbonato residual na fonte, conforme alguns autores, é possível que o manto responsável pela produção de magmas lamprofíricos desta

região também fosse formado por fases ferromagnesianas hidratadas, como flogopita e anfibólio devido a presença destes como fenocristais, altas taxa de K_2O , vales de Rb em diagramas multielementares de algumas amostras pouco evoluídas, e ao enriquecimento em LILE. Como definido anteriormente por diversos autores, esse trabalho também sustenta a hipótese dos lamprófiros de Resende como precursores máficos das rochas alcalinas félsicas componentes do Maciço Alcalino de Itatiaia e Morro Redondo.

Como visto, o embasamento cristalino possui dois conjuntos de descontinuidades regionais muito claras nesta área, uma foliação regional de direção ENE-WSW com ângulo de mergulho médio de 60° para SSE, e um conjunto de fraturas sub-verticais WNW-ESE. Em relação aos diques de lamprófiro, o *set* principal, de orientação ENE-WSW, agrupa a maioria dos corpos deste enxame em uma disposição sub-vertical. Estes representam bons indicadores por não serem afetados por deslocamentos e/ou seguirem uma orientação de conjuntos de fraturas prévias, e consequentemente podem ser relacionados a uma extensão NNW-SSE. Enquanto isso, corpos dos *sets* secundários, orientados de WNW-ESE a NW-SE, além de aproveitarem caminhos de fraturas prévias para seu alojamento, o que enfraquece o uso dos segmentos principais como paleo-indicadores, também apresentam uma série de deslocamentos e dilatações NNW-SSE que indicam uma extensão próxima da direção NNW-SSE para a formação dos saltos, degraus e pontos. Estas dilatações tiveram papel fundamental na análise estrutural, pois funcionaram como evidências de que a extensão no local não tinha eixo compatível com a direção de extensão esperada para os segmentos principais dos diques WNW-ESE. A presença de falhas ENE-WSW com mergulho para SSW confirmam um regime distensional, também sustentado pelo modelo deformacional gerado a partir do Wintensor, que agrupa os diques do *set* principal junto com estrias de falhas.

Portanto, nosso modelo estrutural posiciona o maior eixo de extensão ao longo da direção NNW-SSE, muito próximo do posicionamento da extensão responsável pelos primeiros estágios tectono-sedimentares da Bacia de Resende, durante o Paleógeno. Como revisado, o enxame de diques de lamprófiros de Resende são expressões magmáticas que ocorreram durante o Cretáceo Superior (84,0 a 72,0 Ma), uma atividade coeva ao soerguimento do embasamento da Bacia de Resende (89 a 65 Ma) e a instalação de lineamentos ENE-SSW na região (95 to 65 Ma). Assim, estabelecemos aqui que um regime extensivo puro com eixo de extensão máximo sub-horizontal NNW-SSE posicionado em torno de 339/20 a 337/07 foi o principal evento tectono-magmático responsável pelo alojamento do enxame de diques de lamprófiro de Resende. É possível que esse evento tenha se estendido ao longo do Cretáceo Superior até o Paleógeno, pois além do tipo do regime e o

posicionamento dos esforços principais apresentarem similaridades quanto aos primeiros estágios de desenvolvimento da Bacia de Resende, os diques alcalinos félsicos posteriores a este – de 69 a 59 Ma - possuem uma disposição preferencial paralela ao *set* principal do lamprófiros de Resende.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3):139-158, 1983.
- ALMEIDA F.F.M. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *In: SBG/Núcleos São Paulo e Rio de Janeiro, 2º Simp. Geol. Sudeste, Atas*, 423-428, 1991.
- ALMEIDA M.E.A. *Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranito Capivara, Itamonte, (MG)*. 128p, Dissertação (Mestrado - Instituto de Geociências), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1996.
- ANDERSON E.M. The Dynamics of Faulting and Dike Formation with Application to Britain. Edinburgh, Oliver & Boyd, 206, 1951.
- ANGELIER L. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *In: HANCOCK, P.L. (Ed.), Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, 101-120, 1984.
- ANGELIER L. Inversion directe de recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux méthodes de détermination des tenseurs des paleocontraintes en tectonique de failles. *C.R. Acad. Sci. Paris* 312 (II), 1213-1218, 1990.
- ANGELIER J. & MECHLER P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales, également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 1309-1318, 1977.
- ALVES F. R. *Contribuição ao conhecimento geológico e petrográfico das rochas alcalinas da Ilha dos Búzios, SP*. Tese (Doutorado - Instituto de Geociências), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- ARAÚJO, A.L. *Geologia, geoquímica e petrologia das rochas alcalinas da Ilha do Cabo Frio e das áreas continentais adjacentes, Arraial do Cabo - RJ*. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal Fluminense, 114p, 1995.
- AZZONE R.G., RUBERTI E., ROJAS G.E.E., GOMES C.B. Geologia e Geocronologia do Maciço Alcalino Máfico-Ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 9, n. 2, p. 23-46, 2009.
- AZZONE R.G., RUBERTI E., LOPES DA SILVA J.C., GOMES C.B., ROJAS G.E.E., HOLLANDA M.H.B.M., TASSINARI C.C.G. Upper Cretaceous weakly to strongly silica-undersaturated alkaline dike series of the Mantiqueira Range, Serra do Mar alkaline province: Crustal assimilation processes and mantle source signatures. *Brazilian Journal of Geology*, 48(2):373-390. [http:// dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820170089](http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820170089), 2018.
- BENNIO L., BROTZU P., GOMES C.B., D'ANTONIO M., LUSTRINO M., MELLUSO L., MORBIDELLI L., RUBERTI E. Petrological, geochemical and Sr- Nd isotopic features of

alkaline rocks from the Arraial do Cabo Frio peninsula (southeastern Brazil). *Periodico di Mineralogia*, 71(2):137-158, 2002.

BRITO NEVES B.B., CAMPOS NETO M.C., FUCK R.A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22:155-166, 1999.

BROTZU, P., BARBIERI, M., BECCALUVA, L., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., RUBI, E., SIGOLO, J.B., TRAVERSA, G. Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex, southeastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 6, 237-252, 1992.

BROTZU P., GOMES C.B., MELLUSO L., MORBIDELLI L., MORRA V., RUBERTI E. Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated to SiO₂-oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itatiaia, southeastern Brazil. *Lithos*, 40(2-4):133-156. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00007-8), 1997.

BROTZU P., MELLUSO L., D'AMELIO F., LUSTRINO M. Potassic dikes and intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). In: COMIN- CHIARAMONTI P., GOMES C.B. (Eds.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Edusp, p. 443-472, 2005.

BUSSEL M.A. A simple method for the determination of the dilation direction of intrusive sheets. *Journal of Structural Geology*, v. 11, 679-687, 1989.

CHIESSI, C.M. *Tectônica cenozoica no maciço alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

COUTINHO J.M.V. Dike Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 8, n. 2, 29-52, 2008.

COMIN-CHIARAMONTI P., CUNDARI A., PICCIRILLO E.M., GOMES C.B., CASTORINA F., CENSI P., DE MIN A., MARZOLI A., SPEZIALE S., VELÁZQUEZ V.F. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: Their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, 38(4):495-528, 1997.

CURRIE, K. L. & FERGUSON J. The mechanism of intrusion of lamprophyre dikes indicated by "offsetting" of dikes. *Tectonophysics*, 525-535, 1970.

DELANEY P.T., POLLARD D D., ZIONY J., MCKEE E. H. Field Relations Between Dikes and Joints Emplacement Processes and Paleostress Analysis. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, 4920-4938, 1986.

ENRICH G.E.R., AZZONE R.G., RUBERTI E., GOMES C.B., COMIN-CHIARAMONTI P. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião Island, the major alkaline syenitic complexes from

- the Serra do Mar region. In: COMIN-CHIARAMONTI P., GOMES C.B. (Ed.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Edusp, p. 419-441, 2005.
- FAINSTEIN R. & SUMMERHAYES C.P. Structure and origin of marginal banks off Eastern Brazil. *Marine Geology*, 46: 199-215, 1982..
- FERRARI A.L. *Evolução tectônica do Gráben da Guanabara*. Tese (Doutorado em Geologia), Univesidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 412p, 2001.
- FERRONI F.R., MELLO C.L., DESTRO N. Tectonic control on the Cabo Frio anorogenic magmatic lineament, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 37-54, 2017.
- FILHO A.T. & RODRIGUES A.L. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2): 189-194, 1999.
- FITTON J.G. & UPTON B.G.J. Alkaline igneous rocks. *Geological Society Special Publication*, 30, 568p, 1987.
- FOLEY S.F., VENTURELLI G., GREEN D.H., TOSCANI L. The ultrapotassic rocks; characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Rev*, v. 24:81-134, 1987.
- FOLEY S. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28(3-6):435-453, 1992. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90018-T](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-T).
- FONTAINHA M.V.F. *Evolução geológica, metamórfica e estrutural da região entre Visconde de Mauá e Alagoa e adjacências, sul de Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.
- FOSSEN H. *Structural Geology*. Cambridge, Cambridge University Press. 463p, 2010.
- FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M., SILVA, L.J.H.D. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins: In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, 1994. *Anais... Camboriú*, SBG. v.1, p 215-216, 1994.
- GARDA G.M. *Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo. Available at: <<https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44135/tde-20032013-160227/pt-br.php>>. Accessed on: Jun. 01, 2019. <https://doi.org/10.11606/T.44.1995.tde-20032013-160227>, 1995.
- GENARO D.T. *Contribuição ao Conhecimento de Processos Atuantes no Rifteamento Continental, por Traços de Fissão em Zircões e Apatitas, Aplicados no Rift Continental do Sudeste do Brasil, Bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e Circunvizinhanças*.

Dissertação (Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas), Universidade Estadual Paulista, 131, 2008.

GIBSON S.A., THOMPSON R.N., LEONARDOS O.H., DICKIN A.P., MITCHELL J.G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: Evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36(1):189-229, 1995.

GIBSON S.A., THOMPSON R.N., LEONARDOS O.H., DICKIN A.P., MITCHELL J.G. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: Geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137(1-2):147-169, 1999.

GOMES C.B. & COMIN-CHIARAMONTI P. An introduction to the alkaline and alkaline-carbonatitic magmatism in and around the Paraná-Basin. In: COMIN-CHIARAMONTI P., GOMES C.B. (eds.) Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo, Edusp/Fapesp, 21-30, 2005.

GUEDES, E., HEILBRON, M., VASCONCELOS, P.M., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TEIXEIRA, W., THOMAZ-FILHO, A. K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the on-shore basement of the Santos Basin, Resende Area, SE Brazil: implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South America Earth Sciences*, 18, 371-382, 2005.

GUMBEL, C.W. Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. *Franz, Monchen*, Von, 1874.

HASUI Y., CARNEIRO C.D.R., ALMEIDA F.F.M., BARTORELLI A. (eds.) Geologia do Brasil. São Paulo: Ed. Beca. 900p. (Livro) 2012. URL: http://www.editorabeca.com.br/novosite/documents/livro_detalhe.asp?id=78. Acesso 30.08.2013.

HEILBRON, M., MOHRIAK, W.V., VALERIANO, C.M., MILANI, E.J., ALMEIDA, J., TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: TALWANI, M.; MOHRIAK, W.U. (Org.). Atlantic Rifts and Continental Margins. Washington DC, EUA: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, v. 115, 1-34, 2000.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M.C., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO- NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO-NEVES B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Becca, p. 203-235, 2004.

HEILBRON M., EIRADO L.G., ALMEIDA J. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Mapas Geológicos Estaduais. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte, 2016.

- HERZ N. Timing of spreading in the South Atlantic: information from brasilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 101-112, 1977.
- HOLMES A. Principles of Physical Geology, 2nd edn. *The Ronald Press Co*, New York, 1965.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>, 1986.
- LE BAS M.J. & STRECKEISEN A.L. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, v. 148, 825-833, 1991.
- LE MAÎTRE R.W. Igneous rocks. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2. ed. New York: Cambridge University Press, 2002.
- MAGEE C., MUIRHEAD J., SCHOFIELD N., WALKER R.J., GALLAND O., HOLFORD S., SPACAPAN J., JACKSON C.A.L., MCCARTHY W. Structural signatures of igneous sheet intrusion propagation. *Journal of Structural Geology*, v. 125, 148-154, 2018.
- MARINS G.M. Estudo do magmatismo máfico de complexos alcalinos do sudeste do Brasil. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.
- MARTINEZ-POZA A.I., DRUGUET E., CASTANO L.M., CARRERAS J. Dike intrusion into a pre-existing joint network: the Aiguablava lamprophyre dike swarm (Catalan coastal ranges). *Tectonophysics*, 630:75–90, 2014.
- McKENZIE D. The Generation and Compaction of Partially Molten Rock. *Journal of Petrology*, Vol. 25, Part 3, 713-765, 1984, 1984.
- MELLUSO L., GUARINO V., LUSTRINO M., MORRA V., GENNARO R. The REE- and HFSE-bearing phases in the Itatiaia alkaline complex (Brazil), and geochemical evolution of feldspar-rich felsic melts. *Mineralogical Magazine*, 81(2):217-250, 2017.
- MIDDLEMOST E.A.K. The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4):337-364, 1975.
- MOHRIAK, W.U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóica-cenozóica da América do Sul. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 293-318, 2004.
- MORBIDELLI L., GOMES C.B., BECCALUVA L., BROTZU P., CONTE A.M., RUBERTI E., TRAVERSA G. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth-Sciences Review*, 39(3-4):135-168, 1995.
- MOTA C.E.M. *Petrogênese e geocronologia das intrusões alcalinas de Morro Redondo, Mendanha e Morro São João: Caracterização do magmatismo alcalino no Estado do Rio de*

Janeiro e implicações geodinâmicas. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, 204, 2012.

MOTOKI A., SICHEL S.E., SOARES R., AIRES J.R. NETTO A.M., LOBATO M. Genetic reconsideration of the Nova Iguaçu Volcano model, State of Rio de Janeiro, Brazil: eruptive origin or subvolcanic intrusion? *Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, v. 60(4): 583-592, 2007.

MOTOKI A., SICHEL, S.E., SAVI, D.C., AIRES, J.R. Intrusion mechanism of tabular intrusive bodies of subhorizontal discordant emplacement of the Cabo Frio Island and the neighbour areas, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geociências*, 27(2): 207-218, 2008.

NÉDLI Z. & M. TÓTH, T. Origin and geotectonic significance of Upper Cretaceous lamprophyres from the Villány Mts (S Hungary). *Mineral. Petrol.* 90, 73–107, 2007.

NEGRÃO A.P., RAMOS, R.R.C., MELLO, C.L., SANSON, M.D.S.R. Mapa geológico do cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grabens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonossedimentares. *Brazilian Journal of Geology*. 45, 273–291. <https://doi.org/10.1590/23174889201500020007>, 2015.

NEGRÃO A.P., MELLO, C.L., RAMOS, R.R.C., SANSON, M.S.R., LOURO, V.H.A., BAULI, P.G. Tectonosedimentary evolution of the Resende and Volta Redonda basins (Cenozoic, Central Segment of the Continental Rift of Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102789>.

NGOUNOUNO I., DÉRUELLE B., DEMAIFFE D., MONTIGNY R. The monchiquites from Tchircotché, Upper Benue valley (northern Cameroon). *C. R. Geoscience* 335, 289–296, 2003.

NICHOLSON R. & POLLARD D. D. Dilation and linkage of echelon cracks. *J. Struct. Geol.*, 7 583–590, 1985.

NIU X., CHEN B., FENG G., LIU F., YANG J. Origin of lamprophyres from the northern margin of the North China Craton: implications for mantle metasomatism. *Journal of the Geological Society*, 174, 353-364, 2016.

OREJANA D., VILLASECA C., BILLSTRÖM K., PATERSON B.A. Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within Western Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(4):477-500, 2008.

PANDEY R., CHALAPATHI RAO N. V., DHOTE P., PANDIT D., CHOUDHARY A. K., SAHOO S., LEHMANN B. Rift-associated ultramafic lamprophyre (damtjernite) from the middle part of the Lower Cretaceous (125 Ma) succession of Kutch, northwestern India: Tectonomagmatic implications. *Geoscience Frontiers*, Vol. 9, 1883-1902, 2018.

PANINA, L.I., ROKOSOVA, E.Y., ISAKOVA, A.T. Trace Elements in Alkaline Lamprophyres, Clinopyroxene, and Amphibole of the Tomtor Massif and the Ore Potential of the Melts. *Geochem. Int.* 56, 651–669, 2018. <https://doi.org/10.1134/S0016702918070091>.

PENALVA F. Geologia e tectônica da região do Itatiaia (Sudeste do Brasil). *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo*. Geologia 302, 99, 1964.

PETERNEL R., TROUW R.A.J., SCHMITT R.S. Interferência entre duas Faixas móveis neoproterozóicas: o caso das Faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3): 297-310, 2005.

PHANI P.R.C., RAJU V.V.N., SRINIVAS M. Petrological and Geochemical Characteristics of a Shoshonitic Lamprophyre, Sivarampet, Wajrakarur Kimberlite Field, Southern India. *Journal of Applied Geology and Geophysics*, v. 6, 55-69, 2018.

PIMENTEL M.M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl 1): 67-82, 2016.

POLLARD D.D. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions, *Tectonophysics*, v. 19, Issue 3, 233-269. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90021-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90021-8), 1973.

POLLARD, D.D. Elementary Fractures Mechanics Applied to the Structural Interpretation of Dikes. *Geological Association of Canada Special Paper*, 112-128, 1987.

POUCLET A., HADI H. E., BARDINTZEFF J. M., BENHARREF M., FEKKAK A. Devonian to Early Carboniferous magmatic alkaline activity in the Tafilalt Province, Eastern Morocco: An Eovariscan episode in the Gondwana margin, north of the West African Craton. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 129, 814-841, 2017.

RAEISI D., GHOLIZADE K., NAYEBI N. Geochemistry and mineral composition of lamprophyre dikes, central Iran: implications for petrogenesis and mantle evolution. *Journal of Earth System Science*, 128, 74. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1110-0>, 2019.

RAMOS R.R.C., AVILA C.A., VASCONCELOS P.M.P., THIEDE D., VASQUES F.S.G., ROCHA F.M. Magmatismo Mesozoico-Cenozoico na região das Bacias de Resende e de Volta Redonda. In: *44º Congresso Brasileiro de Geologia*, 35: 559, 2008.

RIBEIRO FILHO E. Geologia e petrologia dos maciços alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo*. Geologia 302, 9, 1964.

RICCOMINI C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de São Paulo, 256p, 1989.

RICCOMINI C., MELLO M.S., COUTINHO J.M.V. Late cretaceous-early tertiary ultrabasic magmatism in the western part of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, São Paulo, 10: 77-84, 1991.

RICCOMINI C., SANT'ANNA L.G., FERRARI A.L. Evolução geológica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., DAL RÉ CARNEIRO C., BRITO NEVES B. B. (Orgs). Geologia do continente sul-americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Brasil, Beca, 2004.

RICCOMINI C., VELÁZQUEZ V.F., GOMES C.B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI P., GOMES C.B. (Eds.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Edusp, p. 31-56, 2005.

RICKWOOD P. The anatomy of a dike and the determination of propagation and magma flow directions. In: Parker, A.J., Rickwood, P.C., Tucker, D.H., (eds), Mafic dikes and emplacement mechanisms, Balkema, Rotterdam, 81-100, 1990.

ROCK N.M.S. The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions. and derivations. *Earth-Sci.Rev.*, 13, 123-169, 1977.

ROCK N.M.S. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnoites and allied rocks. *Petrol.* 27, 155-196, 1986.

ROCK N.M.S. Lamprophyres. Glasgow, Blackie and Sons Ltd., 285 p. 1991.

ROSA P.A.S. *Geologia e evolução petrogenética do maciço alcalino de Itatiaia, MG-RJ*. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

ROSENBUSCH H. Mikroskopische Physiographie. 3rd Edn. Schweizerbart, Stuttgart, 1897.

SANTOS A.C. *Petrografia, Litogeoquímica e Datação Ar-Ar dos Montes Submarinos e dos rochedos de Martin Vaz – Cadeia Vitória-Trindade*. Dissertação (Mestrado em Geologia), Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115, 2013.

SANTOS A.C. *Petrology of Martin Vaz Island and VitoriaTrindade Ridge seamounts: Montague, Jaseur, Davis, Dogaressa and Columbia. Trace elements, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and Sr and Nd isotope analysis related to the Trindade Plume evidences*. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro 218, 2016.

SODER C., ALTHERR R., ROMER R.L. Mantle Metasomatism at the Edge of a Retreating Subduction Zone: Late Neogene Lamprophyres from the Island of Kos, Greece. *Journal of Petrology*, v. 57, 1705-1728, 2016. doi: 10.1093/petrology/egw054.

SOUZA I.A. *Falhas de transferência da porção norte da Bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia*. Tese (Doutorado em Geologia), IGCE – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 186, 2008.

- SONOKI, I.K. & GARDA, G.M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 19: 63-85, 1988.
- ŠTEMPROK M., SEIFERT T., HOLUB F.V., CHLUPÁČOVÁ M., DOLEJŠ D., NOVÁK J.D., PIVEC E., LANG M. Petrology and geochemistry of Variscan dikes from the Jáchymov (Joachimsthal) ore district, Czech Republic. *Journal of Geosciences*, v. 53, 65-104, 2008. <http://dx.doi.org/10.3190/jgeosci.020>.
- STEPHENS, T.L., WALKER, R.J., HEALY, D., BUBECK, A., ENGLAND, R.W., MCCAFFREY, K.J.W. Igneous *sills* record far-field and near-field stress interactions during volcano construction: Isle of Mull, Scotland. *Earth and Planetary Science Letters*, 478, 159-174, 2017.
- STRECKEISEN, A. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitite rocks. Recommendations and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen*. Vol.143, p.1–14, 1978.
- STRECKEISEN A.L. & LE MAITRE R. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 136, 169-206, 1979.
- TAPPE S., FOLEY S.F., JENNER G.A., KJARSGAARD B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *Journal of Petrology*, v. 46, 1893-1900, 2005.
- THOMPSON R.N., GIBSON S.A., MITCHELL J.G., DICKIN A.P., LEONARDOS O.H., BROD J.A., GREENWOOD J.C. Migrating Cretaceous–Eocene Magmatism the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology*, 39(8):1493-1526, 1998. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493>.
- TOMBA C.L.B. *Análise estrutural dos enxames de diques máficos eocretáceos do Sul-Sudeste do Brasil*. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133p, 2012.
- TROUW R.A.J., PACIULLO F.V.P., RIBEIRO, A. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú. *Resumos... Camboriú: SBG*, v. 3, p. 234-235, 1994.
- TROUW R.A.J., HEILBRON M., RIBEIRO A., PACIULLO F.V.P., VALERIANO C.M., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., ANDREIS R.R. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) Tectonic Evolution of South America. *Rio de Janeiro 31st International Geological Congress*, 287-310, 2000.
- TROUW R.A., PETERNEL, R., RIBEIRO, A., HEILBRON, M., VINAGRE, R., DUFFLES, P., TROUW, C.C., FONTAINHA, M., KUSSAMA, H.H. A new interpretation for the

interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 48, 43-57, 2013.

UBIDE T., ARRANZ E., LAGO M., GALÉ C., LARREA P. The influence of crystal settling on the compositional zoning of a thin lamprophyre sill: A multi-method approach. *Lithos*, 132-133:37-49, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.012>.

ULBRICH H.H.G.J., VLACH S.R.F., DEMAIFFE D., ULBRICH M.N.C. Structure and origin of the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE Brazil. In: COMIN-CHIARAMONTI P., & GOMES C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, p. 367-418, 2005.

VALENTE S.C. *Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dikes of Rio de Janeiro, Brazil*. Tese (Doutorado em Geologia) Departamento de Geologia, Escola de Geociências, Queen's University of Belfast, Belfast, 1997.

VALERIANO C. & HEILBRON M. A Zona de Transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os Riftes do Vale do Paraíba e da Guanabara: dados Preliminares. In: *III Simpósio de Geologia do Sudeste*, 9–15, 1993.

WILSON M. *Igneous petrogenesis*. London, Uwin Hyman, 1989.

WOOLLEY A.R., BERGMAN S.C., EDGAR A.D., LE BAS M., MITCHELL R.H., ROCK N.M.S., SMITH, B.H.S. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and kasilitic, melilitic, and leucitic rocks. *The Canadian Mineralogist*, Bol. 34, 175-186, 1996.

XU X.W., ZHANG B.L., QIN K.Z., MAO Q., CAI X.P. Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan, China. *Lithos*, Vol. 99, 339-362, 2007.

ZOBACH M.L. First- & Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, 11.703-11.728, 1992.

ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Rittes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Bol. *Geociências da Petrobras*, 13, 269–300, 2005.

APÊNDICE A - Artigo submetido ao *Brazilian Journal of Geology*

Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Upper Cretaceous alkaline mafic dyke swarm

Bruno Neves Macedo¹, Rodrigo Peternel², Anderson Costa dos Santos³, Marcela Perroti Simas⁴

^{1, 2, 4} Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Faculdade de Geologia (FGEL), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro (RJ), Brazil. E-mail: bneves.m@gmail.com; rpeternel@gmail.com; marcela_simas@yahoo.com.br.

³ Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Faculdade de Geologia (FGEL), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro (RJ), Brazil. E-mail: andcostasantos@gmail.com/andcostasantos@uerj.br

ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-2526-8620> - Tektos Group and Instituto GeoAtlântico (UERJ, Brazil) / Geobiotec, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal

Abstract

New analysis petrographic, lithogeochemical and structural were performed on Upper Cretaceous lamprophyres emplaced in the Proterozoic basement rocks of the Resende sedimentary basin, SE Brazil. Field characteristics and petrographic data confirm these rocks as alkaline lamprophyres. Geochemical variations were mostly controlled by fractional crystallization controlled of clinopyroxene and olivine. Liquid immiscibility, rapid cooling and crustal assimilation, may have occurred subordinately during the Resende lamprophyres evolution. Mantle and chondrite-normalized diagrams point to an enriched mantle as lamprophyre magmas source. Th/Yb and Ta/Yb ratios confirm a within-plate enriched mantle source with residual carbonate and phlogopite/amphibole as suggested by LILE enrichment and the presence of carbonate and phlogopite/amphibole as primary phases. The predominance of a ENE-trending of the dykes is related with a prevalent NNW-SSW position for the minimum principal stress (σ_3) orientation in an extensional regime during the emplacement of the Resende lamprophyres dykes swarm. Frequent offsets produced by a local dilation direction are parallel to the NNW-oriented extension of the principal segments. WNW to NW secondary sets are controlled by previous discontinuities that acted as favorable pathways for the high volatile lamprophyre magma. A NNW-SSE distension related to the Resende lamprophyre dyke swarm emplacement acting during this stage fits satisfactorily with Upper Cretaceous to Paleocene early stages of Resende basin evolution and its basement uplift.

Keywords: Lamprophyre dikes, Resende, fractional crystallization, Upper Cretaceous, Mesozoic-Cenozoic magmatism

1. Introduction

Lamprophyres are known as exotic rocks generally represented by dark-grey melanocratic/holomelanocratic intrusive bodies at shallow-crustal zones. They occur more frequently as thin dykes, usually less than one meter wide, even though sills and thick bodies do also exist (*e.g.* Ubide *et al.*, 2012). Lamprophyre rocks are porphyritic, comprising coexisting phenocrysts of anhydrous and hydrous ferromagnesian minerals, the latter usually biotite (phlogopite) and/or amphibole, with variable amounts of opaque minerals and apatite (Rock, 1991). Anhydrous mafic minerals are represented by clinopyroxene and olivine. The usual aphanitic groundmass is composed of the same early phases plus alkali-feldspar, plagioclase, feldspathoids, and/or glass. Better explanations about the physical and chemical characteristics of lamprophyres are found in Rock (1991). The classification of lamprophyres is still a matter of debate (Streckeisen, 1979; Bas *et al.*, 1991; Woolley *et al.*, 1996; Tappe *et al.*, 2005) despite the IUGS recommendations (Le Maitre, 2002). High concentrations of MgO, K₂O, Na₂O, CO₂, H₂O, Ni and Cr are common on lamprophyres, as well as light rare earth elements (LREE) and large-ion lithophile elements (LILE) enrichment as opposed to high-field strength elements (HFSE) depletion (Rock, 1991; Le Maître, 2002).

Dyke swarms are known as an effective mechanism to drain magmas from lithosphere and/or asthenosphere through lower crust to shallower portions of upper crust. In consonance, lamprophyre dykes are important kinematic markers and can provide fundamental information on emplacement mechanisms. Moreover, dyke swarm trends will reflect tensor systems associated with regional paleostress (Anderson, 1951; Pollard, 1973; Delaney *et al.*, 1986). In general, dyke walls represent the σ_1 - σ_2 plane whereas σ_3 is perpendicular to these, marking the extension direction assuming no shear component (Zoback, 1992; Fossen, 2010). However, magma can intrude previous discontinuities and they may not represent the main regional stress. Delaney *et al.* (1986) developed a few criteria based on the relationship between dykes and joints (both adjacent and regional) to define whether an intrusion sheet can be used as kinematic indicators. Besides that, the so-called Bussell's Method (Bussell, 1989) is a recognized and valid procedure to derive the main distension axis based on dilation directions of the segments and other structural elements. These methods can provide the real paleotensors position and validate deformation models (*e.g.* Ferrari, 2001; Martínez-Poza *et al.* 2014; Stephen's *et al.*, 2017).

Although lamprophyres represent mostly sheet intrusions, only a few works use lamprophyre dykes or dyke swarms to determine paleostress activity during the respective magmatic event (*e.g.* Delaney *et al.*, 1986; Martínez-Poza *et al.*, 2014). In Southeast Brazil, several Upper Cretaceous lamprophyre dykes have been studied to constrain complex structural analyzes that aim to reconstruct the tectono-magmatic history of the so-called South American Platform (*e.g.* Ferrari, 2001; Guedes *et al.*, 2005; Motoki *et al.*, 2008; Tomba, 2012; Ferroni *et al.*, 2018). These lamprophyre dykes occur nearby felsic alkaline stocks (Thompson *et al.*, 1998) being related with the predominantly Upper Cretaceous to Paleogene alkaline magmatism along the Poços de Caldas-Cabo Frio Alignment and the Northern Serra do Mar Alkaline Province (Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2005).

Near Resende Basin lamprophyre dykes are known as few isolated occurrences with scarce integrated data (*e.g.* Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 1991; Thompson *et al.*, 1998; Guedes *et al.*, 2005; Marins, 2012; Ferroni *et al.*, 2018) that represents a not fully understood

magmatic event. Besides that, due to other mentions to the presence of indistinguishable thin mafic dykes on this region (Penalva, 1967; Penalva and Filho, 1967; Almeida, 1996; Genaro, 2008), and the fact that it is common to misinterpret these dykes as diabases on the field (Rock, 1991), we did an extensive search to find new lamprophyre dykes and analyze them. We also visited known outcrops to collect structural data and confirm measurements. This paper presents new petrographic, geochemical, and structural data on the lamprophyre dykes that occur nearby the Resende sedimentary basin and Itatiaia Alkaline Massif (IAM) in SE Brazil. These new data and other compiled from previous works in the same area (op. cit.) will be used to place these bodies in a tectonomagmatic context, develop a structural model that accurately reflects paleostress conditions, and group, if possible, the lamprophyre dykes to the same magmatic event.

2. Regional Geology

2.1. *Mesozoic-Cenozoic tectonics and magmatism*

The Alkaline Provinces of South American Platform (Fig. 1a), mainly those located in central-southeastern Brazil were formed in the context of lower crust structures reactivations during the Jurassic Wealdenian Reactivation previously to the opening of the South Atlantic Ocean (Almeida, 1983). Such reactivation would have triggered widespread alkaline magmatism, which was controlled by paleostructures. Magma formed under thermal anomalies parameters, ascended, and gave rise to plutonic and volcanic bodies, stocks, plugs and dykes during the Lower Cretaceous until, at least, the Paleogene. According to Riccomini *et al.* (2005), previous structures, such as different tectono-stratigraphic Proterozoic terrain boundaries and shear zones, played a fundamental role on the emplacement of alkaline igneous rocks. In addition, extending or occurring faults located at the edges of sedimentary basins and rifts also acted as controlling agents for the accommodation of some magmatic plutons (Zalán and Oliveira, 2005).

Alkaline provinces are commonly found close to passive continental margins related to the formation of oceanic basins after continental breakup. The ascending alkaline magma succeeds the final phase of the tholeiitic magmatism characteristic of this environment during continental rifting (Fitton and Upton, 1987). Predominantly, the provinces of the Central-Southeast region (ca. 85-55 Ma) comprise extensive intrusive features (stocks and plugs) composed of evolved lithologies, mainly silica saturated or undersaturated plutons. These felsic alkaline rocks are time- and space-related with scarce, but not rare, basic or even ultrabasic lithologies predominantly restricted to lava flows, sills and mainly dykes (Thompson *et al.*, 1998; Morbidelli *et al.*, 1995; Gomes and Comin-Chiaramonti *et al.*, 2005). Alkaline mafic tabular intrusions are commonly classified as lamprophyres in several of these provinces (Garda *et al.*, 1996; Valente 1997; Thompson *et al.* 1998; Gibson *et al.* 1999; Alves and Gomes, 2001; Coutinho, 2008; Azzone *et al.* 2009; Motoki *et al.*, 2018).

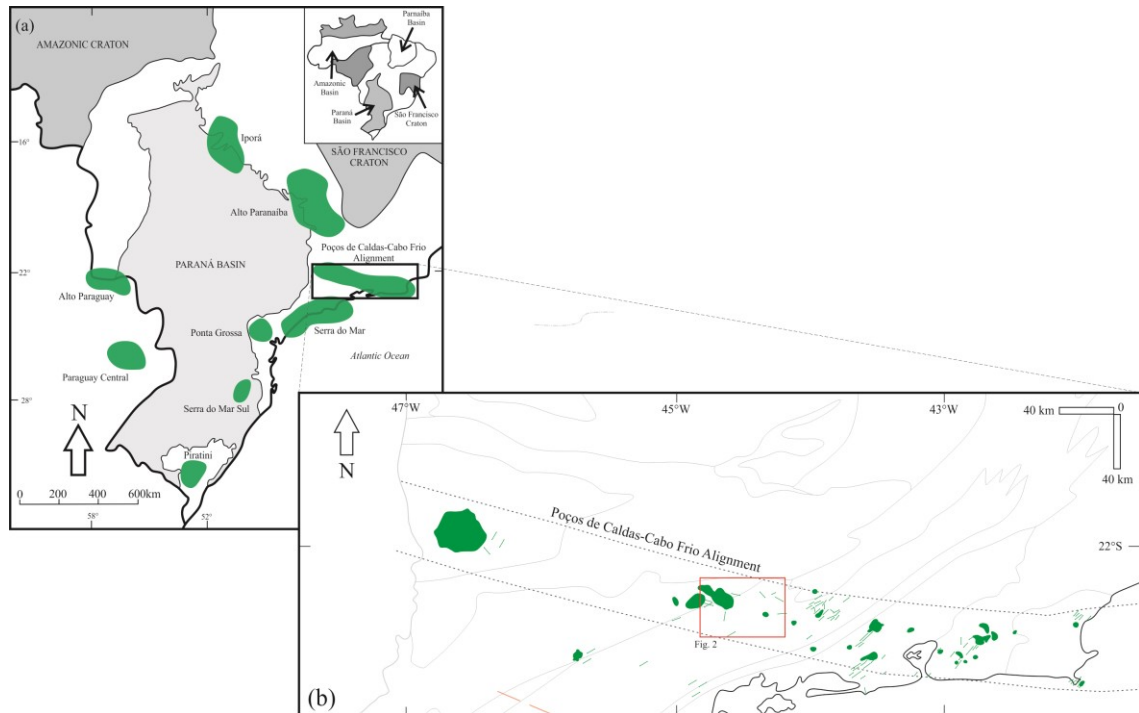


Figure 1: A) Main alkaline provinces of Southeast Brazil (green areas) in the South American Platform. B) Detail of the Poços de Caldas-Cabo Frio Alignment (within dotted lines) and its magmatic bodies, including mafic and felsic alkaline dykes. Compiled from Sadowski and Dias Neto (1981), Ulbrich and Gomes (1981), Almeida (1991), Araújo (1995), Valente, (1997), Ferrari (2001), Bennio *et al.* (2002), Guedes *et al.* (2005), Ulbrich *et al.* (2005), Valente *et al.* (2005), Riccomini *et al.* (2005), Motoki *et al.* 2007, Mota (2012), Ventura and Valente (2017), Thompson *et al.* (1998), Azzone *et al.* (2017), Rosa (2017), and Ferroni *et al.* (2018). The Proterozoic basement contacts (grey lines) from Heilbron *et al.* (2000).

The emplacement of the alkaline magma produced during the Wealdenian Reactivation was controlled by the numerous and well-determined Proterozoic crustal discontinuities (extending faults, suture zones and basin edges). Long-lived thermal anomalies located along the location of the alkaline provinces would have been the cause of the production of the alkaline magma (Zalán and Oliveira, 2005). However, some authors (Gibson *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998; Filho and Rodrigues, 1999; Santos 2013; 2016) suggest that the alkaline magmatism from Iporá and Alto Paranaíba provinces (90 to 85 Ma), passing through the Poços de Caldas-Cabo Frio Magmatic Alignment (54 to 80 Ma) to the Vitória-Trindade Ridge (40 Ma to present day) (Fig. 1a) corresponds to a nearly W-E mantle plume track. This hypothesis is based on the migration of the South American plate above a mantle plume in a WSW-ENE alignment (Herz, 1977) and on the eastwards, apparent younging ages (Sonoki and Garda, 1988; Thompson *et al.*, 1998).

2.2. The Poços de Caldas-Cabo Frio Magmatic Alignment

The Poços de Caldas-Cabo Frio Magmatic Alignment (CFA; Sadowski and Dias Neto, 1981; Almeida, 1991; Riccomini *et al.* 2005) is an alkaline province with curved linear shape approximately 60 km wide and 1.200 km long (Fig. 1b). It encompasses several upper crust alkaline bodies, mostly intrusive on crystalline basement assembled by Paleoproterozoic to Neoproterozoic metamorphic terrains (Heilbron *et al.*, 2000; Schmitt *et al.*, 2001; Trouw *et al.*, 2013). Altogether, this alignment comprises more than 30 alkaline magmatic occurrences, including mostly felsic alkaline stocks such as Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tomazes, Tinguá, Mendanha, Tanguá, Soarinho, Rio Bonito, Morro de São João and Cabo

Frio. Most of these felsic alkaline massifs are subcircular in shape and predominantly composed by syenite and nepheline-syenite. Mafic and ultramafic rocks, and/or silica-oversaturated rocks, such as granites occur in a few of those alkaline massifs. Commonly, strongly silica-undersaturated and weakly silica-undersaturated mafic alkaline dykes, namely lamprophyres (in general monchiquites and camptonites) and phonolites, as well as alkali-basalts and trachytes, respectively, are often associated with major intrusions (Brotzu *et al.*, 2005), besides magmatic breccias (Motoki *et al.*, 2010). Several authors have attributed the well-defined pattern of the Sr-Nd isotopic trend obtained for alkaline magmatic rocks of the South American Plate, including lamprophyre dykes, to an origin related with EM1 and HIMU components within an enriched heterogeneous mantle located in the subcontinental lithosphere (Gibson *et al.*, 1995; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1998).

The CFA possibly reflects a WNW-ESE crustal discontinuity (Almeida, 1983; Brotzu *et al.*, 2005). However, the main magmatic expressions would have been emplaced along NE- to NNE-trending subcrustal faults related to the Brasiliano Orogeny (ca. 590 Ma; and reactivated since the Cretaceous (Brotzu *et al.*, 2005), explaining the NE-SW-trending stocks dyke swarms (Riccomini *et al.*, 2005). Such configuration was possible, for most alkaline massifs (from Mendanha to Cabo Frio stocks and dykes), due to the active far-field stress that started on Upper Cretaceous on a sinistral transcurrent regime with the main compressive stress (σ_1) horizontally oriented along the NE-SW direction and the least compressive stress (σ_3) also horizontally oriented along the NW-SE direction (Ferrari, 2001; Riccomini *et al.*, 2005). The 80-50 Ma alkaline magmatism from the Mendanha Massif to the Cabo Frio Island Massif has been related with this deformational event (Ferrari, 2001). Three extensional events along NW-SE, NE-SW and EW directions occurred from the Eocene to Holocene (Ferrari, 2001), which explains the younger ages of the rocks within the Poços de Caldas-Cabo Frio Alignment Alkaline Province, supporting that the magmatism was controlled by reactivations of previous tensions and discontinuities (Riccomini *et al.*, 2005). Part of the alkaline magmatism in the CFZ is coeval to brittle structures of the Continental Rift of Southeast Brazil (CRSB; Riccomini, 1989). Most stocks are adjacent to Cenozoic basins and their emplacement were probably controlled by structures developed during the 134 to 114 Ma rift (Zalán and Oliveira, 2005). During the rift phase of South Atlantic opening, there was an intense reactivation of basement structures, predominantly trending NE-SW, which gave rise to the normal faults in the same direction, beyond transforming faults of NW-SE direction (Mohriak, 2004). According to Zalán and Oliveira (2005), approximately 25 Ma the rifting has ceased, the uplift of the basement has occurred (89-65 Ma) together with the several alkaline magmatic pulses (*e.g.* dykes from Guedes *et al.*, 2005 and; Itatiaia stocks from Rosa, 2017). Coeval to this pulse, in an extensional regime, basin edge faults (*e.g.* Santos Basin) represented the main weakness areas (Riccomini *et al.*, 2005).

Several lamprophyres occur among minor dykes and sills mainly adjacent to alkaline felsic stocks and intrude the Paleoproterozoic metamorphic basement along different tectono-stratigraphic terrains (Fig. 1b; Ulbrich and Gomes, 1981; Araújo, 1995; Valente, 1997; Thompson *et al.*, 1998; Ferrari, 2001; Guedes *et al.*, 2005; Valente *et al.* 2005; Ulbrich *et al.*, 2005; Motoki *et al.*, 2007; Mota, 2012; Ventura and Valente 2017; Ferroni *et al.*, 2018). Along with alkaline felsic dykes, such as phonolites and trachytes, these sheet-like intrusions trend predominantly NE-SW to ENE-WSW directions with minor NW- to WNW-oriented subsets. They represent shallow intrusions that mostly rise as earlier alkaline magmas (*e.g.* Cabo Frio lamprophyres; Motoki *et al.*, 2008). Lamprophyre intrusions exclusively on

basement and cross-cut by felsic alkaline dykes preclude these dykes as latter activities, despite the scarcity of clear relationship outcrops (*e.g.* Motoki *et al.*, 2008). Some authors suggested that lamprophyres represent parental magmas to more evolved alkaline rocks found in some syenitic stocks by means of fractional crystallization (*e.g.* Brotzu *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1998; Brotzu *et al.*, 2005; Sichel *et al.*, 2012) plus none or some crustal assimilation (Enrich *et al.*, 2005). In most cases of alkaline emplacement, this magmatism has a potassic to ultrapotassic affinity and variation in silica saturation (Brotzu *et al.*, 1997).

3. Geological setting

Lamprophyres occurring nearby and inside the study area, hereafter called Resende lamprophyres, were described by other authors (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 1991; Thompson *et al.*, 1998; Guedes *et al.*, 2005; Ramos *et al.*, 2008; Marins, 2012; Ferroni *et al.*, 2018) (Table 1). These lamprophyre dykes are intrusive in ENE- to NE-trending of gneisses, amphibolites, and quartzites, as well as deformed granitoids, within an interference zone between two Upper Proterozoic, collisional belts (Brasília and Ribeira belts) related with the Brasiliano Orogeny (Heilbron *et al.*, 2004; Peternel *et al.*, 2005; Trouw *et al.*, 2013).

Authors	Sample ID	Lithology	Mineralogy	Age (Ma)	Method
Riccomini <i>et al.</i> (1991)	RE-06	Lamprophyre	Bt + Cpx ± Ol ± opq ± pl ± anl ± ocl	84 ± 3.0	⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar - whole rock
Riccomini <i>et al.</i> (1991)	RE-07	Lamprophyre	Bt + Aug ± Ol ± opq ± pl ± anl ± ocl	-	-
Thompson <i>et al.</i> (1998)	94SOB90 (3)	Lamprophyre	Cpx + Ol + Mgt + Amp + Phl ± apt ± cpx ± amp ± bt ± opq ± afs ± glass (± spinel lherzolite xenoliths)	-	-
Guedes <i>et al.</i> (2005)	RE-II-39A	Monchiquite	Aug + Ol + afs ± aug ± opq ± krs ± opq ± glass	83.0 ± 1.0	⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar - whole rock
Ramos <i>et al.</i> (2008)	RE-2	Lamprophyre	Bt + Cpx + pl ± opq	72.0 ± 0.4	⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar - biotite
Marins (2012)	AGN-GM (6)	Monchiquite and camptonites	Aug + Ol ± Bt ± Krs ± opq ± apt ± cb	-	-
Ferroni <i>et al.</i> (2017)	ALC (9)	Alkaline lamprophyres	Phl + Cpx + phl + cpx ± opq ± ocl	-	-

Table 1: Main characteristics of the Resende lamprophyre dykes. Phenocryst: lowercase and uppercase; Groundmass: lowercase only. Abbreviations according to Whitney and Evans (2010): Clinopyroxene (cpx), olivine (ol), augite (aug), opaque minerals (opq), plagioclase (pl), analcite (anl), ocelli (ocl), carbonate (cb), biotite (bt), amphibole (amp), phlogopite (phl), k-feldspar (afs), kaersutite (krs), and magnetite (mgt). Representative sample identifications (ID) are indicated.

They Resende lamprophyres are thin (< 2 m thickness) sheet intrusions with variable shapes. Part of them is aligned to the main basement foliation and brittle structures trending ENE-WSW, while others vary from WNW-ESE to NW-SE, following the regional fracturing direction (Fig. 2). The Resende lamprophyres are holomelanocratic to melanocratic, porphyritic to poikilitic rocks with typical pan-idiomorphic texture. Common phenocrysts are augite, pseudomorph olivine, kaersutite, biotite and phlogopite, plus opaques and apatite in minor proportions. The phenocrysts are set in a groundmass that encompasses the same early phases in addition to feldspar, feldspathoid and/or glass, plus analcite, ocelli structures (carbonate plus analcime) and spinel lherzolite xenoliths. Secondary post-magmatic minerals are carbonate, chlorite, serpentine and iddingsite. The Resende lamprophyres are chemically classified as foidites and basanites/tephrites, with mostly potassic and rarely sodic types, bearing normative nepheline and olivine. They are considered products of partial melting of the metasomatized, enriched subcontinental lithospheric mantle (*e.g.* Enrich *et al.*, 2005; Brotzu *et al.*, 2005).

K-Ar whole-rock ages (84.0 ± 3 and 82.6 ± 1 ; Riccomini *et al.*, 1991 and Guedes *et al.*, 2005) were obtained for the Resende lamprophyres but K-Ar ages in biotite phenocrysts separated from a lamprophyre dyke in the north part of the study area gave younger results (72 ± 0.4 Ma and 72.1 ± 0.4 Ma; Ramos *et al.*, 2008). Thus, the Resende lamprophyre dykes may all be related with a prolonged magmatic event that took place in Upper Cretaceous, Campanian age (Ferroni *et al.*, 2017). Enrich *et al.* (2005) and Brotzu *et al.* (2005) proposed an evolutionary system with basanitic lamprophyres as parental magmas to more evolved felsic alkaline compositions in the nearby Itatiaia Alkaline Massif (IAM) by extensive fractional crystallization and no assimilation (Melluso *et al.*, 2017). The same authors suggested a heterogeneous enriched subcontinental mantle source for the Resende lamprophyres, which is supported by previous studies elsewhere (*e.g.* Valente, 1997; Brotzu *et al.*, 1997; Gibson *et al.*, 1999; Marins, 2012; Ferroni *et al.*, 2017).

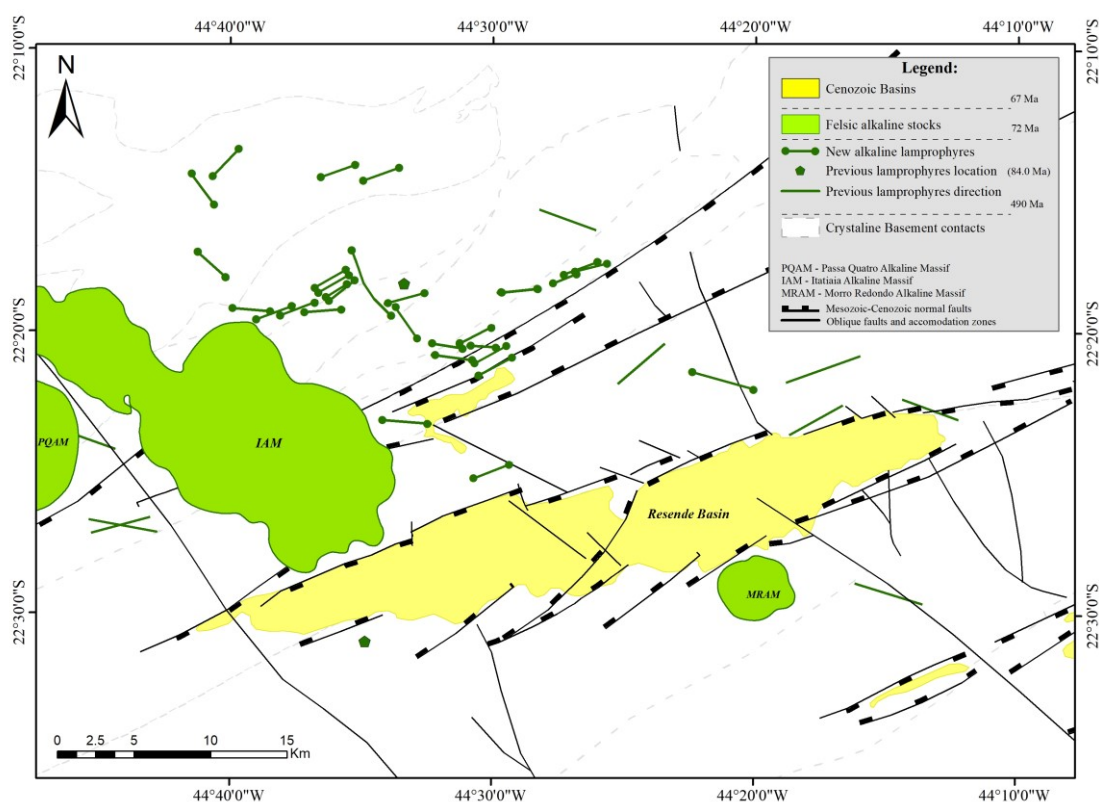


Figure 2: Geological sketch of the studied area. Lamprophyre dykes are shown. Sources: Riccomini (1989), Guedes *et al.* (2005), Zalán & Oliveira (2005), Ferroni *et al.* (2017), Rosa (2017), and Negrão *et al.* (2020). Basement contacts from Rio de Janeiro and Minas Gerais geological maps (Heilbron *et al.*, 2016; Fonseca *et al.*, 2014).).

The IAM (Filho, 1967; Penalva, 1967) is in the western portion of the area and intrudes Neoproterozoic gneisses of the Ribeira Belt (Fig. 2). It is a NW-SE-elongated pluton composed of felsic, alkaline silica under- to over-saturated igneous rocks (Brotzu *et al.*, 1997; Enrich *et al.*, 2005; Brotzu *et al.*, 2005). Recently, alkaline mafic rocks were recognized and described in the IAM (Rosa and Ruperti, 2018). New U/Pb ages point to a magmatic activity between 71.3 and 67.5 Ma (Rosa, 2017) for the IAM. Some authors (Brotzu *et al.*, 1997; Thompson *et al.*, 1998; Enrich *et al.*, 2005) suggested that the differentiation processes in the IAM are related with possible basanite/tephritic precursor magmas evolving into the predominant felsic, alkaline rocks of the IAM. The Passa Quatro (PQAM) and Morro Redondo alkaline massifs (MRAM) also occur in the study area (Figure 2). The ENE-WSW-trending continental siliciclastic Resende sedimentary basin represents a tectono-sedimentary feature related with a regional Cenozoic rift system (Riccomini *et al.*, 2004).

The structural framework of the study area displays complex pattern and evolution. Tholeiitic dykes that intrude the ENE-WSW, mylonitic basement are emplaced along two main directions (NNW-SSE and NNE-SSW), being often thicker than 10 m (Guedes *et al.*, 2005). The tholeiitic diabbases are related to early stages of the Gondwana rifting that took place previously to the South Atlantic opening. They are roughly parallel to the NNW to NNE preferential regional fracturing directions, although NW-SE (Guedes *et al.*, 2005) to WNW-ESE (Ferroni *et al.*, 2018) trending intrusions are also seen in the area. On the other hand, the mafic and felsic alkaline dykes, as well as the felsic alkaline stocks, trending orthogonal sets are related with the tectonic reactivations from Upper Cretaceous to Paleogene (Guedes *et al.*, 2005; Zalán and Oliveira, 2005). The regional Cenozoic continental rifting is partially coeval to the Paleogene alkaline magmatism, forming sedimentary basins bounded by ENE-WSW normal faults and subordinated NW-SE transfer zones (Riccomini, 1989; Zalán and Oliveira, 2005). The Resende Basin evolution is attributed to a NNW-SSE extension during the Paleogene that caused ENE-trending normal faults with SSE-dipping grabens (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004; Negrão *et al.*, 2015; Negrão *et al.*, 2020). Riccomini *et al.* (2004) confirm an early NNW-SSE extension during the Paleogene prior to the sinistral transtensional regime along the Neogene.

4. Analytical Methods

4.1 Petrography

Data for the present work was primarily collected in the field. Fifty samples were selected for thin section preparation in the Laboratório Geológico de Processamento de Amostras LGPA - UERJ, including a few metamorphic rocks of the basement and Lower Cretaceous tholeiitic diabbases. Thin sections of the less altered lamprophyre dykes were described under the ZEISS Axio Lab.A1 polarizing microscope at the LGPA. Photomicrographs were taken by a fitted camera and processed on AxioVision 4.8.2 software. Modal analysis was done by counting 1000 points per section and an average value was calculated whenever more than one thin section were described for a single lamprophyre.

4.2 Lithogeochemistry

Six unaltered or less altered representative samples of the lamprophyres were selected for major and trace elements analysis. Slabs were cleaned, dried, fragmented and pulverized at the LGPA (UERJ). The powdered samples were sent to the ALS Brazil Ltda laboratory (Vespasiano, Belo Horizonte - MG, Brazil). ICP-AES (inductively coupled plasma emission via atomic emission spectrometry) produced major element values. Trace elements contents were done by ICP-MS (mass spectrometry). The loss on ignition (LOI) was measured at 1000°C by a WST-SEQ instrument. Major and trace element data of 19 samples available in the literature were also compiled and used in this work for petrological interpretations. Geochemical data were not recalculated to a volatile-free basis as suggested by Woolley *et al.* (1996).

4.3 Structural Geology

More than one hundred measurement data were obtained during field work, including tectonic foliation, fractures, veins, tholeiitic dykes and mainly lamprophyre dykes (dip direction and dip angle, and dilation planes). The structural characterization was divided into three steps. (1) Geometrical analysis to determine the thickness and length of the dykes, dip direction and dip angle of all aforementioned structures, and the relationship between them, according to the criteria in Delaney *et al.* (1986). (2) Kinematic analysis to discriminate the movement features (dilation planes, fault planes, and slickensides/slickenlines). The consistent or inconsistent classification (Magee *et al.*, 2019) and the Bussel's Method (Bussel, 1989) on offset (non-faulted) lamprophyre dykes were applied. The latter is based on dilation directions that represent planes constituted by offset edges and apparent dilation directions. Average dilation direction can be dictated by local or regional stress. Inconsistent stepping directions were not included on this analysis. (3) Paleostress analysis, meaning geometrical and kinematic analysis integration and the application of straight dihedral method (Angelier, 1991; Angelier, 1994) by Wintensor 5.8.8 software (Delvaux and Sperner, 2003).

5. Results

5.1. Field aspects and petrography

Thirty-one new lamprophyre dykes were mapped in this work near to Resende basin and the Itatiaia Alkaline Massif (Supplementary Map 1). All dykes crosscut exclusively the basement metamorphic rocks. Previously mapped bodies were visited and integrated to this research. A few thick (up to 10 m thick) diabase dykes are scattered in the study area and are distinguished from lamprophyres by the presence of feldspar phenocrysts and alteration products as elsewhere (*e.g.* Rock, 1991).

The lamprophyres of Resende are thin dykes and sills with variable alteration degree that intruded high-grade metamorphic rocks (Fig. 3). The contacts between dykes and the country rocks are sharp, varying from straight to sinuous (Fig. 3a-e). Segmentation and zigzag patterns are well exposed on sub-horizontal outcrops (Fig. 3a) whereas sub-vertical outcrops exhibit exclusively straight dykes. Chilled margins are common (Fig. 3d), and xenoliths are

comprised by the regional gneisses. Alteration is depicted by a red to brown material embedding less altered biotite (phlogopite) and amphibole phenocrysts (Fig. 3e). The lamprophyres occur as ENE-WSW to NW-SE-trending dykes, ranging from 0.02 to 2 m in thickness, and from 1 to 130 m in length. Dykes thinner than 1 m and shorter than 10 m predominate, but true length is difficult to measure due to soil cover and vegetation.



Figure 3: Photographs of outcrops with lamprophyre dykes (a-e) and hand specimens (f-h). A) Segmented WNW-trending lamprophyre (monchiquite) dyke crosscutting a ENE-WSW mylonite (point MBN 66, this work; point RE-39b; Guedes *et al.*, 2005); B) NW-oriented camptonite intrusion (point MBN-1; C) Phlogopite-rich dyke (MBN-75) firstly visited by Ferroni *et al.* (2017). This outcrop shows a WNW-trending zigzag dyke; D) Thin mafic dyke (MBN-65) on same position as mica-rich lamprophyres (94SOB97; Thompson *et al.*, 1998); E) Two ENE-WSW parallel altered alkaline lamprophyres forming red-brown material with less altered biotite (MBN-75); F) Less altered, pseudo-hexagonal phlogopite within altered groundmass of lamprophyre (monchiquite MNB-44); G) Unaltered, porphyritic lamprophyre (camptonite MBN-01). H) Typical aphanitic texture of lamprophyres in the study area (monchiquite MBN- 07A).

The Resende lamprophyres can be classified as alkaline lamprophyres (camptonite, monchiquite, and sannaitite) based on their petrographic features (Streckeisen, 1979; Bas *et al.*, 1991; Rock, 1991; Woolley *et al.*, 1996; Le Maitre, 2002; Tappe *et al.*, 2005). Table 2 shows modal composition of 11 alkaline lamprophyres. They exhibit typical Mg-rich phenocrysts, castellated and pseudo-hexagonal phlogopite (Fig. 3f), panidiomorphic texture, glass and ocelli. They all lack feldspar phenocrysts.

	MBN-1	MBN-5	MBN-6	MBN-7	MBN-10	MBN-11	MBN-13	MBN-34	MBN-36	MBN-41	MBN-44
	<i>in situ</i>	<i>in situ</i>	<i>in situ</i>	<i>in situ</i>	<i>in situ</i>	<i>blocks (in situ)</i>	<i>in situ</i>	<i>in situ</i>	<i>blocks (in situ)</i>	<i>insitu</i>	<i>in situ</i>
Classification	Camptonite	Sanaite	Monchiquite	Monchiquite	Monchiquite	Monchiquite	Monchiquite	Camptonite	Monchiquite	Monchiquite	Monchiquite
points N°	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
Olivine (%)	9	18	2	2	10	11		11	2		
Clinopyroxene	26	24	10	20	14	30	27	24	17	10	13
Felsic minerals (plagioclase and felspar)	18	8		9	8	7		16		8	5
Amphibole (Ksr)	5	4	4	17	21	5	3	7	20	11	10
Biotite (Phl)	8	11	26	14	7	19	19	9	8	32	38
Glass	5	15	38	22	28	12	31	6	37	10	18
Opaque minerals	11	12	15	5	8	15	15	9	4	2	4
Accessory + secondary	12	8	2	10	4	1	5	9	12	27	12
Xenocrists	6	0	3	1				3			

Table 2: Modal mineralogy of less altered and fresh lamprophyres. Accessory + secondary: apatite (primary), iddingsite, serpentine, chlorite.

The less altered to unaltered lamprophyres in the study area are dark purple (Fig. 3 g-h), holomelanocratic and exhibit porphyritic to glomeroporphyritic, panidiomorphic, and/or poiquilitic textures with euhedral, hydrous, and anhydrous mafic phenocrysts involved by a fine-grained groundmass (Fig. 4). Augite is the most abundant phenocryst followed by kaersutite and biotite-phlogopite, as well as olivine that lack in some intrusions. Augite and olivine exhibit disequilibrium textures such as resorption, embayment, and zoning. The groundmass is formed by the same minerals as the phenocryst assemblage and variable amounts of plagioclase, analcite and/or glass. Opaque minerals and apatite are also part of that microcrystalline groundmass. Carbonate- and/or silicate-infilled, subrounded ocelli ranging from 0.5 mm to 1.5 mm in size occur in some lamprophyres. Biotite-phlogopite and kaersutite occupy the core of the ocelli but are more common as tangential crystals. Main alteration products include opaque minerals, iddingsite and serpentine.

5.1.1. *Camptonites*

The camptonites are melanocratic glomeroporphyritic rocks with euhedral augite and olivine as main phenocrysts set in a groundmass with these same phases as well as lath-shaped minerals such as plagioclase, opaque minerals, kaersutite and less amounts of biotite and apatite. Interstitial glass is rare, however, ocelli, xenoliths and xenocrysts of felsic phases are frequent.

Augites range from 0.2 to 5 mm, being found as phenocrysts as well as in the groundmass. The former is euhedral with concentric zoning with euhedral pinkish rims and anhedral resorbed green cores (Fig. 4e). Clinopyroxene clusters frequently present olivine inclusions. Some of microphenocrysts also present corroded rims, suggesting instability and disequilibrium processes. Pseudomorphic olivine crystals range from 0.2 to 1.8 mm and are more common as phenocrysts. Irregular fractures in olivine are filled by secondary iddingsite. However, fully preserved olivine coexists with pseudomorphs and show no signs of alteration.

The groundmass comprises plagioclase laths (0.1 mm), opaque minerals, kaersutite, interstitial glass and ocellar structures. Ocellar structures range in size from 0.5 mm to 2 mm and are filled by carbonate, usually in the center, with analcime and acicular kaersutite at the contacts with the groundmass. Xenocrysts of quartz are frequent (Fig. 4e), being always surrounded by a clinopyroxene corona growing towards the core of the xenocryst. Less frequently, xenoliths of medium-grained metamorphic rock composed of quartz, feldspar, pyroxene, and opaque minerals are easily distinguished from the enclosing lamprophyre due to its felsic mineral abundance and alteration rims (Fig. 4f). There are also minor amounts of coarse-grained clusters of pale green clinopyroxene with inclusions of olivine and opaque minerals.

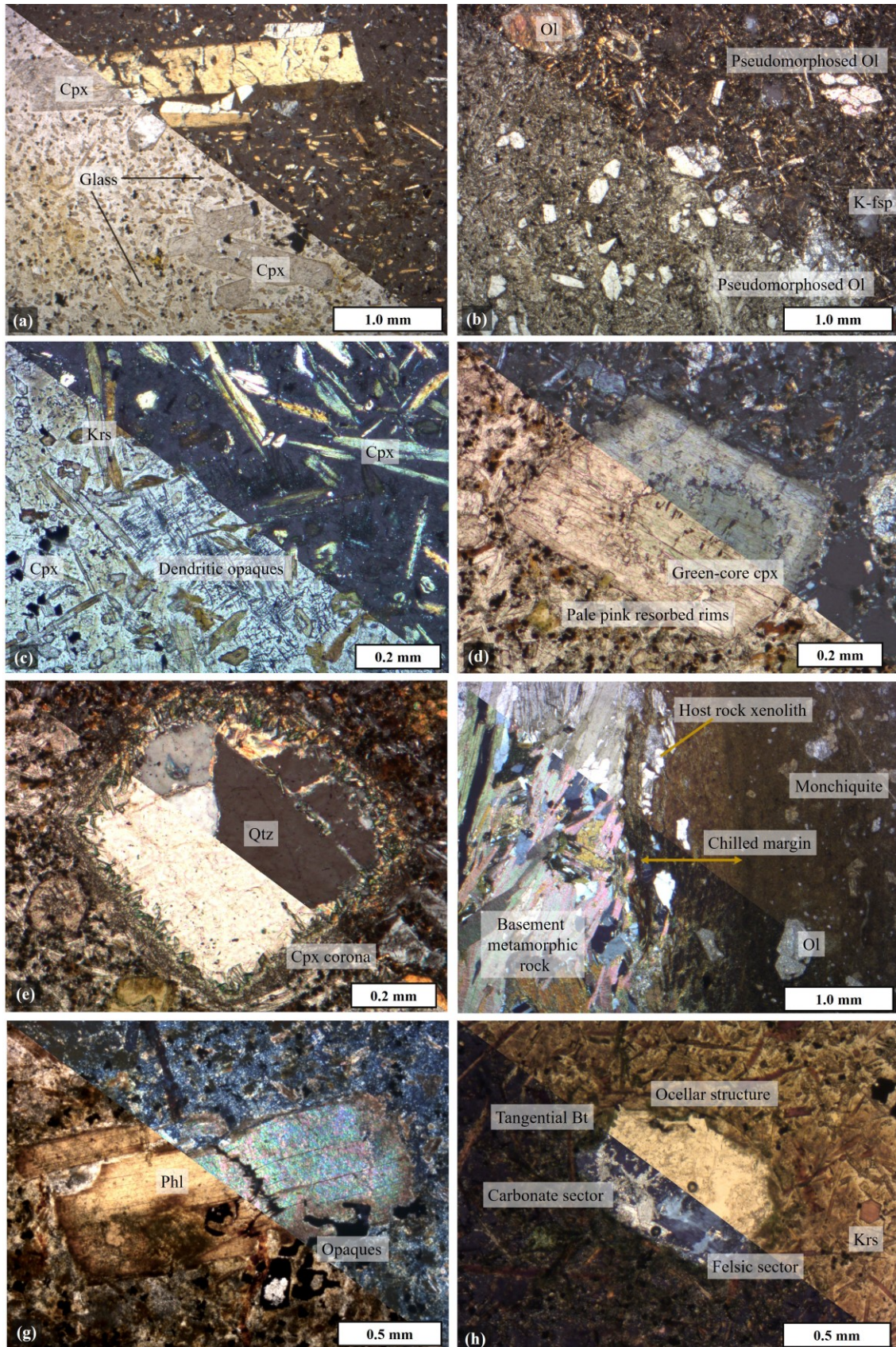


Figure 4: Main Main petrographic features of the studied Resende lamprophyres. Abbreviations from Whitney and Evans (2010). Photomicrographs under parallel and crossed nicols (below and above diagonal). A) Porphyritic monchiquite (sample MBN-36) with euhedral clinopyroxene phenocryst surrounded by a groundmass composed by clinopyroxene, amphibole and glass. B) Glomero-porphyritic sannaite with clusters of

olivine pseudomorphs (iddingsite and serpentine alteration products) and alkali feldspar (k-fs) within the groundmass (sample MBN-05). C) Detail of the monchiquite groundmass showing kaersutite (krs) and clinopyroxene (cpx) laths, and dendritic opaque minerals surrounded by glass (sample MBN-7). C) Monchiquite groundmass (MBN-36). D) Green-core clinopyroxene on camptonite (sample MBN-01). Note the resorbed rims. E) Quartz xenocryst surrounded by cpx corona in camptonite (sample MBN-34). F) Chilled margin contact between metamorphic gneiss and monchiquite with microxenoliths (sample MBN 07). G) Kink banded phlogopite phenocryst in altered monchiquite with opaque minerals (sample MBN-41). H) Monchiquite with ocelli composed of carbonate and felsic phases with tangential biotite (MBN-13).

5.1.2. *Monchiquites*

Monchiquites are dark purple holomelanocratic porphyritic rocks with panidiomorphic texture and aphanitic groundmass (Fig. 4a). Chilled margins (Fig. 4f) are more frequent on monchiquites than the less thick camptonites and sannaites. Phenocrysts include large amounts of euhedral augite or biotite-phlogopite, and minor contents of kaersutite. Olivine is scarce, being restricted to the phenocryst assemblage, always fractured, and rimmed by secondary opaque minerals. Monchiquite differs from camptonite in its higher glass content. All crystal phases are immersed into the glass. Ocelli s present sharp contact with the groundmass and display a sub-circular shape.

Euhedral clinopyroxene crystals range from 0.05 mm to 5 mm and share the same petrographic features, occurring as isolated well-formed crystals or as radial clusters. Augite has hourglass and concentric zoning with beige colors on the center and pinkish thin rims, with anomalous blue interference color. Kaersutite, opaque minerals and apatite are the most common inclusions on clinopyroxene. Olivine pseudomorphs are characterized by elongated fractures within euhedral crystals that are usually partially or entirely altered to iddingsite and serpentine.

Biotite-phlogopite and kaersutite form macro and microphenocrysts with distinctive features. Biotite-phlogopite are needle-like, castelled, and pseudo-hexagonal shapes. Bent or kink-banded crystals do also occur (Fig. 4g). Kaersutite is euhedral and shows embayment with groundmass filling the gaps whereas euhedral opaque minerals frequently occur as dendritic clusters (Fig. 4c). Ocelli are circular to ellipsoidal and have sharp contacts with the groundmass. They are filled by carbonate and felsic phases with no regular pattern (Fig. 4h). Needle-like kaersutite and tangentially distributed biotite-phlogopite are present in almost ocelli structures. Glass (Fig. 4c) comprises 12% to 38% of modal volume in monchiquites.

5.1.3. *Sannaites*

The occurrence of K-feldspar as the main felsic phase is the distinguishing petrographic feature of the sannaites (Fig. 4b). The sannaites are dark grey holomelanocratic rocks with glomeroporphyritic, panidiomorphic texture, composed of partially or totally altered coarse-grained phenocrysts of olivine and unaltered augite set in an aphanitic groundmass. A fine-grained groundmass is composed of the same phases as the phenocryst assemblage plus biotite, k-feldspar, opaque minerals, interstitial glass and ocellar structures. Sannaites display intracrystalline fractures that are filled by carbonate and others secondary phases.

Olivine glomerophenocrysts reach 5 mm in size. These pseudomorphs can be composed by several crystals and are frequently partially or totally altered to serpentine. Microcrysts preserve the same features but isolated crystals are more common. Clinopyroxene is 0.2 to 2 mm and comprises macrocrysts and microcrysts with beige cores and pink rims. Intergrowths and radial patterns are common. Hourglass and concentric zoning are also present.

K-feldspar is present only in the groundmass forming subrounded grains (0.2-0,5 mm), and ocelli are filled by carbonates with tangential kaersutite and biotite-phlogopite. Euhedral opaque minerals rarely form phenocrysts (1 mm); besides, they are more common as small crystals and mainly as dendritic shapes in the groundmass. Interstitial glass fills gaps between all crystalline phases.

5.2. *Whole-rock chemistry*

New lithogeochemical data obtained for 6 samples of the Resende lamprophyres are presented (Table 3) and analyzed with compiled data of 19 samples of lamprophyres that occur in the study area (Supplementary Table 1; Riccomini *et al.*, 1991; Thompson *et al.*, 1998; Guedes *et al.*, 2005; Marins, 2012; Brotzu *et al.*, 2017).

Samples	MBN-01	MBN-05	MBN-07	MBN-10	MBN-34	MBN-36
Rock type	Camptonite	Sannaite	Monchiquite	Monchiquite	Camptonite	Monchiquite
SiO ₂	43,4	39,9	47,2	28,5	44,9	40,5
TiO ₂	2,51	3,82	2,97	5,23	2,71	3,93
Al ₂ O ₃	12,6	11,8	17,25	17,25	14,8	19,5
Fe ₂ O ₃	11,55	13,45	7,78	19,15	11,6	10,2
MnO	0,19	0,27	0,18	0,2	0,19	0,21
MgO	9,57	7,52	3,18	5,81	7,74	3,98
CaO	10,85	10,25	5,4	7,09	10,25	6,21
Na ₂ O	2,64	3,04	2,05	0,52	3,54	1,19
K ₂ O	1,85	1,99	8,5	0,71	2,49	4,76
P ₂ O ₅	0,89	0,8	0,75	1,29	1,02	0,92
LOI	2,51	5,87	3,84	12,25	1,56	8,46
Total	99,01	99,21	99,55	98,24	101,24	100,26
Cs	6,57	165	4,75	0,71	0,58	1,63
Rb	54,7	188,5	279	20,5	54,3	164
Ba	1415	2630	1890	1350	1635	1945
Th	7,4	9,84	16,35	13,2	9,81	17,4
U	1,63	2,38	4,18	3,34	2,3	4,16
Ta	7	6,4	9,3	8	6,9	10
Nb	82	107	148	127,5	102,5	170,5
Sr	1650	1005	1780	752	1810	1340
Zr	250	450	517	498	349	590
Y	33,8	30,5	42,5	44,4	39,8	45,5
Cr	610	560	50	30	310	70
Sn	3	4	3	4	6	4
Ga	17,5	21,6	26,7	32,8	20,4	28,8
Hf	5,8	9,8	10,5	11,9	7,3	11,7
W	2	4	3	2	2	1
V	268	316	183	405	241	244
La	101,5	87,8	130	109	135	140
Ce	185	174	235	211	214	263
Pr	22,4	20,8	26,9	25,3	24,8	30,1
Nd	77,8	77	94,2	98	88,2	106,5
Sm	12	13,05	14,6	17,05	14,15	17,6
Eu	3,54	3,34	3,97	5,22	4,1	4,88
Gd	8,86	9,69	11,6	13,4	10,25	12,4
Tb	1,31	1,23	1,71	1,82	1,39	1,71
Dy	6,35	6,08	7,92	9,19	7,51	8,67
Ho	1,19	1,17	1,49	1,71	1,39	1,58
Er	2,93	2,55	3,5	3,94	3,55	3,85
Tm	0,42	0,38	0,5	0,53	0,49	0,52
Yb	2,54	1,91	2,72	2,83	2,84	2,87
Lu	0,36	0,27	0,39	0,42	0,4	0,39

Table 3: Major and selected trace elements for lamprophyres in the study area. Major elements in wt.%. Trace elements in ppm. LOI is the loss on ignition. Fe₂O₃t is total iron as ferric iron.

They are ultrabasic/basic alkaline rocks chemically classified as basanites, tephrites and foidite, except for one more evolved phonotephrite (Fig. 5). Resende lamprophyres have low SiO_2 contents (47.20-28.50 wt.%), high contents of TiO_2 (2.51-5.23 wt.%), and variable amounts of Al_2O_3 , CaO , K_2O , and Na_2O (10.37-19.5; 5.40-13.39; 0.71-8.50 and 0.52-4.65; wt.%, respectively). MgO and Cr contents range from 3.18 to 10.57 wt.% and 5 to 610 ppm respectively. Mg -number ($\text{Mg}\#$), Ni and Sc have a wide variation (36-59 ppm; 25-200 ppm; 16-26 ppm, respectively). The extensive range of $\text{Mg}\#$ and compatible elements variation suggest that the lamprophyre magmas in the study area may have undergone magmatic differentiation and some dykes may represent primitive material.

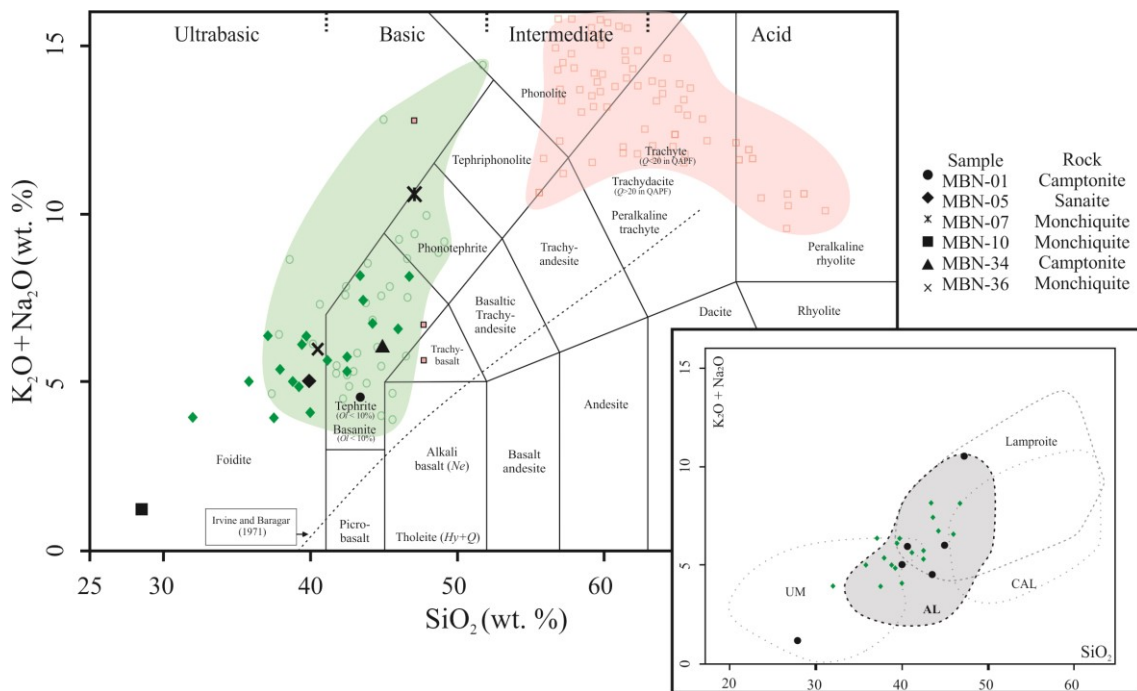


Figure 5: TAS diagram (Le Bas *et al.*, 1986) showing herein presented dykes (black icons) in an alkaline ultrabasic/basic trend. Green diamonds represent previous data from Resende lamprophyres compiled from Riccomini (1989), Thompson *et al.* (1998), Guedes *et al.* (2005), Marins (2012). Pale green (circles with pale green edges represent the samples) and red (squares with pale red edges represent the samples) background field are related to geochemical data from regional lamprophyres along CFMA and IAM rocks (Brotzu *et al.*, 1997; Marins, 2012; Melluso *et al.*, 2017; Rosa, 2017), respectively. Both data are in Supplementary Table 1 and Supplementary Table 2. Pink filled squares with black edges represent mafic rocks from IAM (Rosa, 2017). Lamprophyre types and Lamproite fields from Rock (1991).

CaO versus Al_2O_3 discrimination diagram (Fig. 6a) confirms that the Resende alkaline mafic dykes are lamprophyres as opposed to lamproites or kimberlites, whereas TAS diagram also certifies that these rocks are alkaline lamprophyres. All samples but two plot in the alkaline lamprophyre field, the latter being classified as ultramafic lamprophyres. Alkaline ratios ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) vary between 0.33 to 4.14, *i.e.*, there are sodic, potassic and ultrapotassic lamprophyres in the study area (Fig. 6b). The new data presented in this paper increase the range of sodic and potassic types and introduce ultrapotassic rocks to the Resende regional ultramafic-mafic alkaline magmatism. The alkaline lamprophyres are olivine, diopside and nepheline normative rocks with no normative quartz. Average CaO contents (10.0 wt.%) are similar to average contents in alkaline lamprophyres worldwide (10.3 wt.%; Rock, 1991). High values of loss on ignition (LOI; 1.24-13.13 wt.%) and CO_2 (2.70 and 3.80 wt.%) together with the presence of kaersutite, biotite-phlogopite and carbonates are typical features

of alkaline lamprophyres worldwide, and indicate a volatile enrichment not necessarily related to secondary alteration. Although high LOI values are intrinsic to lamprophyres, two samples (MBN-10 and AGN-GM-05D) with anomalous low SiO_2 contents (28.50 and 31.95) have LOI above 10 wt.%, indicating possible alteration. These are the two samples that plot in the UM field and their geochemical data may not reflect magmatic processes. Thus, they will not be considered in the petrological discussion.

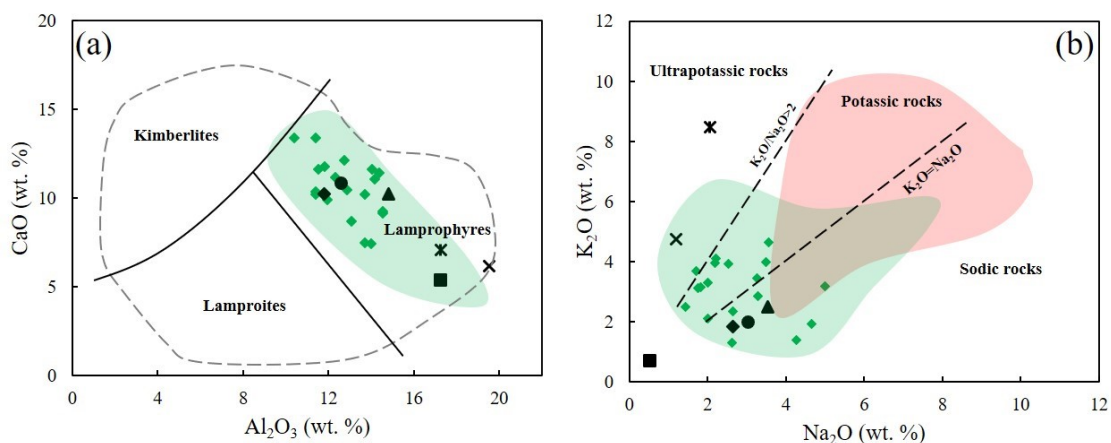


Figure 6: A) Resende lamprophyres plotted in discrimination and classification diagrams. A) CaO versus Al_2O_3 discrimination diagram for kimberlites, lamproites and lamprophyres (Foley *et al.*, 1987). B) Na_2O versus K_2O classification diagram for ultrapotassic, potassic and sodic rocks. Lines from Foley *et al.* (1987) and Orejana *et al.* (2008).

Variation diagrams with MgO as a differentiation index are shown in Figure 7. The MgO and CaO contents show higher values for samples with higher proportions of modal olivine and clinopyroxene. The Cr curve follows a decreasing trend towards the most evolved samples that may be related with clinopyroxene fractional crystallization. This relationship is corroborated by the lower content of modal clinopyroxene as phenocrysts in the more evolved ultrapotassic lamprophyres. In sodic and potassic lamprophyres, clinopyroxene and olivine make up most of the rock, exclusively as phenocrysts. The $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ decreasing rates is also consistent with clinopyroxene fractionation. Despite scattering, the overall increase in the contents of SiO_2 , Na_2O and K_2O is also consistent with a major control of mafic phases (clinopyroxene and possibly also olivine) during fractional crystallization processes. There is no evidence for feldspar fractionation as expected for lamprophyres. The abundance of modal opaque minerals (avg., 10%) is represented by the high values of TiO_2 (> 2.5 wt.%) and Fe_2O_3 (usually > 10 wt.%). The Resende lamprophyres are richer in TiO_2 when compared with the lamprophyre dykes from other swarms in Rio de Janeiro (*e.g.*, Valente, 1997). The Resende dykes also display a scattered distribution of TiO_2 , between 2.51 and 5.23, preventing the classical discrimination between groups of high or low TiO_2 (*e.g.*, Gibson *et al.*, 1995).

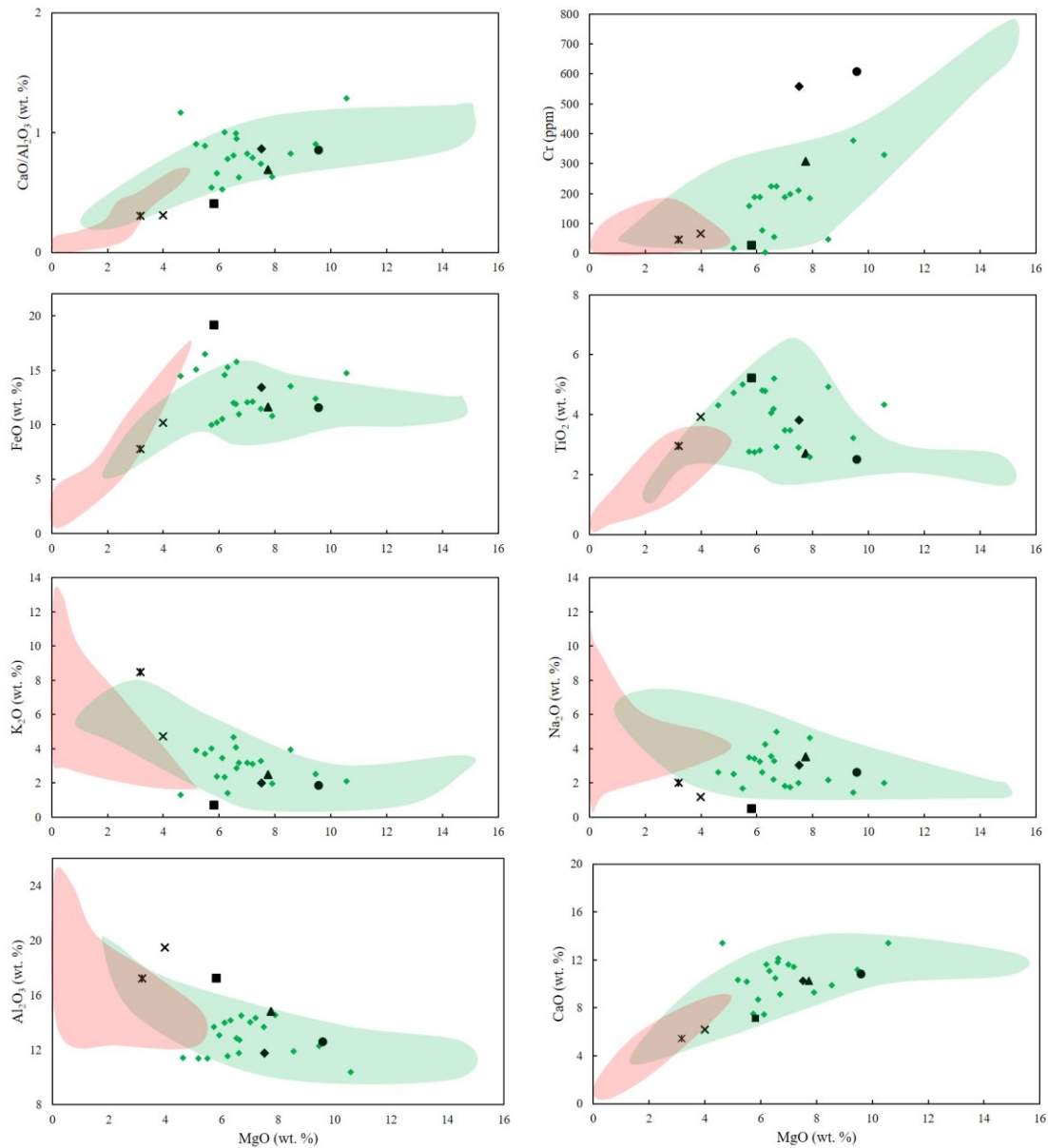


Figure 7: Variation diagrams for the Resende lamprophyres. Oxides in wt.%. Elements in ppm. Symbols and fields as in Figure 5.

The chondrite-normalized rare earth element (REE) diagram shows a steep linear pattern with enrichment in LREE; between 100 to 500 times chondrite values (Fig. 8a). The $(La/Yb)_N$ values vary between 24.9 to 38.1. Only few samples have lower $(La/Yb)_N$ ratios, ranging from 15 to 17 and one sample (MBN-66/RE-39b; Guedes *et al.*, 2005) has an extremely high $(La/Yb)_N$ ratio (63.8). In general, ultrapotassic and some evolved potassic lamprophyres tend to have $(La/Yb)_N$ ratios above 30. The lack of Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.91$ to 1.16) also precludes feldspar as a fractionation phase as expected for lamprophyres which lack feldspar phenocrysts by definition (Rock, 1991). The newly studied samples and other in the Resende lamprophyre swarm display parallel to sub-parallel patterns in the primitive mantle-normalized multielementar diagram (Fig. 8b). Main features are troughs for Th, U, Sr, P, and Zr, and peaks for Ba and Nb. Decoupling between Nb and Ta may be related to crushing in WC mill. The Sr, P and Zr negative anomalies may be related to residual accessory phases in the mantle sources. The $(La/Nb)_N$ ratios < 1 and $(La/Yb)_N$ ratios > 1 shown in multielementar

diagrams (Fig. 8b) indicate that the Resende lamprophyres are likely to be related to fertile, OIB-like mantle.

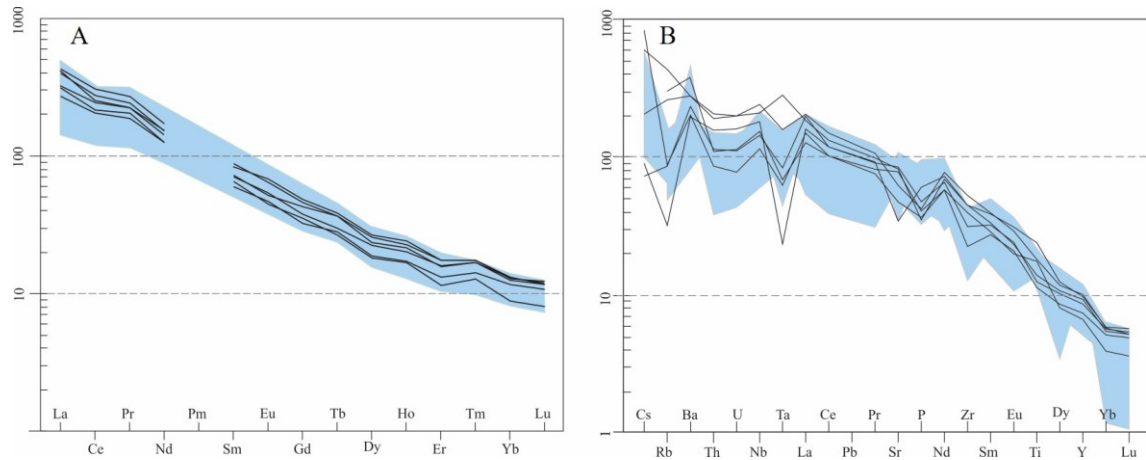


Figure 8: A) Multielement diagrams for the Resende lamprophyres. A) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization values from Nakamura (1974). B) Primitive mantle-normalized multi-element diagram. Normalization values from McDonough and Sun (1995). Shaded blue areas in both diagrams represent patterns of compiled previous data of the Resende lamprophyres. Samples of the present study in black.

5.3. Structural model

5.3.1. Geometrical analysis

Basement is formed by anisotropic metamorphic rocks, such as amphibolite, quartzites, gneisses and mylonites. An ENE-WSW trending regional foliation is constant and occurs on almost all lithologies (Fig. 9). Dip angle average is close to 60° in SSE direction, but some shear zones increase dip angle close to 90° . Despite that, these zones maintain foliation strike. Brittle structures cross-cutting the basement rocks encompass quartz-tourmaline veins, joints, and tholeiitic dykes. The former are thin intrusions (ca. 4 cm wide) trending WNW to NE directions. Joints are linear and regular structures that predominate trending WNW-trending direction with sub-vertical dip, although ENE fractures also occur (Fig. 9). Thick and rare diabase dykes (10 m wide) occur as NNE- to NNW-trending intrusive bodies representing tholeiitic magmatism related to early stages of South Atlantic opening. On the field, they are different than lamprophyre bodies due to a higher thickness, presence of feldspar phenocryst, lack of hydrous mafic phases, plus alteration color and texture. Therefore, the basement is affected by three clear discontinuities sets. The main set is positioned on WNW direction followed by an NNE to NE group. Few brittle structures occur on NNW to NW directions.

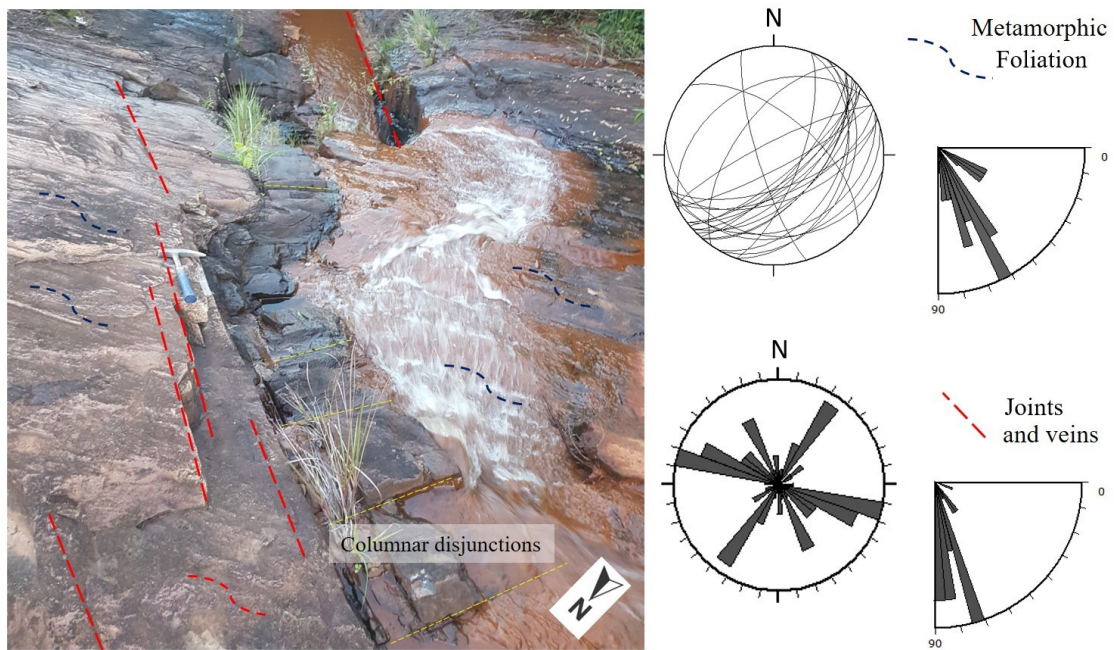


Figure 9: Representative outcrop (MBN-66) showing common structural framework of basement rocks and its structures. NW-oriented dike exhibit offsets with dilations.

Lamprophyre dykes are thin (2.6 cm to 2 m thick) abrupt intrusions that cross-cut country rock and its structures (Fig. 9). Table 4 display 36 representative measurements from herein presented dykes. Due to dense vegetation, few meters long bodies predominate. Despite this, there is evidence, like presence of lustrous ochre soil, of bodies reaching kilometer lengths (*e.g.* MBN-01). Vertical to sub-vertical outcrops tend to display a regular and continuous intrusion shape, whereas horizontal to sub-horizontal outcrops frequently exhibit plenty of dyke segmentations. Only one sill was founded, intruded on mylonitic quartzite and parallel to its ENE-azimuth and SSE-dipping foliation. The main lamprophyre set has an ENE vertical to sub-vertical trend, and average dip angle between 75° to 90° and SSE to NNW dip direction, comprising almost all of sheet intrusions (36; Fig. 10). These bodies strikes are parallel to basement foliation, but they do not intrude on its previous pathway. In other words, they do not respect prior structures and predominate as vertical to sub-vertical intrusions on this direction even in anisotropic rocks, such as non-deformed granitoids that present dip angles above 60° . Secondary trends are formed by WNW and NW bodies (12) that often emplace previous parallel fractures and comprise all offsets observed, apart from an offset that affects the single ENE sill.

ID	Thickness (m)	Length (m)	Orientation (Dip/dip)
MBN-01	-	-	45/85
MBN-05	0.45	2	03/85
MBN-06	1	2	10/80
MBN-07	0.45	7	330/45
MBN-09	0.4	2	160/88
MBN-10	0.3	2	165/85
MBN-11	0.15	2	158/85
MBN-13	1	5	140/84
MBN-14	0.2	2	330/80
MBN-15	3	6	55/70
MBN-16	3	5	165/85
MBN-26	0.4	4	112/60
MBN-36	3	1	330/86
MBN-38	0.3	1	178/84
MBN-41	3	100	160/60
MBN-42	1.5	3	185/85
MBN-43	1	1	130/83
MBN-44	0.45	1	110/78
MBN-45	1	1	160/89
MBN-46	1	1	175/88
MBN-48	0.4	1	160/80
MBN-50	0.15	1	340/85
MBN-53	0.15	1	233/75
MBN-62	0.3	35	133/81
MBN-63	0.6	10	152/80
MBN-64	0.5	5	332/76
MBN-65	0.026	3	20/86
MBN-66	0.6	100	33/86
MBN-67	0.12	10	159/65
MBN-70	0.3	1	40/86
MBN-71	0.7	1	234/79
MBN-72	0.6	1	170/85
MBN-73a	0.2	1	175/87
MBN-73b	0.1	1	175/87
MBN-74	0.45	1	330/60
MBN-75	0.30	1	10/85

Table 4: Herein presented lamprophyre dike orientations and size. Pale-grey measurement represents secondaries sets. Dark grey is main ENE-WSW to NE-SW dike set.

According to Delaney *et al.* (1986) criteria and structures hierarchy, WNW-ESE dykes may represent intrusions that flow through previous pathways and their principal segments cannot be used as good paleostress indicators, due to the abundance of adjacent and regional parallel fractures following this direction. Field relationship confirms that some WNW-trending dykes are intrusive on parallel previous fractures. Contrarily, ENE-WSW dykes may represent secure paleostress indicators because there are not plenty parallel adjacent and/or regional basement joints occurrence at the area, suggesting an NNW-SSE local extension, following the statement that σ_3 is perpendicular to principal dyke wall principal segmentation. Nonetheless, some ENE-WSW bodies also could intrude on previous discontinuities (*e.g.* sill MBN-67).

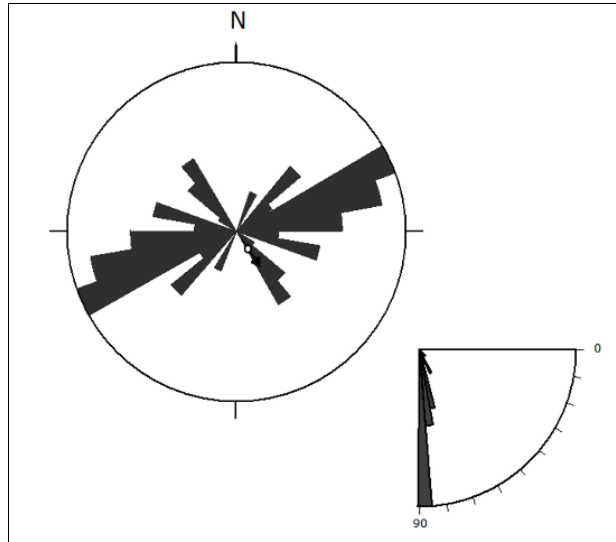


Figure 10: Rose diagram depicting herein presented lamprophyre dyke strikes showing on main ENE-WSW oriented set with secondaries WNW- to NW-trending group. Note that overall dip angle range between 80° to 90° and dot does not follow metamorphic foliation dip angle (ca. 60°).

5.3.2. Kinematic analysis

Bridges, steps, heels, and horns represent the main offset features that affect principal dyke segments. All these structures, as mentioned, are inserted on WNW lamprophyre intrusions (Fig. 10) and are oriented in an NNW- to NW-trending direction (dilation strike). Furthermore, ENE-trending dykes are continuous, whereas WNW display numerous discontinuous offsets. Without exceptions, offsets that affect WNW dykes maintain a consistent stepping direction (*e.g.* Magee *et al.*, 2019). On the other hand, a single ENE sill that show a bridge and a horn displays inconsistent stepping direction. Consistent displacements maintain their sense of motion and can be used in extracting the direction of dilations while inconsistent ones cannot be used in this analysis due to the change in the sense. It is important to establish that none of these structures are faulted, indicating a non-faults offsets, common features on lamprophyres (*e.g.* Rock, 1991).

In other to evaluate dilation direction, we applied Bussel's Method (1989). On Resende lamprophyres, dilation planes were obtained by (1) measuring apparent direction on consistent stepping dykes (stepped or zigzag patterns) and (2) strike and dip direction of main dyke segments.

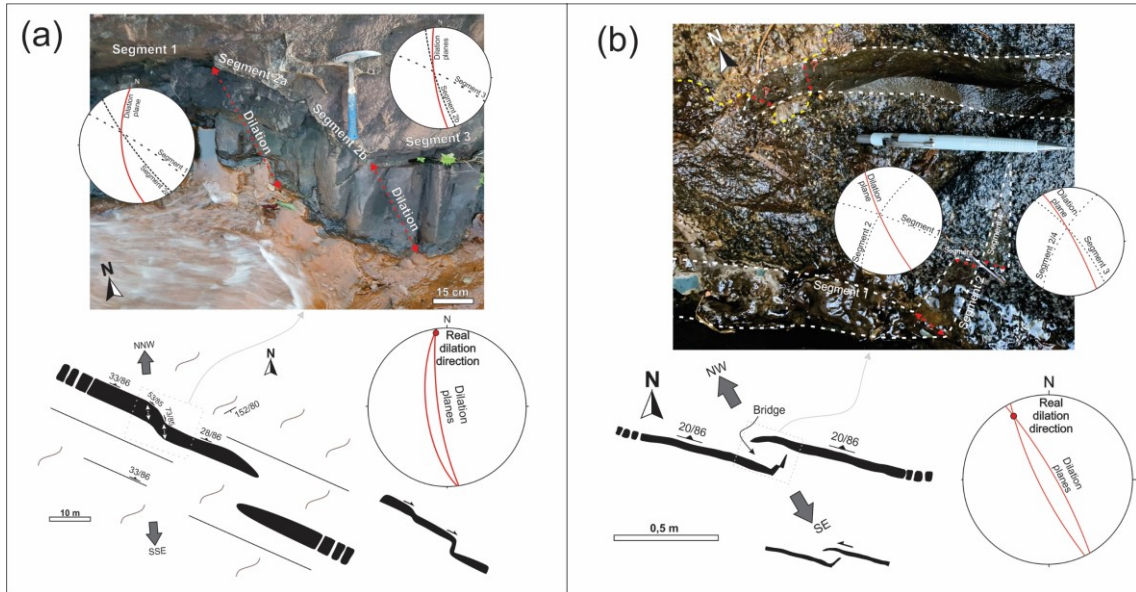


Figure 11: Dilations direction (NNW to NW) are different from main segment opening (NNE-NE). A) Two dilations (NNW-SSE) on an offset WNW-trending dyke (MBN-66). Note that this dyke encompasses a bridge with the consistent stepping direction. B) Few dilations showing the same direction (NW-SE) in a consistent stepping direction.

MBN-66 shows one step and one bridge (Fig 11a). The last one is submerged in a river (Fig. 9); hence it could not be measured. However, it follows the step's consistency. Concerning the step, two sub-horizontal NNW-SSE parallel dilations could be identified by previous adjacent points of country rock. It is relevant to establish that there is no fault or transcurrent movement, although dextral virtual configuration can be identified. Virtual sinistral configuration was observed on two others offset dykes. The first one (MBN-65) shows a WNW-trending main segment with steps and one bridge, that also point to a sub-horizontal NNW-SSE dilation direction, formed by three steps (Fig 11b). The last dyke represents the most important feature for kinematic analysis. A WNW-oriented dyke with a zigzag pattern formed by at least six consistent steps (Fig. 12). Twelve NNW-SSE to N-S sub-horizontal dilations are in consonance to other dilation directions and fits satisfactorily with a NNW-SSE local extension, reaching 16 dilations measured (Fig. 13). According to Bussell's Method, regional dilation direction can be estimated by the pole of best suited plane that fits on the whole poles of dilation planes. This pole represents the robust mean of sub-horizontal NNW-oriented minimum principal stress (σ_3) and position it at 339/70 estimated (Fig. 13). In this context, average net dilation of some Resende lamprophyres points to a sub-horizontal NNW-SSE local extension that fits with preliminary geometrical analysis and correlates with a possible least compressive stress axis (σ_3) on this direction.

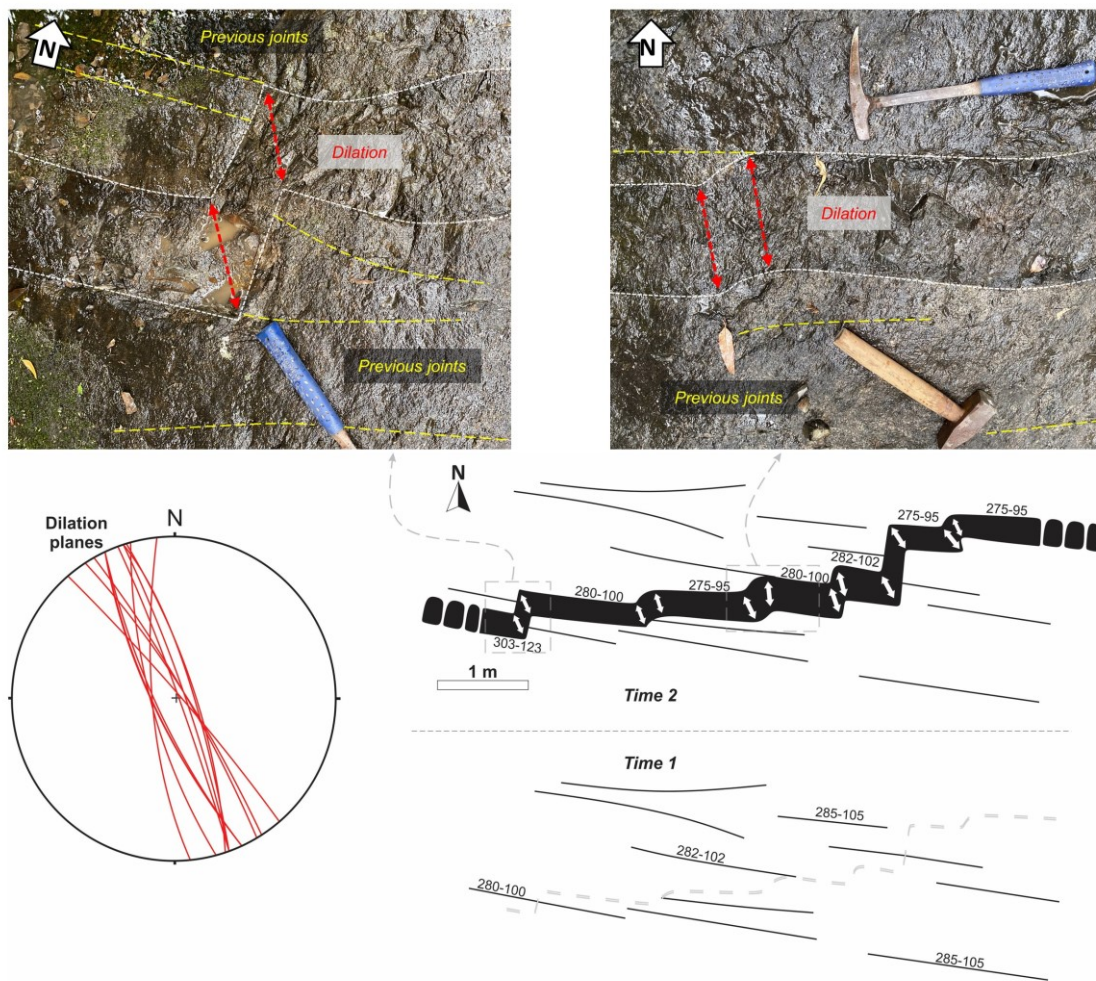


Figure 12: Zigzag lamprophyre dyke with consistent pattern parallel to previous basement joints. Several dilations direction show a NNW-oriented main extension, while principal dyke segments are supposed to have a NNE extension. Despite the mylonitic foliation presence on an ENE-WSW direction, only WNW-ESE joints were exploited by lamprophyre magma.

Further, one normal fault was observed with a branched lamprophyre dyke inserted on the fault plane (Fig. 14). Both structures show an ENE-oriented strike and an 80° dip angle to SSE direction. A sub-parallel branch and the presence of SSE-dipping slickensides (striated clay minerals), either on main and secondary segment, suggest a contemporaneous relationship between the fault and the dyke pointing to a possible NNW-oriented extensional regime as the principal control, similar to the aforementioned analysis (NNW-SSE extension).

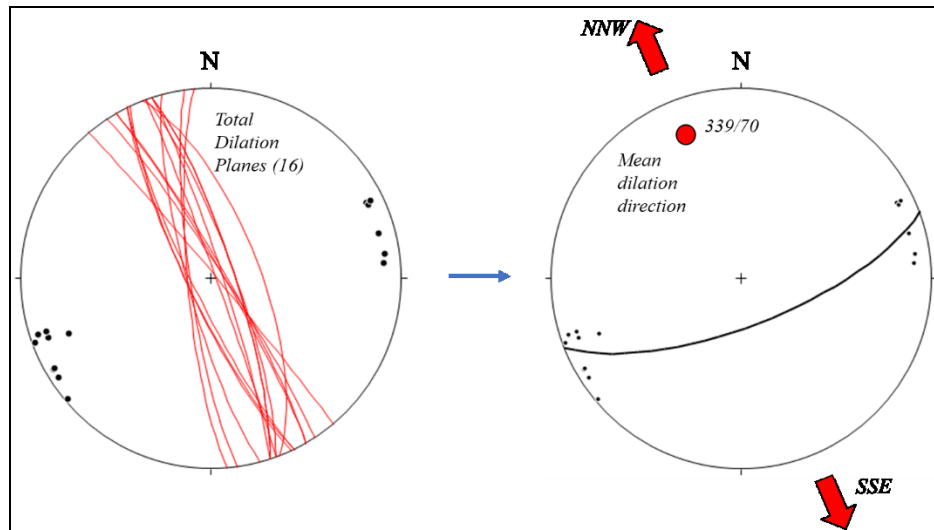


Figure 13: Total dilation planes and its mean dilation direction showing a regional NNW-SSE extension resulted from Bussel's Method (Bussel, 1989).

5.3.3. *Paleo stress from fracture/fault slip inversion*

Dyke walls, slickensides/slickenlines and fault plane data were produced by field measurement and placed on groups with geometrical and spatial similar characteristics. After that, they were analyzed by WinTensor software (Deulvax and Spener, 2003) based on fault slip inversion method (Angelier, 1991; Angelier, 1994). Although the scarcity of fault plane and slickensides data, and the limited occurrence of dilation planes, a paleostress estimative was produced. As the Resende dykes form groups with orthogonal patterns and no oblique features, they may represent kinematically incompatible sets. Therefore, they were analyzed separately. ENE-WSW principal segments were plotted together with the parallel unique fault plane and its slickensides (dipping SSE) due to kinematic compatibility, while WNW-ESE and NW-SE dyke walls were grouped together in a separated analysis.

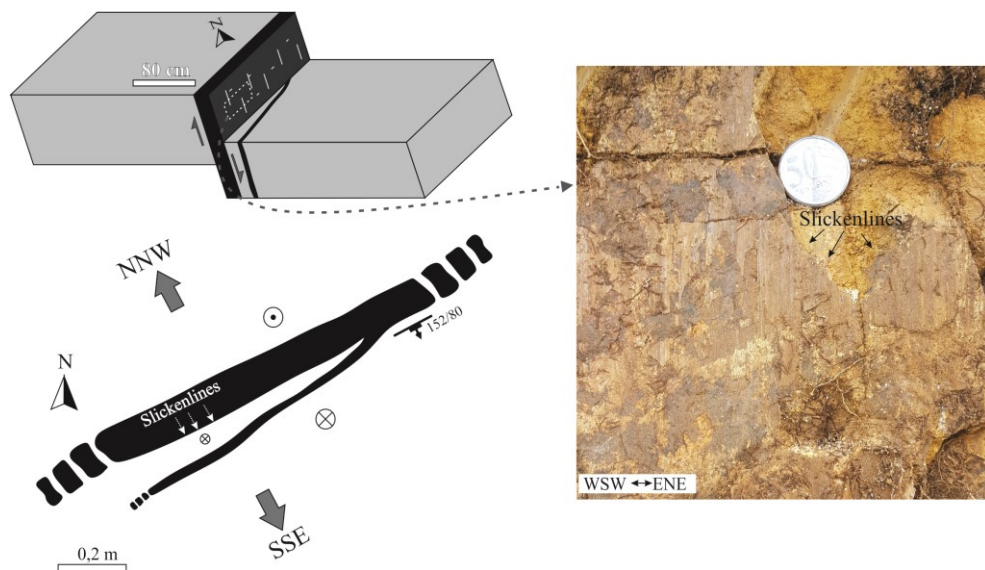


Figure 14: Schematic illustration of lamprophyre dike inserted on fault plane (ENE-WSW dipping SSE) and preserved slickenlines confirming a dip-slip normal fault.

A deformational model was built considering only the main segments of the dykes. According to WinTensor analyses (Fig. 15), the principal dyke set (ENE-WSW) was emplaced by a directional extension regime, with sub-vertical maximum principal stress (σ_1) on 198/81 and sub-horizontal minimum principal stress (σ_3) on 337/07. Subordinated WNW-ESE and NW-SE sets analysis present a pure extension regime, also with σ_1 and σ_3 on sub-vertical and sub-horizontal, respectively, but on different position (54/87 and 216/03). These analyses confirm the kinematically incompatibilities of these two groups. Also, the first deformational model is kinematically compatible with the field observations and previous structural analysis, including average dilation direction, hence is more likely to represent the stress responsible for this dyke swarm emplacement, an extensional regime with a NNW-SSE extension as minimum principal stress (σ_3). Besides, WNW-ESE and NW-SE secondary sets do not encompass good paleostress indicators according to Delaney *et al.* (1986). Therefore, NNW-SSE extension represents a more reliable model. This representation will be used for discussions about regional magmatic-tectonism.

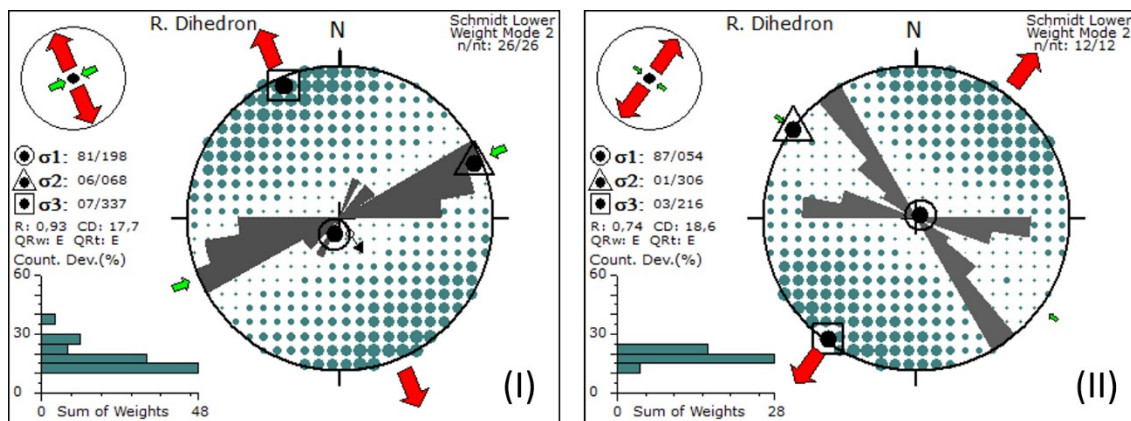


Figure 15: Stress tensor produced by ENE-WSW (I) and WNW-ESE to NW-SE (II) lamprophyre groups.

6. Discussions

6.1. Petrological Aspects

6.1.1. General features

The high LOI is a characteristic concerning lamprophyres worldwide, even in unaltered samples (*e.g.* Rock, 1991; Hauser *et al.*, 2010; Jiang *et al.*, 2010). It is also known that the Resende alkaline mafic dykes are normally affected by secondary alteration (Brotzu *et al.*, 2005). Nevertheless, the Resende lamprophyres do not present systematic positive correlations between LOI and mobile elements such as K, Rb and Na (Fig. 16), a typical feature expected for samples affected by post-magmatic alteration (*e.g.* Pouclet *et al.*, 2017;). Overall, the high LOI contents of the Resende lamprophyres can be explained by their high contents in primary volatile-rich (CO_2 and H_2O).

Frequently liquid immiscibility (silicate and carbonate phases) is pointed out to explain the presence of ocelli (*e.g.* Cooper, 1978; Alves, 1997; Nédli and Toth, 2007; Alves and Gomes, 2001; Azzone, 2008; Scarrow *et al.*, 2011; Stoppa *et al.*, 2014). The Resende lamprophyres display such features with distinctive sub-rounded shapes formed by carbonate and analcime, surrounded by or involving hydrous mafic phases. Observed features seem to be also in consonance with the late crystallization of either plagioclases or biotite and kaersutite that

surround ocelli in some dykes. The variable amounts of the hydrous ferromagnesian minerals around ocelli in some dykes confirm that in addition to CO_2 , H_2O was also a volatile phase of the lamprophyre magmas. The Sr negative anomaly shown by the Resende lamprophyres (Fig. 8B) may at least in part represent the presence of residual clinopyroxene and/or carbonate in their mantle sources (Gibson *et al.*, 1995). In fact, some Resende lamprophyres (RE-06 and RE-07; Riccomini *et al.*, 1991) have high CO_2 contents (between 2.5 and 4.0 wt.%) that cannot be attributed to post-magmatic alteration. Therefore, in addition to fractional crystallization, mostly of clinopyroxene and possibly also of olivine, as aforementioned, the dykes studied here may also have been involved in immiscibility processes between H_2O -rich silicate and CO_2 -rich carbonate phases. Rapid cooling is another common feature that frequently appears as diagnostic lamprophyre characteristic (*e.g.* Rock, 1991). In some here presented lamprophyres there are chilled margins and the dendritic minerals, which represent features related to this process.

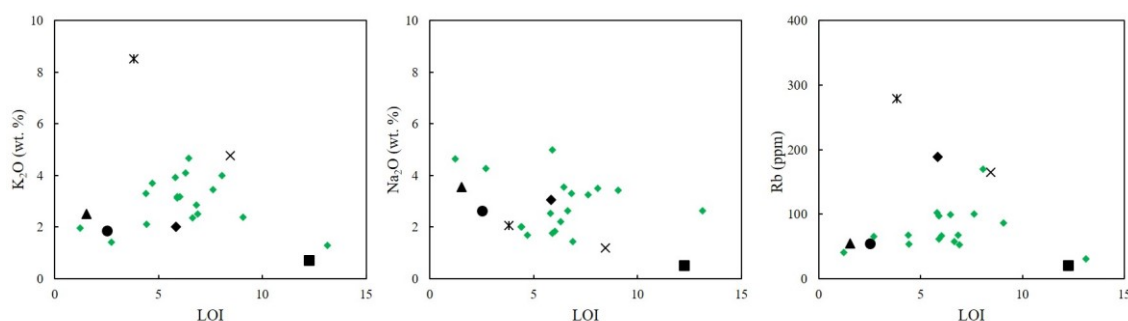


Figure 16: Variation diagrams between mobile elements and LOI (wt.%). Symbols as in Figure 5.

The presence of crustal xenoliths and xenocrysts in the Resende lamprophyres is an evidence of magma and country rock interaction. Nevertheless, there is no abrupt increase on SiO_2 and Al_2O_3 (wt.%) contents that support significative assimilation effects (*e.g.* Pandey *et al.*, 2018). This large increment would be expected by quartz-feldspathic mylonite assimilation, the most common metamorphic rock in the study area. The lithophile element Th is strongly concentrated in the continental crust as opposed to the mantle. Therefore, the Th/Ce (< 0.07) and (Th/La (< 0.24)) ratios of the Resende lamprophyres preclude expressive crustal assimilation (*e.g.* Raeise *et al.*, 2019). The reaction coronas observed in all xenocrysts may represent a protective shield that prevents that material from being fully assimilated by the lamprophyre magma (*e.g.* Nédli and Tóth, 2007). Thus, the partial consumption of sub-rounded xenocrysts may not have contributed to significant changes in the chemical composition of these lamprophyre dykes. Gneisses xenoliths also occur with similar coronas, confirming an interface between the xenoliths and the groundmass that possibly prevents effective assimilation. Overall, the present discussion corroborates the Sr-Nd isotopic ratios of some of the Resende lamprophyres that indicate that crustal assimilation was not an extensive process in the evolution of those magmas (*e.g.* Thompson *et al.*, 1998 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.704–0.705; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512).

Based on petrographic features, major elements data and parallel to sub-parallel REE patterns, it is likely that these rocks have undergone fractional crystallization. The higher proportion of modal biotite-phlogopite and kaersutite as opposed to clinopyroxene and olivine as phenocrysts in ultrapotassic types and the inverse relationship in $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, together with

decreasing patterns of MgO, CaO and Cr, and increasing SiO₂, Al₂O₃, and K₂O with progressive differentiation (decrease in Mg#), corroborate for the occurrence of fractional crystallization. Differentiation may have involved mostly clinopyroxene and olivine as the main fractionating phases. The absence of Eu (Eu/Eu*) anomaly corroborates the absence of feldspar in the fractionation process and possibly also as a residual phase in the mantle source (e.g. Soder *et al.*, 2016; Phani *et al.*, 2018; Štemprock *et al.*, 2008). Clinopyroxene and olivine fractionation was also proposed for lamprophyres in alkaline provinces in SE Brazil (e.g. Thompson *et al.* 1998; Garda, 1995; Valente, 1997; Brotzu *et al.*, 2005; Gomes *et al.*, 2017; Azzone *et al.*, 2018) and elsewhere (e.g. Ngounouno *et al.*, 2003; Nédli and Tóth, 2006; Ubide *et al.*, 2012). Although the low effectivity of crustal contamination, there is evidence that confirm the process occurrence (*i.e.* country rock xenocrysts and xenoliths). As previously stated, it is possible that Resende basanitic/tephritic dykes represent mafic parental of more evolved felsic alkaline stocks (Valença *et al.*, 1983; Brotzu *et al.*, 1997; Brotzu *et al.*, 1989; Brotzu *et al.*, 2005; Enrich *et al.*, 2005; Riccomini *et al.*, 2005; Ferroni *et al.*, 2017; Rosa, 2017), such as IAM and Morro Redondo during an extensive differentiation (Melluso *et al.*, 2017). Herein presented and compiled major and trace elements data from Resende lamprophyre dykes show a continuous evolution trend toward under-saturated evolved rocks and are in consonance with this statement. Besides, few recently discovered mafic alkaline rocks in the IAM, including mafic dykes (Rosa and Ruperti, 2018), plot inside or near the Resende lamprophyres TAS range (Fig. 5). Further, all Resende lamprophyres samples fall out the same field as or near to CFA lamprophyres (for most diagrams) confirming that this dyke swarm belongs to a regional mafic alkaline magmatism.

6.1.2. Mantle source characteristics

No mantle nodules were found in the new Resende lamprophyres dykes presented here. However, spinel lherzolite nodules were founded by Thompson *et al.* (1998) in a mica-rich lamprophyre at the same location of MBN-65 lamprophyre dyke. According to these authors, some alkaline mafic dykes were generated by small degrees (1-8 %) of partial melting of “OIB-like anhydrous lherzolite source” beneath ca. 70 km (spinel-garnet transition zone). The La/Nb versus La/Ba plot (Fig. 17a) confirm a OIB affinity for the less evolved (MgO > 6 %) Resende lamprophyres (e.g. Marins, 2012; Guedes *et al.*, 2005; Brotzu *et al.*, 2017). Orejana *et al.* (2008) state that a 100 times LREE enrichment coupled with a 10 times HREE enrichment over chondrite values imply the presence of residual garnet in a mantle source that have undergone low degrees of partial melting. However, trace element ratios do also indicate that mantle sources may have been more enriched than OIB (Fig. 17b). Valente (1997), Brotzu *et al.* (1997), Gibson *et al.* (1999), Marins (2012) and Ferroni *et al.* (2017) agree with a previously enriched heterogeneous subcontinental lithospheric mantle source for the Resende lamprophyres and nearby areas. The Th/Yb versus Ta/Yb plot diagram does also confirm a within-plate mantle source for Resende lamprophyres and the predominance of fractional crystallization over crustal assimilation on its evolution (Fig. 17b).

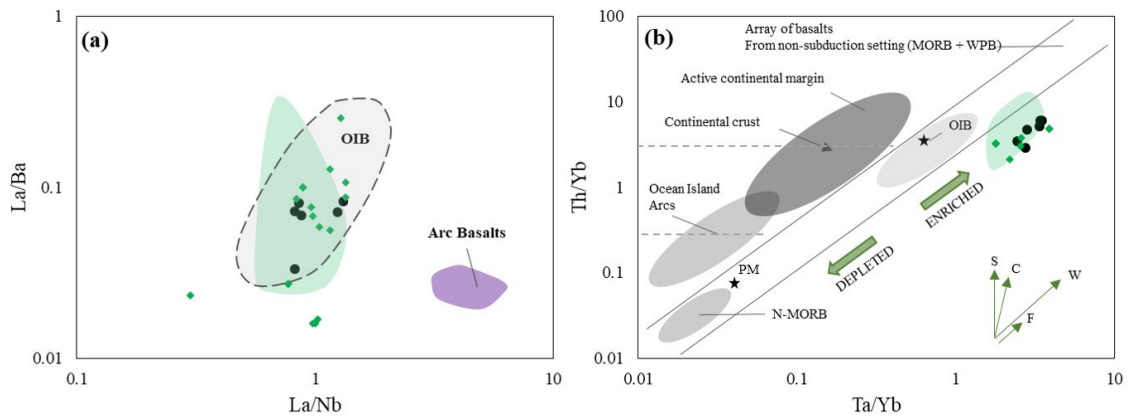


Figure 17: Variation diagrams using immobile trace element ratios. Symbols for the Resende lamprophyres as in Figure 5. A) La/Nb versus La/Ba plot (OIB field after Fitton *et al.*, 1991). B) Ta/Yb versus Th/Yb plot (after Menzies and Kyle, 1990). Green arrows: (s) subduction zone enrichment, (c) crustal contamination, (w) within-plate enrichment, (f) fractional crystallization. PM is primitive mantle.

It is possible that the petrogenesis of the Resende lamprophyres is related with the presence of residual carbonate and clinopyroxene as well residual biotite-phlogopite and/or kaersutite in the mantle source, the latter being also suggested previously by Brotzu *et al.* (2005). The enrichment of phlogopite and amphibole, and K_2O high contents plus Rb troughs displayed by some least evolved samples combined with LILE enrichment confirms a biotite-phlogopite- and/or kaersutite-bearing mantle source for some Resende lamprophyres. Farther Southeast, a phlogopite-bearing carbonate-metasomatised peridotite is suggested as a main source for some least evolved lamprophyres in Serra do Mar alkaline Province (SMAP; Azzone *et al.*, 2018).

6.2. Structural implications

6.2.1. Resende lamprophyre dike swarm emplacement

According to structural analysis realized on this work, Resende lamprophyre dyke swarm emplacement was controlled by a NNW-distension on a directional extensional regime, which resulted on a numerous ENE-oriented dykes. Also, there are several dykes that were emplaced on previous WNW to NW joint sets, following basement parallel fractures (crustal discontinuities). Recent results concerning Resende basin evolution, mention the NE-SW preferential direction to Upper Cretaceous lamprophyre dykes near the basin, with a NW-SE secondary set (Negrão *et al.*, 2020). However, some authors points to a WNW-trend as preferential direction to alkaline mafic dyke emplacement on this region in a perpendicular distention (NNE), relative to Cabo Frio Alignment (*e.g.* Ferroni *et al.*, 2017). Herein and previous regional basement fractures data (*e.g.* Guedes *et al.*, 2005; Ferroni *et al.*, 2017) confirm a WNW- to NW-oriented main directions that encompass more than forty joints affecting local basement. This fact suggests a preferential basement discontinuity parallel to CFA, on WNW direction, that acted as previous pathway to magmatic flow, also suggested by Ferroni *et al.* (2017) among others (*e.g.* Almeida, 1991; Riccomini *et al.*, 2005). Field relationship confirm the occurrence of WNW- and NW-trending fractures prior to lamprophyre dyke emplacement, which validate a fracture-controlled intrusion for WNW and NW directions.

Despite this, as detailed in the Structural Results, there are evidences that most of dykes has been controlled by an NNW extension, in addition to minor control by previous structures on the same direction. Proof of this phenomenon is the large amount and the predominance of straight ENE-trending dykes with no offsets, representing type-I fractures, developed exclusively by an extension perpendicular to dyke walls. It is relevant to state that those dykes were classified as good paleoindicators according to validated criteria (*e.g.* Delaney *et al.*, 1986; Magee *et al.*, 2019). Lamprophyre bodies in normal ENE-WSW fault planes on a possible syn-emplacement dynamic, plus the sub-horizontal average NNW-dilation direction observed allows the positioning of the main local extensional tensor (σ_3) at NNW (339/20), coinciding with the NNW-SSE direction and the value of 337/07 for the σ_3 tensor obtained from the inversion of the main dataset from principal ENE-WSW set. Figure 18 illustrates the possible emplacement settings and its relationship with basement structural framework and stress axis position during Resend lamprophyre dykes intrusion. Other works that used this method (Bussel, 1989) obtained similar results, where the directions of dyke dilations that intrude previous fractures indicate a different extension from that expected for the main segments, that is, the real extension is not perpendicular to the walls of these bodies (Riley *et al.*, 2005; Martínez-Poza *et al.*, 2014; Stephens *et al.*, 2018). Also, these offset dykes comprise secondary set direction, which means that the main set (ENE-WSW) fit to extension founded by local and regional dilation. These authors used the criteria of Delaney *et al.* (1986) and the concepts of Bussel's Method (Bussel, 1989) to determine the paleoforces from the direction of the main bodies and the dilation direction.

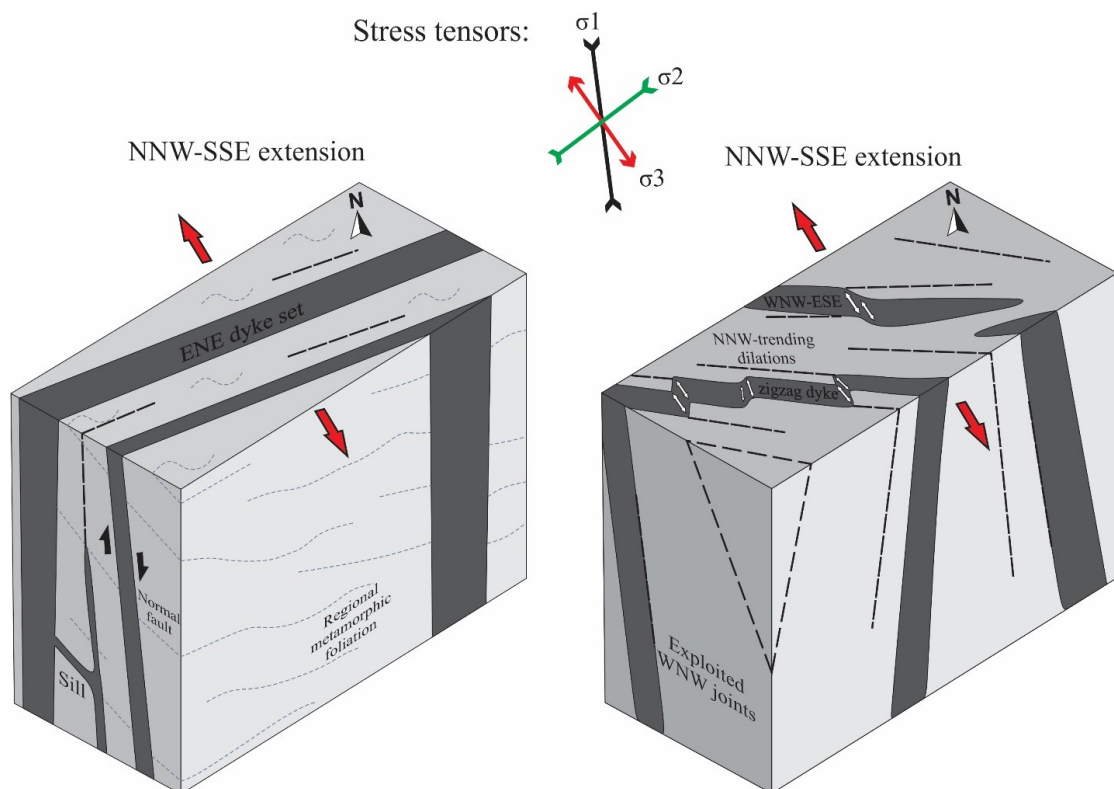


Figure 18: 3D sketches illustrating both ENE-trending straight predominant set and zigzag WNW-oriented secondary set emplaced at previous joints. All these structural features point to a NNW-SSE extension in pure extensional regime.

In addition, the normal fault with a coeval lamprophyre dyke is exactly at the strike of a tens kilometers regional fault (Riccomini, 1989; Guedes *et al.*, 2005; Zalán and Oliveira, 2005; Negrão *et al.*, 2020). This relationship indicates that probably some of these lineaments have intrinsic origin during this magmatism and represent main faults that bound ENE-elongated basins, such as Resende basin. Besides that, the ENE-trending dykes not only use the anisotropy of the most deformed basement rocks (*e.g.* Ferroni *et al.*, 2017), but also intrude in more isotropic lithotypes without previous fractures nor foliation. Thus, it is feasible that the regional paleotensors during this magmatism were positioned in this way, or not far from this arrangement: σ_1) sub-vertical in the 198/81 direction; σ_2) sub-horizontal in the direction 69/06; and σ_3) sub-horizontal around 339/20 and 337/07 direction. As seen earlier, these tensors were obtained using the Bussell's Method and WinTensor software (Delvaux and Sperner, 2003). Savastano *et al.* (2016) obtained satisfactory results from this method in kinematic and deformational analyzes on dykes, fractures and faults associated to the South Atlantic opening at the region of Cabo Frio (RJ). Similarly, other analyzes have generated accurate structural and deformational models in relation to ENE-trending normal faults and dykes at Trindade Island (Barão *et al.*, 2020). WinTensor was also used recently to determine paleotensors direction during multi-stage Resende basin evolution (Negrão *et al.*, 2020).

In the regime obtained for the current work, the inferred maximum stress axis (σ_1) is sub-vertical, which indicate a tectonic extension during Resende lamprophyre dyke swarm emplacement. ENE-oriented compressive σ_2 would have a magnitude relatively greater than σ_3 ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_2 = 0.93$), which possibly would impose stresses in the contraction sense to previous WNW fractures. However, the oblique positioning between σ_2 (ENE-WSW) and WNW-ESE dykes, would possibly reduce this effect. In addition, volatile magmas, such as lamprophyres, have a high fluid pressure, capable of emplace in narrow fractures in a rapid intrusion (Currie and Ferguson, 1974). The presence of chilled margins and dendritic opaques also point to a rapid cooling in a dynamic intrusion (Vernon, 2004).

6.2.2. Regional tectono-magmatism

During this work, cross-cut relationship between tholeiitic and lamprophyre dykes were not observed, but this kind of interaction was found previously. The presence of this feature on north Resende basin indicates that the first one is older than the last, since lamprophyre body intrude not only the basement, but also a diabase dyke, as observed by Riccomini (1989). In addition to this local relationship, tholeiitic dykes near or inserted on study area have an established age range between 132 to 147 Ma, whereas an 82.6 lamprophyre dyke confirm that mafic alkaline magmatism is younger than tholeiitic (Guedes *et al.*, 2005). Other two ages from Resende lamprophyre dykes also corroborate this geochronological statement and further outline its minimum interval, between 84.0 and 72.0 Ma (Riccomini *et al.*, 1991; Ramos *et al.*, 2008). Additionally, an apatite fission track age (FTA) was founded on detritic apatite Resende basin sediments and it is in consonance to this interval (84.3 ± 6 Ma; Genaro, 2008). An alkaline lamprophyre from SMAP present a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 85.7 ± 0.7 Ma (Azzone *et al.*, 2018) that may suggest a relationship between these two magmatic expressions and other lamprophiric rocks from SE Brazil that present similar ages range (Thompson *et al.*, 1998; Coutinho, 2008; Azzone *et al.*, 2009).

ASTER analytical results on the region (Souza, 2008) point to majority of longer NE lineaments than shorter NNW and NW secondary directions. Main regional NE- to ENE-

trending lineament ages at Rio de Janeiro range from 95 to 65 Ma (Gallagher *et al.*, 1994; Ribeiro, 2003; Tello Sanchez *et al.*, 2003; Hackspacher *et al.*, 2004; Genaro, 2008). This interval fits satisfactorily with at 89 to 65 Ma range established to basement uplift, responsible for alkaline magmatism emplacement (Zálan and Oliveira, 2005). We argue that Resende lamprophyre dyke was emplaced on this context, during Upper Cretaceous, as first regional alkaline magmatism, preceding major felsic alkaline intrusions, such as IAM. We also reinforce the possibility of Resende lamprophyre dykes as mafic precursor of nearby felsic alkaline stocks) based on aforementioned data and interpretation. The non-occurrence of felsic alkaline rocks cross-cut by lamprophyre dyke supports this hypothesis as well as the geochemical modeling performed by Rosa (2017).

NNW-SSE distension was the main emplacement control for Resende lamprophyre dyke swarm. Our paleotensor directions agree with most tectono-sedimentary models for that region at Upper Cretaceous/Paleogene (*e.g.* Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004; Zálan and Oliveira; Negrão *et al.*, 2020). Compiled Resende lamprophyre ages (84.0 to 72.0 Ma) fits on this interval. Additionally, nearby Upper Cretaceous dyke swarms, such as those extending from Santos to Rio, were emplaced in the crust under a NW-SE horizontal extension (Tomba, 2012). Furthermore, some nearby NE-trending lamprophyre dykes from Passa Quatro Massif were previously related to Cenozoic basins first tectonic phase (*e.g.* Chiessi, 2004). As stated by Riccomini *et al.* (2004), a NNW-trending distension was the first tectonic stage of Resende basin development, during Paleogene, which generates parallel hemi-grabens through which thick sediments from eroded uplifted basement were deposited. Negrão *et al.* (2020), in a correlated interpretation, also points to a NW- to NNW-trending directions to this Paleogene distension as the oldest development event of Resende basin during Pre-Rift stage. It is possible that this NNW-oriented distention endured from Upper Cretaceous to Paleogene or during this time interval pulses with extensions very close to the positioning of the tensors have occurred. The presence of phonolite and trachyte dykes in the area ranging from 69 to 59 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ plagioclase and whole rock) and trending preferentially along ENE-WSW direction parallel and along main Resende basin normal faults (*e.g.* Guedes *et al.*, 2005; Ramos *et al.*, 2008) suggest that the emplacement of these bodies was possibly controlled by a similar direction stress axis (σ_3 at NNW, perpendicular to ENE-trending alkaline felsic dyke walls).

Meanwhile, WNW-trending lamprophyre dykes were inserted on previous basement fractures as observed. This secondary dyke direction is parallel to regional fractures that affect only metamorphic basement terrains (*e.g.* Guedes *et al.*, 2005; Ferroni *et al.*, 2017) and possibly reflect CMA direction (*e.g.* Almeida, 1983; Riccomini *et al.*, 2005). Regarding NW- to NNW-oriented minor subset, it is related to regional parallel lineaments on fracture zones that were reactivated over Cenozoic as accommodation zones (*e.g.* Riccomini, 1989; Valeriano and Heilbron, 1993; Riccomini *et al.*, 2004; Guedes *et al.*, 2005; Zálan and Oliveira, 2005). There is evidence of NW-trending lamprophyre dyke overprinting Volta Redonda Transfer Zone, which suggest a previous weakness zone in such direction (Negrão *et al.*, 2020). Both NNE-SSW and WNW-ESE directions may represent previous crustal discontinuities that were exploited by alkaline magmatic flow along the crust (*e.g.* Ferroni *et al.*, 2017), however Upper Cretaceous NNW-SSE brittle extension appear to be the main control of Resende lamprophyre dyke swarm emplacement.

7. Conclusions

The crystalline basement near Resende basin and the IAM are cross-cut by at least 60 lamprophyre dykes. All types of alkaline lamprophyres, *i.e.*, sannaitite, camptonite and monchiquite, occur but the latter predominates. Physical characteristics and mineralogy are similar to the previous descriptions of the lamprophyre dykes occurring nearby the study area. These mafic alkaline intrusions compose an Upper Cretaceous dyke swarm which precedes the main felsic alkaline stocks and dykes, as well as the Resende basin. Relatively more evolved ultrapotassic lamprophyres were included in a wider range of sodic and potassic types in the Resende lamprophyre dyke swarm. Fractional crystallization is the main petrological process that affect Resende lamprophyres evolution, controlled by the early fractionation of clinopyroxene and possibly olivine, the most abundant as phenocrysts in these rocks, crustal contamination being negligible despite the occurrence of xenoliths and xenocrysts. The lack of feldspar as a phenocryst and Eu/Eu* ratio (0.91 to 1.16) precludes feldspar as a fractionation phase. Also, liquid immiscibility, rapid cooling, and autometassomatism may have also occurred as depicted by the presence of carbonate ocelli, dendritic opaques and chilled margins, and pseudomorphosed olivines. Whole-rock chemistry and petrography support this hypothesis and CFA lamprophyres present similar evolution. Trace elements patterns as well as trace element ratios (*e.g.*, Th/Yb and Ta/Yb) are consistent with derivation from a within-plate, fertile mantle source for Resende lamprophyres, although mixing source processes with enriched mantle sources cannot be totally precluded, as also supported by authors who studied lamprophyre dykes in the region and throughout the CFA. In addition to the presence of residual carbonate in the source as previously suggested, we point to a biotite-phlogopite- and/or kaersutite-bearing mantle source due the presence of phlogopite and amphibole as phenocrysts, K₂O high contents plus Rb troughs displayed by some least evolved samples, as well as the overall LILE enrichment.

As seen, the crystalline basement displays two very clear and well-described discontinuities in that region, a ENE-trending foliation dipping ~60° towards SSE and a set of joints oriented WNW-ESE. The principal ENE-trending set present straight subvertical non-offset dykes classified as good paleoindicators, and they point to a NNW-SSE extension. On the other hand, secondaries WNW to NW-oriented sets present zigzag dykes emplacend along previous WNW to NW-trending joints and transfer zones, which make their unreliable guides for inclusion in the structural model and confirm that these dykes were controlled by previous paths along the crust. Wintensor analysis and Bussel's Method application as well as field measurements (normal faults and slickenlines/slickensides) and hierarquical positions confirm a NNW-SSE extension.

Our structural model allows the positioning of the minimum paleotstress axis in the NNW-SSE orientation, very close to the orientation of the extension responsible for the first stage Resende basin tectono-sedimentary evolution, in the Paleogene. As reviewed, Resende lamprophyres are related to an Upper Cretaceous magmatism (minimum interval between 84.0 and 72.0 Ma) and its activity is coeval to Resende basin basement uplift and ENE-trending lineaments at this local. Therefore, a pure extension regime with a sub-horizontal minimum stress axis (σ_3) positioned around 339/20 and 337/07 direction is probably the main structural control for Resende lamprophyre dyke swarm emplacement.

8. References

- Almeida F.F. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3):139-158.
- Almeida, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SBG/Núcleos São Paulo e Rio de Janeiro, 2º. Simp. Geol. Sudeste, Atas, 423-428.
- Almeida M.E.A. 1996. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranito Capivara, Itamonte, (MG). Ms Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 128.
- Anderson E.M. 1951. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain. Edinburgh, Oliver and Boyd, 206.
- Angelier L. 1991. Inversion directe de recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux méthodes de détermination des tenseurs des paleocontraintes en tectonique de failles. *C.R. Acad. Sci. Paris* 312 (II), 1213-1218.
- Angelier L. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, 101-120.
- Alves F. R. (1997) Contribuição ao conhecimento geológico e petrográfico das rochas alcalinas da Ilha dos Búzios, SP. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Alves F.R. and Gomes C.B. 2001. Ilha dos Búzios, Litoral Norte do Estado de São Paulo: Aspectos Geológicos e Petrográficos. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v.1, 101-114.
- Araújo, A.L. 1995. Geologia, geoquímica e petrologia das rochas alcalinas da Ilha do Cabo Frio e das áreas continentais adjacentes, Arraial do Cabo - RJ. Ms Dissertation. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal Fluminense, 114p.
- Azzone R. G. 2008. Petrogênese do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Azzone R.G., Ruberti E., Rojas G.E.E., Gomes C.B. 2009. Geologia e Geocronologia do Maciço Alcalino Máfico-Ultramáfico Ponte Nova (SP-MG). *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 9, n. 2, p. 23-46.
- Azzone R.G., Ruberti E., Lopes da Silva J.C., Gomes C.B., Rojas G.E.E., Hollanda M.H.B.M., Tassinari C.C.G. 2018. Upper Cretaceous weakly to strongly silica-undersaturated alkaline dyke series of the Mantiqueira Range, Serra do Mar alkaline province: Crustal assimilation processes and mantle source signatures. *Brazilian Journal of Geology*, 48(2):373-390. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820170089>.
- Barão L. M., Trzaskos B., Angulo R. J., Souza M. C. 2020. Deformation and structural evolution of mantle peridotites during exhumation on transform faults: A forced transition from ductile to brittle regime. *Journal of Structural Geology*, Vol. 133.
- Bennio L., Brotzu P., Gomes C.B., D'Antonio M., Lustrino M., Melluso L., Morbidelli L., Ruberti E. 2002. Petrological, geochemical and Sr- Nd isotopic features of alkaline rocks

from the Arraial do Cabo Frio peninsula (southeastern Brazil). *Periodico di Mineralogia*, 71(2):137-158.

Brotzu P., Gomes C.B., Melluso L., Morbidelli L., Morra V., Ruberti E. 1997. Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated to SiO₂-oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itatiaia, southeastern Brazil. *Lithos*, 40(2-4):133-156. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00007-8)

Brotzu P., Beccaluva L., Conte A., Garbarino C., Gomes C.B., Leong R., Macciotta G., Mansur R.L., Melluso L., Morbidelli., Ruberti E., Sigolo J.B., Traversa G., Valença J.G. 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochimica Brasiliensis*, v. 3, p. 63-80.

Brotzu P., Melluso L., D'Amelio F., Lustrino M. 2005. Potassic dykes and intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). In: Comin- Chiaramonti P., Gomes C.B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp, p. 443-472.

Bussell M.A. 1989. A simple method for the determination of the dilation direction of intrusive sheets. *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, 679-687.

Chiessi C. M. 2004. Tectônica cenozoica no maciço alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ). Ms Dissertation – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Cooper A.F. 1979. Petrology of Ocellar Lamprophyres from Western Otago, New Zealand. *Journal of Petrology*, Vol. 20, 139-163. <https://doi.org/10.1093/petrology/20.1.139>.

Coutinho J.M.V. 2008. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v. 8, n. 2, 29-52.

Comin-Chiaramonti P., Cundari A., Piccirillo E.M., Gomes C.B., Castorina F., Censi P., De Min A., Marzoli A., Speziale S., Velázquez V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: Their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, 38(4):495-528.

Comin-Chiaramonti P. and Gomes C.B. 2005. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/ Fapesp, 752p.

Currie, K. L. and Ferguson J. 1970. The mechanism of intrusion of lamprophyredykes indicated by "offsetting" of dykes. *Tectonophysics*, 525-535.

Delaney P.T. 1986. Field Relations Between Dykes and Joints Emplacement Processes and Paleostress Analysis. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, 4920-4938.

Delvaux, D. and Sperner, B. 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: Nieuwland, D.A. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 212, 75-100.

Dobosi G., and Fodor R.V. 1992. Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. *Lithos*, 28(2):133-150. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90028-W](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90028-W)

- Enrich G.E.R., Azzone R.G., Ruberti E., Gomes C.B., Comin-Chiaramonti P. 2005. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião Island, the major alkaline syenitic complexes from the Serra do Mar region. In: Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B. (Eds.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Edusp, p. 419-441.
- Fainstein R. and Summerhayes C.P. 1982. Structure and origin of marginal banks off Eastern Brazil. *Marine Geology*, 46: 199-215.
- Ferrari A.L. 2001. Evolução tectônica do Gráben da Guanabara. PhD thesis, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.
- Ferroni F.R., Mello C.L., Destro N. 2018. Tectonic control on the Cabo Frio anorogenic magmatic lineament, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 37-54.
- Filho E. R. 1967. Geologia e petrologia dos maciços alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia* 302, 9.
- Filho A.T. and Rodrigues A.L. 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2): 189-194.
- Fitton J.G. and Upton B.G.J. 1987. Alkaline igneous rocks. *Geological Society Special Publication*, 30, 568p.
- Fitton J. G., James D., Leeman W.P. 1991. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, 96, 13693–13711.
- Foley S. F., Venturelli G., Green D. H., Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks; characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Rev*, Vol. 24:81-134.
- Foley S. 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28(3-6):435-453. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90018-T](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-T)
- Fonseca M.A., Pinto C.P., Silva M.A. 2014. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, Serviço Geológico do Brasil.
- Fossen H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge, Cambridge University Press. 463
- Garda G.M. 1995. Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo. PhD thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo. Available at: <<https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44135/tde-20032013-160227/pt-br.php>>. Accessed on: Jun. 01, 2019. <https://doi.org/10.11606/T.44.1995.tde-20032013-160227>
- Garda G., Schorscher J.H.D., Esperança S., Carlson R.W. 1996. The petrology and geochemistry of coastal dykes from São Paulo State, Brazil: Implication for variable lithospheric contributions to alkaline magmas from the Western margins of the South Atlantic. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 67(2):191-216.

- Genaro D.T. 2008. Contribuição ao Conhecimento de Processos Atuantes no Rifteamento Continental, por Traços de Fissão em Zircões e Apatitas, Aplicados no Rift Continental do Sudeste do Brasil, Bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e Circunvizinhanças. Ms Dissertation, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 131.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: Evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36(1):189-229.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. 1999. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: Geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137(1-2):147-169.
- Gomes C.B. and Comin-Chiaramonti P. 2005. An introduction to the alkaline and alkaline-carbonatitic magmatism in and around the Paraná-Basin. In: Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 21-30.
- 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 1080-1200°C. *Lithos*, 53:165-187.
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Teixeira, W., Thomaz-filho, A., 2005. K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dykes emplaced in the on-shore basement of the Santos Basin, Resende Area, SE Brazil: implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South America Earth Sciences*. 18, 371-382.
- Hauser, M., Matteini, M., Omarini, R.H., Pimentel, M.M. 2010. Constraints on metasomatized mantle under Central South America: evidence from Jurassic alkaline lamprophyre dykes from the Eastern Cordillera, NM Argentina. *Mineralogy and Petrology* 100, 153-184.
- Heilbron, M., Mohriak, W.V., Valeriano, C.M., Milani, E.J., Almeida, J., Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani, M.; Mohriak, W.U. (Org.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington DC, EUA: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 2000, vol. 115, 1-34.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso- Neto V., Bartorelli A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Becca, p. 203-235.
- Heilbron M., Eirado L.G., Almeida J. 2016. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000. Programa Geologia do Brasil (PGB), Mapas Geológicos Estaduais. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belo Horizonte.
- Herz N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkaline rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 101-112.

- Irvine T.N.J., Baragar W.R.A.F. 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>
- Jiang YH., Jiang SY., Ling HF., Ni P. 2010. Petrogenesis and tectonic implications of Late Jurassic shoshonitic lamprophyre dykes from the Liaodong Peninsula, NE China. *Miner Petrol* 100, 127–151. <https://doi.org/10.1007/s00710-010-0124-8>.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Bas M.J. and Streckeisen A.L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 148, 825-833.
- Le Maitre R.W. 2002. *Igneous rocks. A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2^a ed. New York: Cambridge University Press.
- Magee C., Muirhead J., Schofield N., Walker R. J., Galland O., Holford S., Spacapan J., Jackson C. A. L., McCarthy W. 2019. Structural signatures of igneous sheet intrusion propagation, *Journal of Structural Geology*, Vol. 125, 148-154.
- Marins G.M. 2012. Estudo do magmatismo máfico de complexos alcalinos do sudeste do Brasil. Ms Dissertation, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Martinez-Poza A.I., Druguet E., Castano L.M., Carreras J. 2014. Dyke intrusion into a pre-existing joint network: the Aiguablava lamprophyre dyke swarm (Catalan coastal ranges). *Tectonophysics*, 630:75–90.
- McDonough W.F. and Sun 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)
- Melluso L., Guarino V., Lustrino M., Morra V., Gennaro R. 2017. The REE- and HFSE-bearing phases in the Itatiaia alkaline complex (Brazil), and geochemical evolution of feldspar-rich felsic melts. *Mineralogical Magazine*, 81(2):217-250.
- Menezes S.G., Azzone R.G., Rojas G.E.E., Ruberti E., Cagliariani R., Gomes C.B., Chmyz L. 2015. The antecryst compositional influence on Cretaceous alkaline lamprophyre dykes, SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(1):79-93. <http://dx.doi.org/10.1590/23174889201500010006>.
- Menzies M. A. and Kyle P. 1990. Continental volcanism: a crust-mantle probe. In: Menzies, M.A. (Ed.), *The Continental Mantle*. Clarendon Press, Oxford, 157-177.
- Middlemost E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4):337-364.
- Mota C. E. M. 2012. Petrogênese e geocronologia das intrusões alcalinas de Morro Redondo, Mendanha e Morro São João: Caracterização do magmatismo alcalino no Estado do Rio de Janeiro e implicações geodinâmicas. PhD Thesis. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, 204.

- Motoki A., Sichel S.E., Soares R., Aires J.R. Netto A.M., Lobato M. 2007. Genetic reconsideration of the Nova Iguaçu Volcano model, State of Rio de Janeiro, Brazil: eruptive origin or subvolcanic intrusion?. *Revista Escola de Minas, Ouro Preto*, Vol. 60(4): 583-592.
- Motoki A., Sichel, S.E., Savi, D.C., Aires, J.R. 2008. Intrusion mechanism of tabular intrusive bodies of subhorizontal discordant emplacement of the Cabo Frio Island and the neighbour areas, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geociências*, 27(2): 207-218.
- Motoki A., Motoki K., Santos A.C., Nogueira C.C., Santos W.H., Geraldies M.C., Sichel S., Vargas T. 2018. Geology, Petrology and Magmatic Evolution of the Felsic Alkaline Rocks of the Vitória Island, São Paulo State, Brazil. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, Vol. 41 – 3, 125-136.
- Morbidelli L., Gomes C.B., Beccaluva L., Brotzu P., Conte A.M., Ruberti E., Traversa G. 1995. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth-Sciences Review*, 39(3-4):135-168.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5).
- Nédli Z. and M. Tóth, T. 2007. Origin and geotectonic significance of Upper Cretaceous lamprophyres from the Villány Mts (S Hungary). *Mineral. Petrol.* 90, 73–107.
- Negrão A.P., Ramos, R.R.C., Mello, C.L., Sanson, M.D.S.R., 2015. Mapa geológico do cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grabens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonosedimentares. *Brazilian Journal of Geology*. 45, 273–291. <https://doi.org/10.1590/23174889201500020007>.
- Negrão A. P., Mello, C. L., Ramos, R. R. C., Sanson, M. S. R., Louro, V. H. A., Bauli, P. G. 2020. Tectonosedimentary evolution of the Resende and Volta Redonda basins (Cenozoic, Central Segment of the Continental Rift of Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 104, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102789>
- Orejana D., Villaseca C., Billström K., Paterson B.A. 2008. Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within Western Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(4):477-500.
- Penalva F. 1967. Geologia e tectônica da região do Itatiaia (Sudeste do Brasil). *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo*. Geologia 302, 99.
- Peternel R., Trouw R.A.J., Schmitt R.S. 2005. Interferência entre duas Faixas móveis neoproterozóicas: o caso das Faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3): 297-310.
- Phani P.R.C., Raju V.V.N., Srinivas M. 2018. Petrological and Geochemical Characteristics of a Shoshonitic Lamprophyre, Sivarampet, Wajrakarur Kimberlite Field, Southern India. *Journal of Applied Geology and Geophysics*, Vol. 6, 55-69.

- Pollard D.D. 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions, *Tectonophysics*, Volume 19, Issue 3, 233-269. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90021-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90021-8).
- Raeisi D., Gholoizade K., Nayeibi N. 2019. Geochemistry and mineral composition of lamprophyre dykes, central Iran: implications for petrogenesis and mantle evolution. *Journal of Earth System Science*, 128, 74. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1110-0>.
- Ramos R.R.C., Avila C.A., Vasconcelos P.M.P., Thiede D., Vasques F.S.G., Rocha F.M. 2008. Magmatismo Meso-cenozoico na região das Bacias de Resende e de Volta Redonda. In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, 35: 559.
- Riccomini C. 1989. O Rift continental do sudeste do Brasil. PhD Thesis, University of São Paulo, 256p.
- Riccomini C., Mello M.S., Coutinho J.M.V. 1991. Late cretaceous-early tertiary ultrabasic magmatism in the western part of the state of Rio de Janeiro, Brazil. Article in *Boletim IG-USP Publicação Especial*, São Paulo, 10: 77-84.
- Riccomini C., Sant'anna L.G., Ferrari A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Dal Ré Carneiro C., Brito Neves B. B. (Orgs). *Geologia do continente sul-americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Brazil, Beca.
- Riccomini C., Velázquez V.F., Gomes C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaromonti P., Gomes C.B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp, p. 31-56.
- Rock, N.M.S. 1991. *Lamprophyres*. Glasgow, Blackie and Sons Ltd., 285 p.
- Rosa P.A.S. 2017. Geologia e evolução petrogenética do maciço alcalino de Itatiaia, MG-RJ. PhD thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Rosa P.A. and Ruberti E. 2017. Nepheline syenites to syenites and granitic rocks from the Itatiaia alkaline massif, SE Brazil: New geological insights of a migratory ring complex Brazilian Journal of Geology 48(2):347-372. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201820170092>.
- Sadowski G. R., and Dias Neto C.M. 1981 .O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 11, n. 4, 209-212.
- Santos A.C. (2013). Petrografia, litogeoquímica e datação Ar-Ar dos Montes Submarinos e dos rochedos de Martin Vaz – Cadeia Vitória-Trindade. Ms Dissertation, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115.
- Santos, A.C. 2016. Petrology of Martin Vaz Island and VitoriaTrindade Ridge seamounts: Montague, Jaseur, Davis, Dogaressa and Columbia. Trace elements, 40Ar/39Ar dating and Sr and Nd isotope analysis related to the Trindade Plume evidences. PhD thesis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro 218.
- Savastano V.L.M., Schmitt R.S., Araújo M.N.C., Inocêncio L.C. 2017. Rift brittle deformation of SE-Brazilian continental margin: Kinematic analysis of onshore structures

relative to the transfer and accommodation zones of southern Campos Basin. *Journal of Structural Geology*, Vol. 94: 136-153.

Scarrow J.H., Molina J.F., Bea F., Vaughan A.P.M. 2011. Lamprophyre dykes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone. *Tectonics*, Vol. 30, TC4407, 22.

Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van schmus, W.R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, Vol. 133, 29-61.

Sichel, S.E., Motoki, A., Iwanuch, W., Vargas, T., Aires, J.R., Melo, D.P., Motoki, K.F., Balmant, A., Rodrigues, J.G. 2012. Fractionation crystallization and continental crust assimilation by the felsic alkaline rock magmas of the State of Rio de Janeiro, Brazil. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, 35(2): 84-104.

Soder C., Altherr R., Romer R.L. 2016. Mantle Metasomatism at the Edge of a Retreating Subduction Zone: Late Neogene Lamprophyres from the Island of Kos, Greece. *Journal of Petrology*, Vol. 57, 1705-1728. doi: 10.1093/petrology/egw054.

Sonoki, I.K.; and Garda, G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boi. IG-USP, Série Científica*, 19: 63-85.

Štemprok M., Seifert T., Holub F.V., Chlupáčová M., Dolejš D., Novák J.D., Pivec E., Lang M. 2008. Petrology and geochemistry of Variscan dykes from the Jáchymov (Joachimsthal) ore district, Czech Republic. *Journal of Geosciences*, Vol. 53, 65-104. <http://dx.doi.org/10.3190/jgeosci.020>

Stephens, T.L., Walker, R.J., Healy, D., Bubeck, A., England, R.W., McCaffrey, K.J.W. 2017. Igneous sills record far-field and near-field stress interactions during volcano construction: Isle of Mull, Scotland. *Earth and Planetary Science Letters* 478, 159-174.

Stoppa F., Rukhlov A.S., Bell K., Schiazza M., Vichi G. 2014. Lamprophyres of Italy: early Cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany, Italy. *Lithos*, Vol. 188, 97-112. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.010>.

Streckeisen A.L. and Le Maitre R. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Abhandlungen, Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 136, 169-206.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. 2005. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *Journal of Petrology*, Vol. 46, 1893-1900.

Thompson R.N., Gibson S.A., Mitchell J.G., Dickin A.P., Leonardos O.H., Brod J.A., Greenwood J.C. 1998. Migrating Cretaceous–Eocene Magmatism the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology*, 39(8):1493-1526. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493>

Tomba C.L.B. 2012. Análise estrutural dos enxames de diques máficos eocretáceos do Sul-Sudeste do Brasil. Ms Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133.

Trouw, R.A., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trow, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 48, 43-57.

Ubide T., Arranz E., Lago M., Galé C., Larrea P. 2012. The influence of crystal settling on the compositional zoning of a thin lamprophyre sill: A multi-method approach. *Lithos*, 132-133:37-49. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.012>.

Ulbrich H.H.G.J. and Gomes C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2):135-154.

Ulbrich H.H.G.J., Vlach S.R.F., Demaiffe D., Ulbrich M.N.C. 2005. Structure and origin of the Poços de Caldas Alkaline Massif, SE Brazil. In: Comin-Chiaromonte P., & Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, p. 367-418.

Valença J., Reis A.P., Carvalho Filho C.A., Soares Filho J.R.S., Braun P.V.C.B. 1983. Geologia do complexo ígneo alcalino do Morro Redondo (Município de Resende, Estado do Rio de Janeiro). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 55, 1983. 135-136.

Valente S.C. 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. PhD thesis, Queen's University of Belfast, Belfast.

Valeriano C, Heilbron M. 1993. A Zona de Transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os Riftes do Vale do Paraíba e da Guanabara: dados Preliminares. In: III Simpósio de Geologia do Sudeste, p. 9–15.

Ventura M.C., and Valente S.V. 2017. Petrogênese da Suíte alcalina fortemente insaturada em sílica dos diques do Pontal do Atalaia, Arraial do Cabo, RJ. In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia, 547.

Vernon, R. (2nd eds.). 2018. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge, Cambridge University Press, 1472 p. doi:10.1017/9781108654609.

Wilson M., Downes H., Cebriá J.M. 1995. Contrasting Fractionation Trends in Coexisting Continental Alkaline Magma Series; Cantal, Massif Central, France. *Journal of Petrology*, 36(6):1729-1753.

Winchester J.A. and Floyd P.A. 1977 Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobility Elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).

Whitney D.L. and Evans B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Vol. 95, 185–187.

Woolley A.R., Bergman S.C., Edgar A.D., Le Bas M., Mitchell R.H., Rock N.M.S., Smith., B.H.S. 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and kasilitic, melilitic, and leucitic rocks. *The Canadian Mineralogist*, Bol. 34, 175-186.

Zoback M.L. 1992. First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, 11.703-11.728.

Zalán, P.V., and Oliveira, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Rittes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Bol. Geociencias da Petrobras*, 13, 269–300.

APÊNDICE B - Tabela de pontos e descrições.Datum: Córrego Alegre.

X	Y	N° Ponto	Fuso	altitude (m)	tipo de afloramento	grau de alteracao	toponimia	unidade	Litotipo	Descrição	Estruturas Planares Descrição	Tipo	Cronologia	Sentido de Mergulho	Angulo de mergulho	Indicador Cinematico	Observações	
544075	7532037	1	23k	1243	Lajedo	Rocha alterada/Saprólito	Estrada de terra ao lado de pasto	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Gnaiss de granulometria média/grossa, com fenocristais de k-fs e plagioclásio. Foliação definida pela biotita, e orientação dos fenocristais.	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	188	27	x	Ponto de contato do embasamento com o dique de lamprófrío. Diferença visível do solo. Solo mais argiloso, avermelhado, para o lado do dique	
544008	7531946	2	23k	1243	Lajedo	Rocha sã/Saprólito	Estrada de terra ao lado de pasto	Lamprófrío (Verde)	Diques de Lamprófrío porfíritico	Dique de aproximadamente 160 m de espessura de Rocha de matriz afanítica e com fenocristais sub a angulares, de coloração escura. Textura porfíritica/poiquilitica. Cpx + Ol (feno) + Pl + Mag + Vidro + vesículas. Sec: Amph (Ke) + Bt + calcita + bowlingita (alteração olivina) + xenocristais.	Fluxo magmático incipiente/Fratura	Dique	Fr	45	85	x	Material com possível ação de hidrotermalismo. Fenocrstais corroídos, com embaimento, zonados, indicando uma instabilidade no magma presente.	
543948	7531924	3	23k	1285	Blocos	Rocha sã/Alterada	Estrada de terra ao lado de pasto	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Gnaiss deformado, de granulometria média/grossa, com fenocristais de k-fs e plagioclásio. Foliação definida pela biotita, e orientação dos fenocristais.	Foliação	Foliação metamórfica	x	x	x	x	Ponto de contato do embasamento com o dique de lamprófrío. Sem afloramentos, mas com blocos somente de ortognaisse, e sem solo argiloso.	
543977	7531912	4	23k	1234	Corte natural em trilha	Rocha muito alterada/Saprólito	Trilha no pasto	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Gnaiss deformado, de granulometria média/grossa, com fenocristais de k-fs e plagioclásio. Foliação definida pela biotita, e orientação dos fenocristais.	Foliação	Foliação metamórfica	x	x	x	x	Afloramento esbranquiçado pela alteração do feldspato	
550019	7529229	5	23k	1091	Drenagem	Rocha sã/alterada	Drenagem em rodovia	Lamprófrío (Verde)	Diques de Lamprófrío porfíritico	Dique de aproximadamente 45 cm de Rocha de matriz afanítica e com fenocristais sub a angulares, de coloração escura. Fenocristais de Ol +/-cpx. Matriz: ripas de cpx, mag, vidro, e vesículas; feições de resfriamento rápido.	Fratura	x	Fr	3	85	x	Dique cortando ortognaisse em contato brusco.. Alteração maior no contato N.	
548839	7529170	6	23k	1227	Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Corte na lateral de rodovia	Lamprófrío (Verde)	Diques de Lamprófrío porfíritico	Dique de aproximadamente 2 m de espessura de matriz afanítica e com fenocristais sub a angulares, de coloração escura. Aparentemente igual a descrição do pondo 5. Sem lâmina.	Fratura	x	Fr	10	80	x	Rocha escura na porção menos alterada, e clara na porção alterada, onde já ocorre um solo argiloso cinza/avermelhado.	
541106	7533750	7	23k		Calha de Rio	Rocha sã	Fundo de drenagem (submersa)	Lamprófrío (Verde)	Diques (sil?) de Lamprófrío porfíritico	Dique ou sil de aproximadamente 45 cm de Rocha de matriz afanítica e com fenocristais sub a angulares, de coloração escura. Textura porfíritica/poiquilitica. Feno de cpx, mag, e opx (?). Matriz com ripas de cpx, bt (alteração), amph (?), mag e vidro + vesículas (calcita). +feições de resfriamento rápido.	Fratura	x	Fr	330	45	x	Possivelmente é um sil. Este corpo se encontra submerso.	
542180	7531890	8	23k	1169	Barranco	Saprólito/Rocha muito alterada	Barranco ao longo de estrada de terra	Gt-anfibolito (azul claro)	Anfibolito	Rocha metamórfica equigranular foliada composta por amph + gt + fs e opacos. Gt-anfibolito. No ponto há o contato com o Granito.	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	118	30	x	Barranco muito alterado. Contato no local.	
556810	7534130	9	23k	1418	Chão de trilha	Saprólito/Rocha muito alterada	Corpo em trilha	Lamprófrío (Verde)	Diques de Lamprófrío porfíritico	Dique muito alterado de aprociadamente 40cm. Rocha básica/ub porfíritica muito alterada.	Fratura	Dique	Fr	160	88	x	Semelhante as amostras dos pontos 10 e 11.	
556857	7534080	10	23k	1445	Blocos ao longo de trilha	Blocos alterados	Corpo em trilha	Lamprófrío (Verde)	Blocos	Blocos de rocha básica/ub porfíritica muito alterada.	Fratura	Dique	Fr	165	85	x		
556989	7533918	11	23k	1568	Blocos ao longo de trilha	Blocos alterados	Corpo em trilha	Lamprófrío (Verde)	Blocos	Blocos de rocha básica/ub porfíritica muito alterada.	Fratura	Dique	Fr	158	85	x		
541593	7633111	12	23k		Paredes de cachoeira	Rocha sã	Cachoeira Toca da Raposa	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Ortognaisse granítico porfíritico, com fratura de aproximadamente 10 metros de espessura, sempreenchimento.	Foliação e Fraturas	Foliação metamórfica	Sn	142	65	x	Fr: 30/75. Amostra de lamprófrío de bloco nas proximidades.	
541700	7532871	13	23k	1229	Barranco	Saprólito/Rocha muito alterada	Barranco ao lago de estrada de terra próximo a drenagem de pequeno porte.	Lamprófrío (Verde)	Diques de Lamprófrío porfíritico	Dique lamprófirico de 3m de espessura muito alterado. Rocha porfíriticas, com fenocristas de 0,5 a 3cm, euédricos (formas semelhantes aos fenocristais de cpx e olivina oservados em lâmina). Planos de fraturas internas percolados por óxido de manganês.	Fratura	Dique	Fr	140	80	x	Contato com gnaisse granítico alterado.	
541961	753327	14	23k	1283	Barranco	Saprólito/Rocha muito alterada	Barranco ao longo de estrada de terra	Lamprófrío (Verde)	Diques de Lamprófrío porfíritico	Dique lamprófirico de 20cm, muito alterado.	Fratura	Dique	Fr	330	80	x	Contato com gnaisse granítico alterado. Sn do gnaisse: 40/60	
545449	7531301	15	23k	1076	Barranco	Saprólito/Rocha muito alterada	Barranco ao longo de estrada de terra	Lamprófrío (Verde)	Diques de Lamprófrío porfíritico	Dique lamprófirico de 10m, muito alterado. Ocorrem xenólitos arredondados de gnaisse dentro dos dique de aproximadamente 30cm de raio.	Fratura	Dique	Fr	55	70	x	Na casa acima deste ponto seria a entrada de uma nova trilha para a Pedra da Gávea.	
545840	7532337	16	23k	1122	Barranco	Saprólito/Rocha muito alterada	Barranco ao longo de estrada de terra	Lamprófrío (Verde)	Diques de Lamprófrío porfíritico	Diques de aproximadamente 2 a 3m cada, muito próximos.	Fratura	Dique	Fr	165	85	x	Ponto 4 do MV??	
545932	7532697	17	23k	1148	Barranco	Saprólito/Rocha muito alterada	Barranco ao longo de estrada de terra na entrada de um sítio (porteira).	Diabásio (roxo)	Rocha B/UB	Dique básico/ub de 4,5.	Fratura	Strike	Strike	Strike 10-190	x	x	Contato com gnaisse ganítico alterado. Sn do gnaisse: 135/62	
540259	7534144	18	23k	1377	Cachoeira	Rocha sã	Cachoeira de Deus	Granitoide deformado (Vermelho)	Granito Maromba (Embasamento)	Granitoide porfíritico. Fenocristais de kfs definindo um fluxo magmático..	Fluxo e Fraturas	Fluxo	Sn	161/160	65/55	x	Fr: 07/60	
539444	7535830	19	23k	1883	Lajedo	Rocha sã	Abrigo	Granitoide deformado (Vermelho)	Granito Maromba (Embasamento)	Granitoide porfíritico. Fenocristais de kfs definindo um fluxo magmático..	x	x	x	x	x	x	Abrigo	
		20	23k															
541386	7536755	21	23k	2198	Lajedo	Rocha sã	Pico de montanha	Granitoide deformado (Vermelho)	Granito Maromba (Embasamento)	Granitoide porfíritico. Fenocristais de kfs definindo um fluxo magmático, e foliação definida pela biotita. Ponto mais deformado.	x	x	x	x	x	x	Topo do pico mais alto	
541914	7536783	22	23k	2262	Lajedo	Rocha sã	Trilha ao longo de crista	Granitoide deformado (Vermelho)	Granito Maromba (Embasamento)	Granitoide porfíritico. Fenocristais de kfs definindo um fluxo magmático, e foliação definida pela biotita. Ponto pouco deformado.	x	x	x	x	x	x		
542152	7536709	23	23k	2195	Lajedo	Rocha sã	Mata densa em crista	Granitoide deformado (Vermelho)	Granito Maromba (Embasamento)	Granitoide porfíritico. Fenocristais de kfs definindo um fluxo magmático, e foliação definida pela biotita. Ponto pouco deformado.	x	x	x	x	x	x	Ponto final do dia. Vista para Cabeça de Índio.	

X	Y	Nº Ponto	Fuso	altitude (m)	tipo de afloramento	grau de alteracao	toponimia	unidade	Litotipo	Descrição	Estruturas Planares Descrição	Tipo	Cronologia	Sentido de Mergulho	Angulo de mergulho	Indicador Cinematico	Observações
541151	7536850	24	23k	2150	Área com mata e solo escuro	Solo	Crista com vegetação densa e solo escuro.	Lamprófiro (Verde)	???	Possivelmente local com fratura de aproximadamente 40 metros.	??	Strike	Fr	Strike NW-SE	x	x	Marcado no mapa como ?
540866	7536654	25	23k	2167	Área com mata e solo escuro	Solo	Crista com vegetação densa e solo escuro.	Solo	???	Local com solo escuro e sem afloramentos.	x	x	x	x	x	x	Marcado no mapa como ?
		26	23k		Barranco	Saprólito/Rocha muito alterada	Dique perto de casa mal-assombrada	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique lamprofirico de 50cm a 1m, muito alterado.	Fratura	Dique	Fr	112	60	x	
545672	7532982	27	23k	1060	Blocos ao longo de estrada	Rocha sã	Estrada de terra, local com restaurante (Vale do Alcantilado)	Lamprófiro (Verde)	Rocha B/UB	Blocos de rocha básica/ub porfirítico.	x	x	x	x	x	x	Local com uma quantidade de blocos discrepante dos outros locais, e ausência de qualquer afloramento da encaixante
546276	7536393	28	23k	1191	Blocos ao longo de estrada	Blocos	Estrada de terra da Cachoeira da Saudade	Blocos de escória	Blocos	Blocos de escória	x	x	x	x	x	x	
546576	7536297	29	23k	1164	Corte ao longo de estrada	Rocha sã	Estrada de terra da Cachoeira da Saudade	Granitoide deformado (Vermelho)	Granito Maromba (Embasamento)	Granito porfirítico deformado, com foliação definida pela biotita e recristalização do kfs. Qtz, kfs, plag e bt.	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	131	55	x	Lineação mineral 60/47
548033	7535998	30	23k	1044	Corte ao longo de estrada	Rocha sã	Estrada de terra próximo a Cachoeira da Antas	Granitoide deformado (Vermelho)	Granito Maromba (Embasamento)	Granito porfirítico deformado, com foliação definida pela biotita e recristalização do kfs. Qtz, kfs, plag e bt.	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	140	74	x	
543237	7532858	31	23k	1443	Blocos ao longo de trilha	Rocha alterada/Saprólito	Trilha do Espigão	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Rocha metamórfica com foliação, composta por porções mais máficas e porções mais félsicas.	x	x	x	x	x	x	
545223	7533188	32	23k	1114	Lajedo	Rocha sã	Lajedo em rio no Vale do Alcantilado	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Gnaise deformado, de granulometria média/grossa, com fenocristais de k-fs e plagioclásio. Foliação definida pela biotita, e orientação dos fenocristais. Neste local há uma maior quantidade de bt e/ou anf.	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	110	35	x	
545851	7536319	33	23k	1225	Corte ao longo de estrada	Rocha sã	Estrada da Cachoeira da Saudade	Granitoide deformado (Vermelho)	Granito Maromba (Embasamento)	Granito porfirítico muito deformado, com foliação definida pela biotita e recristalização do kfs. Qtz, kfs, plag e bt.	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	130	55	x	
546015	7536293	34	23k	1223	Blocos ao longo de estrada	Rocha sã	Estrada da Cachoeira da Saudade	Lamprófiro (Verde)	Rocha B/UB	Blocos de rocha básica/ub porfirítico. Amostras com contato entre rochas básicas e o Granito Maromba.	x	x	x	x	x	x	
541935	7533346	35	23k		Blocos ao longo de estrada	Rocha sã	Estrada de terra no Vale da Santa Clara	Lamprófiro (Verde)	Rocha B/UB	Blocos de rocha básica/ub porfirítico.	x	x	x	x	x	x	
541861	7533737	36	23k	1398	Barranco	Solo residual	Estrada de terra no Vale da Santa Clara	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique de 3m de rocha fina com fenocristais de até 2cm. Xenólitos de granito são encontrados. Amostra com contato com ortognaisse.	Fratura	Dique	Fr	330	86	x	
541947	7533933	37	23k	1477	Barranco	Solo residual	Estrada de terra no Vale da Santa Clara	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Solo	x	x	x	x	x	x	
541919	7533595	38	23k	1329	Barranco	Solo residual	Estrada de terra no Vale da Santa Clara	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique de aproximadamente 1m de espessura, com matriz fina e fenocristais euéricos. Solo residua de coloração ocre.	Fratura	Dique	Fr	178	84	x	
539896	7531644	39	23k	1458	Blocos	Rocha alterada/Saprólito	Trilha da Serra Negra	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Gnaise deformado, de granulometria média/grossa, com fenocristais de k-fs e plagioclásio. Foliação definida pela biotita, e orientação dos fenocristais. Veios de quartzo e turmalina estão presentes.	x	x	x	x	x	x	
539187	7531482	40	23k	1589	Blocos	Rocha alterada/Saprólito	Trilha da Serra Negra	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Rocha de matriz fina ocre e fenocristais euédricos, por vezes hexagonais. Rocha magnética.	x	x	x	x	x	x	
537197	7531405	41	23k	1723	Barranco	Rocha alterada/Saprólito	Trilha da Serra Negra	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique de até 10 metros de espessura intrusivo em granito deformado, de coloração ocre já muito alterada, e contatos bruscos com a encaxante. Contém xenólitos métricos do granito. Rocha magnética.	Fratura	Dique	Fr	160	60	x	Granito encaixante com foliação Sn (142/70)
537154	7531476	42	23k		Barranco	Rocha alterada/Saprólito	Trilha da Serra Negra	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique de até 1.5 metros de espessura intrusivo em granito deformado, de coloração ocre já muito alterada, e contatos bruscos com a encaxante. Contém xenólitos métricos do granito. Rocha magnética. Apófise do dique do ponto 41.	Fratura	Dique	Fr	185	85	x	
537065	7531644	43	23k	1769	Barranco	Rocha alterada/Saprólito	Trilha da Serra Negra	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique de até 1 metro de espessura intrusivo em granito deformado, de coloração ocre já muito alterada, e contatos bruscos com a encaxante. Contém xenólitos métricos do granito. Rocha magnética. Apófise do dique do ponto 41.	Fratura	Dique	Fr	130	83	x	Granito encaixante com foliação Sn (110/70)
537278	7531268	44	23k		Barranco	Rocha alterada/Saprólito	Trilha da Serra Negra	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique de 45cm de espessura intrusivo em granito deformado, de coloração ocre já muito alterada, e contatos bruscos com a encaxante. Contém xenólitos métricos do granito. Rocha magnética. Apófise do dique do ponto 41.	Fratura	Dique	Fr	110	78	x	
537815	7531312	45	23k	1682	Barranco	Rocha alterada/Saprólito	Trilha da Serra Negra	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique de até 1 metro de espessura intrusivo em granito deformado, de coloração ocre já muito alterada, e contatos bruscos com a encaxante. Contém xenólitos métricos do granito. Rocha magnética. Apófise do dique do ponto 41.	Fratura	Dique	Fr	160	89	x	
539414	7531463	46	23k	1577	Barranco	Rocha alterada/Saprólito	Trilha da Serra Negra	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfirítico	Dique de até 1 metro de espessura intrusivo em granito deformado, de coloração ocre já muito alterada, e contatos bruscos com a encaxante. Contém xenólitos métricos do granito. Rocha magnética. Apófise do dique do ponto 41.	Fratura	Dique	Fr	175	88	x	

X	Y	N° Ponto	Fuso	altitude (m)	tipo de afloramento	grau de alteracao	toponímia	unidade	Litotipo	Descrição	Estruturas Planares Descrição	Tipo	Cronologia	Sentido de Mergulho	Angulo de mergulho	Indicador Cinemático	Observações
540499	7531674	47	23k	1441	Corte de estrada	Rocha sã	Trilha da Serra Negra	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Gnaisse deformado, de granulometria média/grossa, com fenocristais de k-fs e plagioclásio. Foliação definida pela biotita, e orientação dos fenocristais. Veios de quartzo e turmalina estão presentes.	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	138	55	x	
541155	7540578	48	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Estrada Dois Irmãos	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de 40cm intrusivo em sequência gnaissica com anfibolitos intercalados. Solo ocre brilhoso com biotita alterada. Contato definido pela coloração e anisotropia da rocha encaixante.	Fratura	Dique	Fr	160	80	x	
541862	7540892	49	23k	1508	Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Estrada Dois Irmãos	Ortognaisse + Anfibolito (Azul)	Ortognaisse (Embasamento)	Contato entre gnaisse e xisto UB	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	137	68	x	Foliação do gnaisse (132/72)
543973	7540359	50	23k	1555	Corte de estrada	Blocos	Fazenda do Matão	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Blocos tabulares de lamprófiro de aproximadamente 5cm de espessura.	Fratura	Dique	Fr	340	85	x	
540793	7540511	51	23k	1630	Corte de estrada	Rocha alterada	Estrada Dois Irmãos	Ortognaisse + Anfibolito (Azul)	Veios de quartzo	Veios de quartzo	Fratura	Veio	Fr	297	50	x	Aproximadamente 8 veios
531971	7540647	52	23k	1378	Chão de estrada	Bloco	Estrada Dois Irmãos	Diabásio (roxo)	Blocos de diabásio	Diabásio	Fratura	Dique	x	x	x	x	Ignorar
531878	7540479	53	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Estrada Dois Irmãos	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro com ponte separando os dois braços. Decréscimo de espessura do braço W pra o E. De 10 para 5 cm.	Fratura	Dique	Fr	233	75	x	Ponte (260/30)
531334	7539023	54	23k		Corte de estrada	Rocha sã	Estrada de Fragária	Quartzito (amarelo)	Veios de quartzo	Veios de quartzo de 5cm de espessura em quartzito	Fratura	Veio	Fr	240	55	x	
530909	7533495	55	23k		Lajedo	Rocha sã	Lajedo Rio Aiuruoca	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Ortognaisse com diferentes sets de fraturas	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	120	40	x	Diferentes sets de fraturas: i) 243/88; 240/79; ii) 40/80; 65/80; 60/75; iii) 3030/80; 320/75; 235-55; 240-60. Veios de quartzo e turmalina (122/70)
531170	7532625	56	23k	1440	Lajedo	Rocha sã	Lajedo Rio Aiuruoca	Ortognaisse (Rosa)	Ortognaisse (Embasamento)	Zona de cisalhamento com milonito e 06 veios de quartzo e turmalina, e algumas fraturas fechadas (3)	Foliação	Foliação milonítica	Sn	333	80	x	Veios (06): 123/70. Fraturas fechadas (03): 40/80
531170	7531174	57	23k	1530	Corte de estrada	Rocha sã	Estrada Fragária	Diabásio (roxo)	Diabásio	Dique de diabásio (?) de aproximadamente 10 metros. Contato abrupto e retilíneo com ortognaisse.	Fratura	Dique	Fr	205	50	x	Medidas não confiáveis. Possível orientação real 230/20. fraturas internas 355/75
531114	7531468	58	23k	1518	Corte de estrada	Rocha alterada	Estrada Fragária	Ortognaisse + Anfibolito (Azul)	Ortognaisse (Embasamento)	Ortognaisse com boudin de anfibolito	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	305	60	x	
532307	75400420	59	23k		Beira de rio	Rocha sã	Estrada Dois Irmãos	Ortognaisse + Anfibolito (Azul)	Blocos de rochas máficas	Blocos de rochas máficas	x	x	x	x	xx	x	
531869	7540366	60	23k		Corte de estrada	Rocha alterada	Estrada Dois Irmãos	Ortognaisse + Anfibolito (Azul)	Ortognaisse (Embasamento)	Ortognaisse fraturado com níveis de anfibolito com granada e pegmatito intrusivo.	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	253	78	x	Fraturas (rumo 330-60). Pegmatito (rumo 20-200)
529535	7540442	61	23k	1378	Corte de estrada	Rocha alterada	Estrada Dois Irmãos	Ortognaisse + Anfibolito (Azul)	Ortognaisse (Embasamento)	Anfibolito com veios de quartzo	Foliação	Foliação metamórfica	Sn	330	35	x	
533185	7540311	62	23k	1318	Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Estrada Dois Irmãos	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de aproximadamente 30cm intrusivo em gnaisse granítico. Solo argiloso ocre. 35 metros de comprimento mínimo.	Fratura	Dique	Fr	133	81	x	131/79. rumbo 235-55
551642	7527863	63	23k	541	Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro rico em biotita e kaersutita em matriz afanítica. Dique de aproximadamente 60 cm com apófise de 6 cm paralela ao corpor principal. Intrusivo em ortognaisse e com aproximadamente 10 metros de comprimento. Parede de contato com o gnaisse preserva estrias de falha. Alteração com esfoliação esferoidal.	Fratura	Dique	Fr	152	80	Estrias	Apófise (143/85). Par (foliação 146/80 e estrias 146/80).. Falha normal.
550321	7528085	64	23k	788	Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro muito alterado com fraturas de resfriamento. 50cm de espessura e 5m de comprimento.	Fratura	Dique	Fr	332	76	x	
550455	7528278	65	23k	772	Corte de estrada	Rocha sã	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro de 2,6 cm de espessura retilíneo e intrusivo em rocha calcissilicática. Salto observado com sentido sinistral.	Fratura	Dique	Fr	20	86	Degrau	Plano de degrau 173/50
567047	7526799	66	23k	462	Lajedo	Rocha sã	Rio	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro de 60cm de espessura e aproximadamente 135 metros comprimento intrusivo em gnaisse milonítico (zona de cisalhamento). Possui salto sinistral e condiciona a drenagem junto com a foliação do gnaisse.	Fratura	Dique	Fr	33	86	Salto	Salto 305/40. Foliação milonítica 152/80
551176	7520923	67	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro porfíritico de 12cm com fenocristais de biotita.	Fratura	Dique	Fr	159	65	x	
532922	7534712	70	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro porfíritico de 30cm com fenocristais de biotita.	Fratura	Dique	Fr	40	86	x	
535933	7531936	71	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro porfíritico de 70cm com fenocristais de biotita.	Fratura	Dique	Fr	234	79	x	
533254	7530907	72	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro porfíritico de 60cm com fenocristais de biotita.	Fratura	Dique	Fr	170	85	x	
549907	7528912	73a	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro porfíritico de 20cm com fenocristais de biotita.	Fratura	Dique	Fr	175	87	x	
549907	7528912	73b	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro porfíritico de 10cm com fenocristais de biotita.	Fratura	Dique	Fr	175	87	x	
553249	7532821	74	23k		Corte de estrada	Saprólito/Rocha muito alterada	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro porfíritico de 45cm com fenocristais de biotita.	Fratura	Dique	Fr	330	60	x	
549005	7529212	75	23k		Lajedo	Rocha sã	Rodovia	Lamprófiro (Verde)	Diques de Lamprófiro porfíritico	Dique de lamprófiro porfíritico de 20cm com fenocristais de biotita.	Fratura	Dique	Fr	10	85	degraus e saltos	Dilatações: strikes 303-123, 280-100, 275-95, 280-100, 282-102, 275-95, 275-95.

APÊNDICE C - Tabela de química total das amostras apresentadas no trabalho.

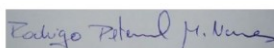
Amostras Tipo	MBN-01 Camptonito	MBN-05 Sanaíto	MBN-07 Monchiquito	MBN-10 Monchiquito	MBN-34 Camptonito	MBN-36 Monchiquito
SiO ₂	43,4	39,9	47,2	28,5	44,9	40,5
TiO ₂	2,51	3,82	2,97	5,23	2,71	3,93
Al ₂ O ₃	12,6	11,8	17,25	17,25	14,8	19,5
Fe ₂ O ₃	11,55	13,45	7,78	19,15	11,6	10,2
MnO	0,19	0,27	0,18	0,2	0,19	0,21
MgO	9,57	7,52	3,18	5,81	7,74	3,98
CaO	10,85	10,25	5,4	7,09	10,25	6,21
Na ₂ O	2,64	3,04	2,05	0,52	3,54	1,19
K ₂ O	1,85	1,99	8,5	0,71	2,49	4,76
P ₂ O ₅	0,89	0,8	0,75	1,29	1,02	0,92
Total	99,01	99,21	99,55	98,24	101,24	100,26
P.F.	2,51	5,87	3,84	12,25	1,56	8,46
Ba	1415	2630	1890	1350	1635	1945
Cr	610	560	50	30	310	70
Cs	6,57	165	4,75	0,71	0,58	1,63
Sn	3	4	3	4	6	4
Ga	17,5	21,6	26,7	32,8	20,4	28,8
Hf	5,8	9,8	10,5	11,9	7,3	11,7
Nb	82	107	148	127,5	102,5	170,5
Rb	54,7	188,5	279	20,5	54,3	164
Sr	1650	1005	1780	752	1810	1340
Ta	7	6,4	9,3	8	6,9	10
Th	7,4	9,84	16,35	13,2	9,81	17,4
U	1,63	2,38	4,18	3,34	2,3	4,16
W	2	4	3	2	2	1
V	268	316	183	405	241	244
Y	33,8	30,5	42,5	44,4	39,8	45,5
Zr	250	450	517	498	349	590
La	101,5	87,8	130	109	135	140
Ce	185	174	235	211	214	263
Pr	22,4	20,8	26,9	25,3	24,8	30,1
Nd	77,8	77	94,2	98	88,2	106,5
Sm	12	13,05	14,6	17,05	14,15	17,6
Eu	3,54	3,34	3,97	5,22	4,1	4,88
Gd	8,86	9,69	11,6	13,4	10,25	12,4
Tb	1,31	1,23	1,71	1,82	1,39	1,71
Dy	6,35	6,08	7,92	9,19	7,51	8,67
Ho	1,19	1,17	1,49	1,71	1,39	1,58
Er	2,93	2,55	3,5	3,94	3,55	3,85
Tm	0,42	0,38	0,5	0,53	0,49	0,52
Yb	2,54	1,91	2,72	2,83	2,84	2,87
Lu	0,36	0,27	0,39	0,42	0,4	0,39

APÊNDICE D – Autorização dos co-autores do artigo intitulado “*Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Upper Cretaceous alkaline mafic dyke swarm*”.

DECLARAÇÃO

Eu, **Rodrigo Peternel Machado Nunes**, autorizo a publicação do artigo intitulado “*Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Upper Cretaceous alkaline mafic dyke swarm*” na forma de Apêndice A na presente dissertação (**Caracterização petrológica e condicionamento estrutural de alojamento do enxame de diques de lamprófiro de Resende (Cretáceo Superior), estados do RJ e MG.**)

Rio de Janeiro, 10 de dezembro de 2021.




Governo do Estado do Rio de Janeiro
Secretaria de Estado de Ciência, Tecnologia e Inovação
Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Faculdade de Geologia

Eu, Anderson Costa dos Santos, portador do CPF 102.989.447-74, autorizo a publicação do artigo intitulado “*Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Upper Cretaceous alkaline mafic dyke swarm*” na forma de Apêndice A na presente tese (**Caracterização petrológica e condicionamento estrutural de alojamento do enxame de diques de lamprófiro de Resende (Cretáceo Superior), estados do RJ e MG.**)

Rio de Janeiro, 09 de dezembro de 2021



Anderson Costa dos Santos

Mtrl. 38376-0

DECLARAÇÃO

Eu, Marcela Perroti Simas, portadora do CPF 122.273.187-83, autorizo a publicação do artigo intitulado “*Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Upper Cretaceous alkaline mafic dyke swarm*” na forma de Apêndice A na presente tese (**Caracterização petrológica e condicionamento estrutural de alojamento do enxame de diques de lamprófiro de Resende (Cretáceo Superior), estados do RJ e MG.**)

Rio de Janeiro, 10 de dezembro de 2021.



ANEXO A – Confirmação de submissão emitido pela *Brazilian Journal of Geology* (a versão final vai estar disponível no formato eletrônico em <https://www.scielo.br/j/bjgeo/>).

6/13/2021
ScholarOne Manuscripts


Brazilian Journal of Geology

 Home

 Author

Submission Confirmation

Print

Thank you for your submission

Submitted to
Brazilian Journal of Geology

Manuscript ID
BJGEO-2021-0043

Title
Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Meso-Cenozoic alkaline mafic dyke swarm

Authors
Macedo, Bruno
Peternel Machado Nunes, Rodrigo
Santos, Anderson
Simas, Marcela Perroti

Date Submitted
13-Jun-2021

Author Dashboard

<https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo>
1/2