



Universidade de Brasília – UnB

Instituto de Geociências – IG

Programa de Pós-Graduação em Geologia

**CONTRIBUIÇÃO À PETROGÊNESE DO MAGMATISMO BASÁLTICO APOTERI,
RIFTE TACUTU (RR)**

**CONTRIBUTION TO PETROGENESIS OF THE JURASSIC BASALTIC MAGMATISM
FROM THE TACUTU CONTINENTAL RIFT, AMAZONIAN CRATON, BRAZIL**

STEFFANIE LOISLEN DE SOUSA OLIVEIRA

Dissertação de Mestrado n° 509

Orientador: Prof^o. Dr. Valmir da Silva Souza

Brasília – DF

2023

STEFFANIE LOISLEN DE SOUSA OLIVEIRA

**CONTRIBUIÇÃO À PETROGÊNESE DO MAGMATISMO BASÁLTICO APOTERI,
RIFTE TACUTU (RR)**

**Dissertação de mestrado elaborada junto ao curso de
Pós-Graduação em Geologia (Área de concentração em
Mineralogia e Petrologia), Instituto de Geociências,
Universidade de Brasília, como requisito
parcial para a obtenção do título de Mestre em Geologia**

Orientador: Prof^o. Dr. Valmir da Silva Souza

Banca Examinadora:

Prof^a Dra. Ana Tayla F. Rodrigues (titular externo)

Prof^o Dr. Nilson Francisquini Botelho (titular interno)

Suplente:

Prof^a. Dra. Catarina Labouré Benfica Toledo

Brasília – DF

2023

(FICHA CATALOGRÁFICA)

À vovó,
ilimitado amor eterno,
que brilha em minha volta como mil sois.

AGRADECIMENTOS

À CAPES pelo apoio e investimento. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília por abrirem as portas e nos receberem de braços abertos, aos professores por sempre estarem dispostos a nos ajudarem e a transpor conhecimento da melhor forma possível e aos técnicos dos laboratórios de Laminação, Geocronologia e Microsonda pelo auxílio.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Valmir Souza, por toda paciência, conversas e incentivos durante os percalços da pesquisa.

À família de Sousa Oliveira, especialmente a dona Luzia por ser a melhor avó do mundo inteiro, me dar tanto suporte mesmo de longe e dizer aos quatro cantos que só quer me ver feliz.

Gratifico cada pessoa com quem esbarrei durante essa jornada e gratifico especialmente àqueles que vêm caminhando a passos largos e mãos entrelaçadas às minhas. Aos amigos da pós: Dani, Maria, Aline, Luisa, Seba, Yuri, Valentina, Angel e Gabi. Obrigada pelos tantos cafés e cervejas, perrengues e choros compartilhados e inúmeras conversas geológicas; à república Namastreta, em nome da Bel e do Áureo, que me acolheram com muito carinho e cuidado; aos amigos de Roraima, que me fazem uma falta danada, mas mesmo tão de longe são extraordinários.

Por fim, não só agradeço, como dedico boa parte dessa dissertação para as três pessoas mais importantes da minha vida, os meus melhores amigos (e o Andrei): Júlia Hadad e Yago Borici. Sou grata pelos tantos anos de amizade, apoio incondicional, respeito e proteção, mas especialmente por terem sido o meu maior suporte nesses dois últimos anos. Lar é qualquer lugar que vocês estiverem, perto ou longe. Amo vocês para sempre e sempre! ♥

*“Vou além!
Me recolho no esplendor das nebulosas,
descanso nos vales, montanhas
Durmo na forja de Ogum
Mergulho no calor da lava dos vulcões
Corpo vivo de Xangô”*

Carta de amor - Maria Bethânia

RESUMO

O rifte continental Tacutu, que se estende do Brasil até Guiana está relacionado à abertura do Oceano Atlântico Central. O estágio pré-rifte do vulcanismo basáltico da Formação Apoteri está associado a um sistema flúvio-deltaico ocorrido dentro de um domínio de rifte pobre em magma. Ao menos dois pulsos magmáticos foram registrados (Ap1 e Ap2), ao qual possui basalto subalcalino a andesi-basalto, assim como toleíto continental calcialcalino e assinaturas químicas intraplacas. Entretanto, Ap1 apresenta textura afanítica a fina porfirítica, enquanto Ap2 possui notável textura vesicular. Ap1 possui baixo MgO, alto Ti, Zr e ETR, enquanto Ap2 possui alto Mg, alto Ti, Zr e ETR. Indicadores geoquímicos e isotópicos apontam para diferentes taxas de contaminação crustal entre os pulsos magmáticos Ap1 e Ap2, provavelmente relacionada ao tempo de residência crustal marcado por diferentes valores negativos de ϵNd . A arquitetura interna da falha (horst-gráben) e suas movimentações durante o rifteamento Tacutu controlaram o volume e a acomodação dos pulsos magmáticos basálticos. No Brasil, o vulcanismo basáltico Apoteri apresenta características subaéreo, com alguns graus de explosividade durante o pulso Ap2, associado ao sistema flúvio-deltaico, enquanto na Guiana ocorre principalmente um vulcanismo subaquático associado a um sistema deltaico-marinho.

Palavras-chave. Rifte Tacutu, magmatismo basáltico, Formação Apoteri, fragmentação continental.

ABSTRACT

The Tacutu continental rift located on the border between Brazil and Guyana is related to the Central Atlantic Ocean opening process. On the Brazilian side, during to pre-rift stage, basaltic volcanism (Apoteri Formation) associated with a fluvial-deltaic system occurred within a magma-poor rift domain. At least two magmatic pulses have been recorded (Ap1 and Ap2), which have subalkaline basalt to basalt-andesite composition, as well as a tholeiite-calcalkaline continental and intra-plate chemical signatures. However, Ap1 display aphanitic to fine porphyritic texture, while Ap2 has notable vesicular textural feature. Ap1 has low MgO, high Ti, Zr and REE, while Ap2 has high MgO, low Ti, Zr and REE. Geochemical and isotopic indicators point to different crustal contamination rates between Ap1 and Ap2 magmatic pulses, probably related to crustal residence time that is marked by different negative ϵ_{Nd} values. The internal fault architecture (horst-graben) and their movements during the Tacutu rifting controlled the volume and emplacement moment of the basaltic magmatic pulses. On the Brazilian side, the Apoteri basaltic volcanism had sub-aerial characteristics, with some degree of explosivity during the Ap2 pulse, associated with a fluvial-deltaic system, while on the Guyana side occurred mainly underwater volcanism associated with a deltaic-marine system.

Keywords. Tacutu rift, basaltic magmatism, Apoteri Formation, continental breakup.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização e vias de acesso, município de Boa Vista.....	15
Figura 2 - Mapa de afloramentos visitados com as principais vias de acesso.....	19
Figura 3 - Porção continental da placa Sul-Americana destacando a área estável fanerozoica, a Plataforma Sul-Americana e as áreas dos Andes e do bloco da Patagônia (Almeida 1976; modificado de CPRM 2003).....	22
Figura 4 - Compartimentação tectônica do Cráton Amazônico, segundo o modelo mobilista de Tassinari e Macambira (2004) e Santos (2006).....	22
Figura 5 - Domínios Tectono-Estratigráficos ou Litoestruturais do Estado de Roraima modificado Reis et al. (2003).	23
Figura 6 - Localização da Bacia do Tacutu modificado de Scaramuzza dos Santos et al. (2016).	25
Figura 7 - Distribuição das ocorrências dos basaltos da Província Magmática do Atlântico Central e sua divisão de acordo com os teores de TiO ₂ modificado de McHone (2000).	29
Figure 1 - A) Geographic location of the Tacutu continental rift on the border between Brazil and Guyana; B) Simplified regional geological with Mesozoic Tacutu rift on the Brazil side (Modified from CPRM 2022).....	32
Figure 2 - Outcrops of the Apoteri basaltic rocks. A) Open pit mine for crushed basalt stone of the Granada Company; B) Field relationship between the two Apoteri basaltic pulses; C) Geological contact detail between the two Apoteri basaltic pulses; C) Bubbles enrichment and coalescence zone of the Ap ₂ basaltic pulse.....	35
Figure 3 - Petrographic features of the Apoteri basaltic rocks. A) Ophitic to sub-ophitic common micro-textural arrangement marked by plagioclase phenocrysts embedded in fine matrix with clinopyroxene and olivine interstitial; B) Plagioclase phenocrysts in <i>glomeroporphyritic</i> micro-texture embedded in fine matrix; C) Vesicles embedded in an ophitic to sub-ophitic micro-texture. Note the size variation of the vesicles, which may indicate some degree of coalescence of the volatile phase; D) Detail of the internal mineral zonation of the vesicles (The symbols: pl = plagioclase, cpx = clinopyroxene, ol = olivine, ch = chalcedony, cl = chlorite, zl = zeolite, wm = white-mica, NX = crossed nicols, N// = parallel nicols).	36
Figure 4 - Geochemical characteristics of the Ap ₁ and Ap ₂ basaltic rocks from the Apoteri Formation. A) The total-alkalis (Na ₂ O + K ₂ O) x SiO ₂ (TAS) discriminant diagram (Le Maitre et al., 1989); B) Zr/TiO ₂ x Nb/Y discriminant diagram (Winchester & Floyd 1977); C) Alumina saturation index diagram (Shand indexes in Maniar & Piccoli 1989); D) AFM discriminant	

diagram indicating the tholeiitic and calc-alkaline fields (Irvine & Baragar 1971); E) TiO_2 x $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ diagram indicating the CAMP-type continental flood basalts fields (Chabou et al. 2010); F) REEs-normalized pattern diagram (chondrite-normalized pattern of Boynton 1984); G) Multi-element spidergram pattern diagram. Note the comparison with the distribution pattern of the continental crust (MORB-normalized pattern of Saunders & Tarney 1984 with additions from Sun 1980).39

Figure 5. Fenner-type element variation diagrams of the Ap1 and Ap2 basaltic rocks from Apoteri Formation. Selected major and trace elements versus MgO.41

Figure 6. Zr versus selected major and trace elements diagrams applied for possible evaluation of the geochemical mobility of elements in the Ap1 and Ap2 basaltic rocks from Apoteri Formation.42

Figure 7. Geochemical characteristics of the Ap1 and Ap2 basalts pulses from the Apoteri Formation. A) La/Ba x La/Nb discriminant diagram showing higher La/Nb and lower La/Ba ratios compatible for some degree of lithospheric contamination (Xia et al. 2013); B) Ce/Pb x MgO (wt.%) discriminant diagram indicating a substantial crustal contamination (Furman 2007); C and D) TiO_2 x Y/Nb (Floyd and Winchester 1975) and Zr/Y x Zr (Pearce & Norry 1979) tectonic setting discriminant diagrams indicating continental and within-plate geological setting.43

Figure 8. Pyroxene mineral chemistry diagrams applied to Apoteri Formation. A) Mineral chemistry plot on Ca–Mg–Fe pyroxenes in the Fs–Wo–En ternary diagram (after Morimoto et al., 1988); B and C) Tectonic discriminant diagrams based on mineral chemistry. Note that analyzed spots plot on the tholeiitic and non-orogenic basalts fields, respectively (adapted from Leterrier et al., 1982).46

Figure 9. Correlation diagrams applied to isotopic and geochemical signatures of the Apoteri magmatism. A) ϵNd x Age (Ga) evolution patterns. Depleted mantle (DM) curve according DePaolo (1981).47

Figure 10. Simplified geological model proposed for the emplacement moments of the Apoteri Ap1 and Ap2 basaltic pulses during the Tacutu pre-rift phase (early Jurassic). The Tacutu rift internal geometry favored for a fissure sub-aerial basaltic volcanism with some degree of explosivity in the Ap2 pulse, associated with fluvial-deltaic system on the Brazilian side, as well as a fissure underwater volcanism associated with deltaic-marine systems on the Guyana side. Note that the movement of faults inside the Tacutu rifting was the main mechanism generated space for basaltic flows (A and B).50

Figura 8 - Distribuição do conjunto de plumas mantélicas que favoreceram a abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Fulaninho (Loparev et al., 2021).	60
Figura 9 - Estrutura interna rifte Tacutu na porção guianense marcada pela transição entre o sistema flúvio-deltaico. Fulaninho (Webster et al., 2020).....	62
Figura 10 - Modelo geológico simplificado proposto para os momentos de colocação dos pulsos basálticos Apoteri Ap1 e Ap2 durante a fase pré-rifte de Tacutu (Jurássico Inferior). A geometria interna do rifte de Tacutu favoreceu um vulcanismo basáltico subaéreo fissural com algum grau de explosividade no pulso Ap2, associado ao sistema flúvio-deltaico do lado brasileiro, bem como um vulcanismo subaéreo fissural associado a sistemas deltaico-marinhos no lado brasileiro lado da Guiana. Nota-se que a movimentação das falhas no interior do rifteamento de Tacutu foi o principal mecanismo gerado no espaço para os derrames basálticos (A e B).	63

LISTA DE TABELAS

Table 1. Whole-rock geochemistry of the Ap1 and Ap2 basaltic rocks from the Apoteri Formation.	37
Table 2. Electron microprobe analysis and representative structural formula of clinopyroxene from Ap1 pulse of the Apoteri Formation	44
Table 3. Whole-rock Sm–Nd isotopic data of the basaltic rocks of the Apoteri Formation. ...	47

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	14
1.1 APRESENTAÇÃO	14
1.2 LOCALIZAÇÃO, ACESSO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	15
1.3 JUSTIFICATIVA	16
1.4 OBJETIVOS	17
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	17
CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO.....	21
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	21
2.2. LITOESTRATIGRAFIA REGIONAL.....	23
2.2.1 Domínio Guiana Central	23
2.3 GEOLOGIA LOCAL	24
2.3.1 Suíte Metamórfica Rio Urubu	24
2.3.2 Bacia do Tacutu.....	24
2.4 MAGMATISMO BASÁLTICO NA ABERTURA DO ATLÂNTICO CENTRAL	27
CAPÍTULO 3 – ARTIGO CIENTÍFICO.....	31
Abstract.....	31
1. Introduction.....	31
2. Methods.....	33
3. Geological Setting.....	33
4. Local Geology.....	34
5. Petrography.....	35
6. Whole-Rock And Mineral Chemistry.....	36
7. Sm-Nd Isotopic Geology.....	47
8. Discussion.....	48
9. Conclusion.....	50
Acknowledgments.....	51
References.....	51
CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES	58
REFERÊNCIAS	64

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Estado de Roraima engloba um arcabouço geológico e domínios estruturais diversificados que vão do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico, recobertos por sequências sedimentares siliciclásticas do Fanerozóico, aos quais ainda são motivo de discussão quanto as suas evoluções tectônicas.

Comumente, a geologia do Estado de Roraima é subdivida em domínios lito-estruturais com base na distribuição de associações litológicas, idade e padrão estrutural bem determinado, reconhecidos como Surumu, Guiana Central, Parima e Anauá-Uatumã (Reis et al. 2003; Reis et al. 2006). Nesse contexto, em tais domínios são registrados complexas variedades litológicas representadas por gnaisses, migmatitos, granulitos, granitóides sin a pós-deformacionais, sequências metavulcano-sedimentares, magmatismos básicos a ultrabásicos, sequências vulcânicas efusivas e piroclásticas culminando a instalação do hemigráben Tacutu no Mesozóico, distribuição de corpos alcalinos e enxames de diques de diabásio e extensa sedimentação do Fanerozóico (Reis & Fraga, 1998).

Inserido na porção centro-nordeste de Roraima, o rifte intracontinental do Tacutu, cerne desta pesquisa, está usualmente relacionado às reativações distensivas do Cinturão Guiana Central, desencadeadas por uma zona de falhas antigas nos quais favoreceram a instalação do hemigráben Tacutu com direção NE-SW, dando origem a derrames basálticos e deposição sedimentar siliciclástica associados à fragmentação do supercontinente Gondwana (Berrangé & Dearnley 1975, Crawford et al. 1985, Eiras e Kinoshita 1988, CPRM 1999, Thomaz Filho et al. 2000, Reis et al. 2003, Vaz et al. 2007, Pinto et al. 2017). Os diques e derrames Apoteri, com direção NE-SW e E-W, também referentes à tectônica distensivas, são produtos do desmembramento dos continentes sul-americano e africano (CPRM, 1999).

O rifte do Tacutu possui orientação na direção NE-SW, estendendo-se até a Guiana (Sena Costa et al. 1991), e agrupa diversificada sequência sedimentar siliciclásticas e magmatismo basáltico, distribuídos ao longo das fases pré-rifte, rifte e pós-rifte, representados pelas seguintes formações regionais: Apoteri, Manari, Pirara, Tacutu, Tucano e Boa Vista (Crawford et al. 1985, Vaz et al. 2007).

1.2 LOCALIZAÇÃO, ACESSO E ASPECTOS FISIOGRAFICOS

O rifte do Tacutu está situado no extremo norte do Brasil, e tem a cidade de Boa Vista, capital do estado de Roraima, como principal referência de localização. Nesse local, o rifte do Tacutu pode ser acessado através das rodovias BR-174 e RR-205, além da Estrada do Contorno, também conhecida como Contorno Oeste Ottomar de Souza Pinto (Fig. 1). Nesse contexto, a área de estudo hospeda um conjunto de serras denominada Nova Olinda, onde se encontram as exposições vulcânicas da Formação Apoteri, na cidade de Boa Vista.

O clima da região é caracterizado por duas estações bem definidas durante o ano: uma estação seca, que se inicia em dezembro e se estendendo até o mês de abril; e uma estação úmida ou chuvosa com início no mês de maio e finalizando no mês de novembro. A flora regional é do tipo savana, também conhecida na região como “lavrado”, marcado por gramíneas e árvores esparsas de pequeno porte com troncos tortos, normalmente contendo alinhamento de palmeiras em áreas alagada ou úmidas. Quanto ao contexto geomorfológico, a região está inserida no domínio chamado Pediplano Rio Branco – Rio Negro, marcado por relevo predominantemente aplainado e elaborado sobre os sedimentos da Formação Boa Vista (Franco et al. 1975).

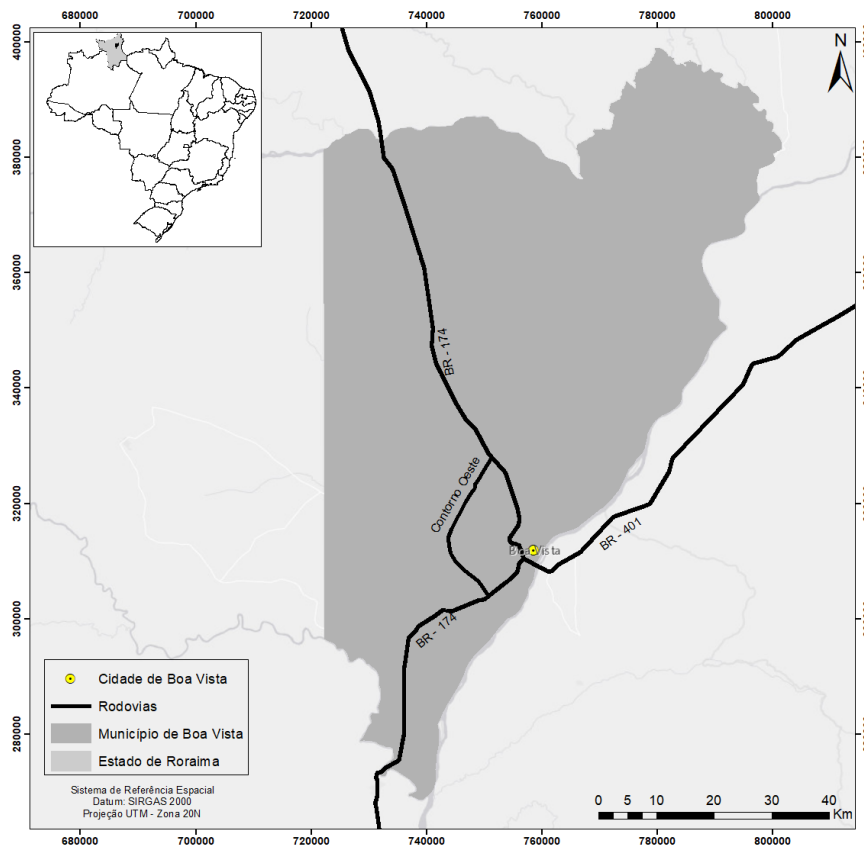


Figura 1 - Localização e vias de acesso, município de Boa Vista.

1.3 JUSTIFICATIVA

Estruturas do tipo rifte possuem um papel fundamental na história do planeta Terra, pois marcam o início da fragmentação continental, processos de deformação extensional litosférica que conduzem a uma ruptura e possível formação de um novo domínio oceânico subsequente, sejam estes ligados a ação de plumas mantélicas na base da litosfera favorecendo o surgimento de regiões topograficamente abatidas e até a abertura de novos oceanos (Frizon De Lamotte et al., 2015). Por via de regra, os processos de rifteamento são responsáveis por fluxos vulcânicos extensos com diferentes configurações geodinâmicas, sejam esses através de mecanismos passivos ou ativos (Kearey, 2009).

Dentre os diversos episódios de rifteamento importantes para a compreensão petrogenética de vulcanismos relacionados a estes eventos, o rifte do Tacutu se apresenta como uma excelente oportunidade de estudo à luz dos reflexos da fragmentação do Gondwana, onde esse magmatismo básico localiza-se no extremo norte da Plataforma Sul-Americana e com registros em Roraima e na Guiana (Berrangé & Dearnley 1975) fornecendo novas informações quanto ao entendimento dos processos envolvidos na ruptura do supercontinente e a abertura do oceano Atlântico.

Estudos anteriores sobre as rochas basálticas Apoteri, relacionadas a fase pré-rifte da bacia do Tacutu, apontam para distintos pulsos de magmatismo toleítico de baixo a intermediário TiO_2 , ligados a manifestações do manto litosférico subcontinental e correlacionado a Província Magmática do Atlântico Central - *CAMP* (Pinto et al. 2017), cuja idade Ar-Ar está em torno de 150 Ma (Reis et al. 2006). Entretanto, informações de geologia isotópica sobre esse magmatismo basálticos, tais como dados de Sm-Nd e Sr-Sr, além de química mineral, são escassos. Nesse sentido, essa pesquisa apresenta informações complementares sobre arranjos texturais, petrográficas, geoquímica multi-elementar, e dados inéditos sobre geologia isotópica de Sm-Nd e química mineral, dessa forma contribuindo para o avanço nas interpretações petrológicas sobre o magmatismo Apoteri no rifte do Tacutu.

Tais informações subsidiam o debate sobre o evento tectônico responsável pelo magmatismo basáltico: a plumas mantélicas atuantes na evolução da Província Magmática Atlântica Central (*CAMP-type*), com idade em torno de 200 Ma (Marzoli et al. 1999, Hames et al. 2003) ou ligado a fragmentação e evolução do Atlântico Sul, com idade de 130 Ma (Wilson 1992, Melankholinaa & Sushchevskayab 1992). Considerando que várias outras estruturas do

tipo rifte, associadas a abertura do Atlântico, têm sido registradas na atual costa leste da América Equatorial (Greenroyd et al. 2007; Kuszniir et al. 2018, Yang & Escalona 2011), cuja evolução nos estágios iniciais tem sido comumente acompanhada por vulcanismo basáltico (Burke 1976), o estudo do magmatismo basáltico Apoteri, nessas estruturas, torna-se importante fonte de informações quanto a taxa de abertura e adelgaçamento crustal, natureza e grau de contaminação do magma mantélico, entre outras.

1.4 OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo principal produzir uma discussão petrogenética preliminar sobre os derrames basálticos Mesozoicos registrados na fase pré-rifte da bacia do Tacutu em Roraima baseada nos dados de geoquímica de rocha total e geoquímica isotópica.

Para tal, alguns objetivos específicos são também estabelecidos, sendo estes:

- Descrever as características texturais em termos macroscópicos e microscópicos das amostras;
- Caracterizar os pulsos magmáticos identificados;
- Produzir discussão petrogenética através dos dados de geoquímica de rocha total, geoquímica isotópica (Sm-Nd e Sr-Sr) e química mineral em clinopiroxênio e plagioclásios.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

A presente pesquisa envolveu quatro fases de trabalho, assim chamadas: pré-campo, campo, laboratório, interpretação e editoração de dados. A fase pré-campo envolveu basicamente levantamento bibliográfico a respeito do estágio de conhecimento geológico das estruturas do tipo rifte, bem como sobre o magmatismo basáltico Apoteri. A fase de campo envolveu levantamento de campo resultando na amostragem de rochas vulcânicas da Formação Apoteri e preparação das amostras representativas para os estudos petrográficos, análises químicas, isotópicas e geocronológicas. As etapas de trabalho podem ser individualizadas em:

- **Levantamento bibliográfico** - A revisão bibliográfica foi feita com objetivo de sanar dúvidas quanto aos assuntos pertinentes ao tema da dissertação e incluiu consulta em artigos científicos, monografias e resumos publicados em eventos, revisão dos principais conceitos e classificações de minerais e rochas vulcânicas;

- **Trabalho de campo** - Consistiu na descrição de 15 afloramentos e coleta de 25 amostras representativas da formação investigada em agosto e novembro de 2020. O trabalho de campo foi planejado com base na análise de mapas geológicos e imagens de satélite. Os pontos amostrados estão representados na figura 2;
- **Petrografia** - Os estudos petrográficos convencionais foram baseados em amostras de mão e em lâminas petrográficas. Foram confeccionadas 11 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB. Um microscópio petrográfico Olympus, modelo BX-41, foi utilizado para descrição sob luz transmitida polarizada e refletida, em busca da caracterização microscópica, composição mineralógica e feições texturais.
- **Geoquímica de Rocha** - Foram selecionadas 8 amostras para análises químicas de rocha total realizadas no laboratório comercial ALS Global. As amostras foram pulverizadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB, por meio da panela de tungstênio. As análises seguiram as rotinas analíticas do laboratório ALS Global, incluindo elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), traço (Rb, Ba, Sr, Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, P, Th) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Os elementos maiores foram obtidos por fusão com metaborato ou tetraborato de lítio, seguido pela dissolução do material fundido e análise por ICP-AES. Os elementos traço e terras raras foram obtidos por fusão com borato de lítio e determinação por ICP-MS.

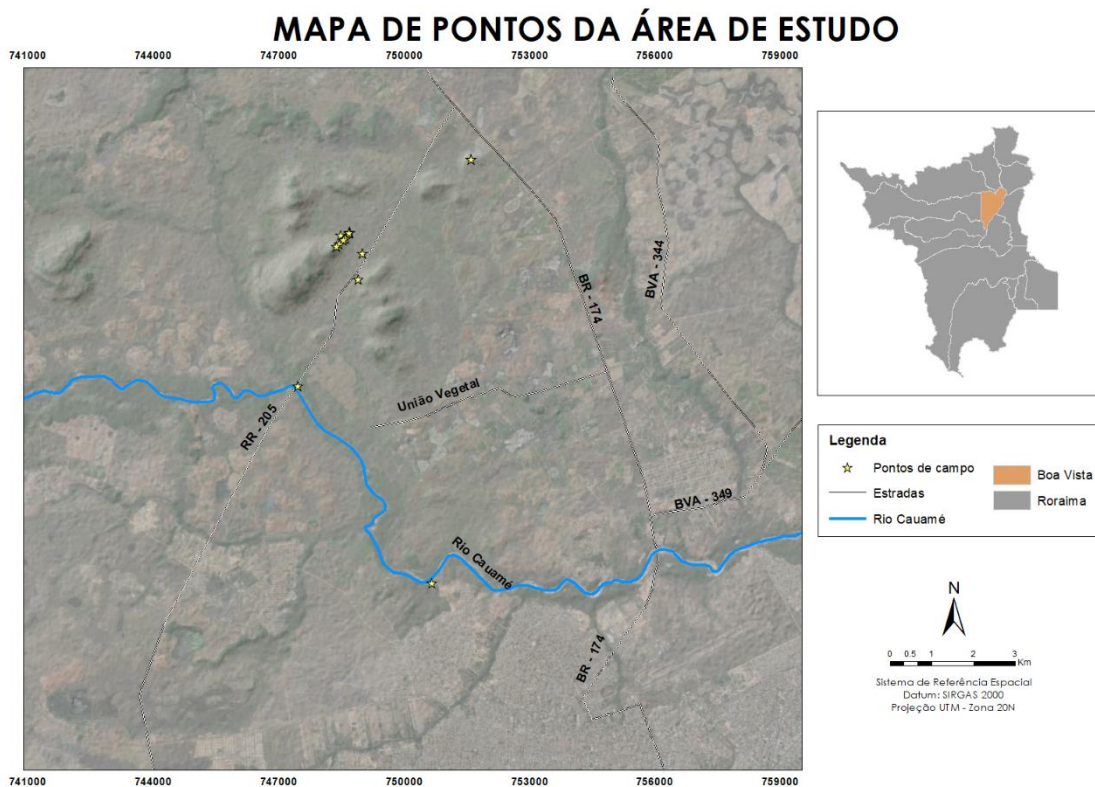


Figura 2 - Mapa de afloramentos visitados com as principais vias de acesso.

- **Geologia Isotópica** - Os dados de geologia isotópica (Sm-Nd e Sr-Sr) foram obtidos no Laboratório de Geocronologia e Geologia Isotópica da Universidade de Brasília.

Para as análises de Sm-Nd foram realizados os procedimentos descritos por Gioia e Pimentel (2000). No total, dez amostras de rocha total foram tratadas, pulverizadas e homogeneizadas, onde aproximadamente 100 mg de cada exemplar foi dissolvida em bombas de teflon com revestimento e aço com adição de traçadores isotópicos combinados de ^{149}Sm e ^{150}Nd em mistura de 4 ml de HF e 1 ml de HNO_3 . Para a extração de Sm e Nd foi utilizada a técnica convencional com coluna secundária de Teflon contendo LN-*Specresin* (HDEHP – *diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE poder*), 270 – 150 *mesh*. As amostras Sm e Nd coletadas foram armazenadas em filamentos de Re, aos quais foram analisadas em espectrômetro *Thermo Scientific TRITON™ plus Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS)* com sete coletores em modo estático. Conforme as análises do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1, o grau de incertezas para as razões $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ é menor que $\pm 0,4\%$ (1σ) e $\pm 0,005\%$ (1σ) respectivamente. A razão $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada utilizando $^{146}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, a constante de decaimento radioativo usada foi de $6,54 \times 10^{-12}$ a

10^{-1} (Lugmair e Marti, 1978) e os valores de TDM foram calculados de acordo com o método de DePaolo (1981).

- **Microsonda eletrônica de varredura** – Investigação sobre piroxênios produzidas em lâminas polidas, no qual as análises foram realizadas no laboratório de microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Utilizou-se o equipamento da marca JEOL, modelo Superprobe JXA-8230, acoplado com 5 espectrômetros e detector EDS (*Energy Dispersive spectrometer*). As análises pontuais em WDS – Dispersão por Comprimento de Onda (Fava, 2000) foram feitas operando com 15 Kv e 20 nA. As lâminas foram preparadas, metalizadas com um filme de carbono (250 Å) e analisadas no laboratório de Microsonda Eletrônica no IG-UnB.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.

O Estado de Roraima, localizado na porção centro-sul do Escudo das Guianas, correspondente a um segmento setentrional do Cráton Amazônico. O Escudo das Guianas remonta a evolução geológica de idade pré-cambriana do território brasileiro, representando a maior e mais antiga unidade geotectônica da Placa Sul-Americana (Figura 3).

O Cráton Amazônico, mantido estável desde 1,0 Ga, integra os Escudos da Guianas e Guaporé/Brasil Central, compondo uma extensão de 4.500.000km² e possui um dos mais completos registros Arqueano - Proterozoico conhecidos. O Craton Amazônico tem sido compartimentado em províncias geotectônicas/geocronológicas, sustentado pelos diversos dados de geologia isotópica (Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd) obtidos ao longo do tempo, os quais têm sido motivos de debates a respeito da sua evolução por diversos autores, entre eles Amaral (1974), Cordani et al. (1979), Tassinari (1981), Cordani e Brito Neves (1982), Teixeira et al. (1989), Tassinari (1996), Tassinari e Macambira (1999) e Santos et al. (2000).

Destacam-se os trabalhos de Tassinari e Macambira (2004) e Santos et al. (2000) em relação a atualização das províncias (Figura 4), dos quais são diferidos essencialmente pelos limites das províncias geocronológicas e intervalos temporais das orogenias, mas que de uma forma geral, seguem e descrevem uma linha evolutiva semelhante, implicando em evolução crustal do cráton ao longo do Arqueano, Paleo e Mesoproterozoico, resultando em formação de material juvenil, retrabalhamento crustal e amálgama de crostas. Respectivamente, os primeiros autores foram responsáveis pela subdivisão do Cráton Amazônico em seis províncias: Amazônia Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaiunas (2,25-2,0 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga); os segundos autores propuseram a subdivisão em sete províncias e um cinturão de cisalhamento: Carajás (3,10-2,53 Ga), Transamazonas (2,25-2,00 Ga) Rio Negro (2,32-2,07 Ga), Tapajós-Parima (2,10–1,87 Ga), Amazônia Central (1,88–1,70 Ga), Rondônia-Juruena (1,76–1,47 Ga), Sunsás e K'Mudku (1,45-1,10 Ga). Posteriormente, Santos et al. (2006) refinaram os limites descritos por Santos et al. (2000) e apresentaram limites mais distintos a cada província diminuindo as regiões arqueanas, aumentando a Província Transamazonas e estendendo as províncias Rio Negro e Tapajós-Parima para leste.

No contexto dos modelos de províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, a área de estudo situa-se na Província Maroni-Itacaiúnas de Tassinari e Macambira (1999, 2004), e na Província Tapajós - Parima de Santos et al. (2000, 2006).



Figura 3 - Porção continental da placa Sul-Americana destacando a área estável fanerozoica, a Plataforma Sul-Americana e as áreas dos Andes e do bloco da Patagônia (Almeida 1976; modificado de CPRM 2003).

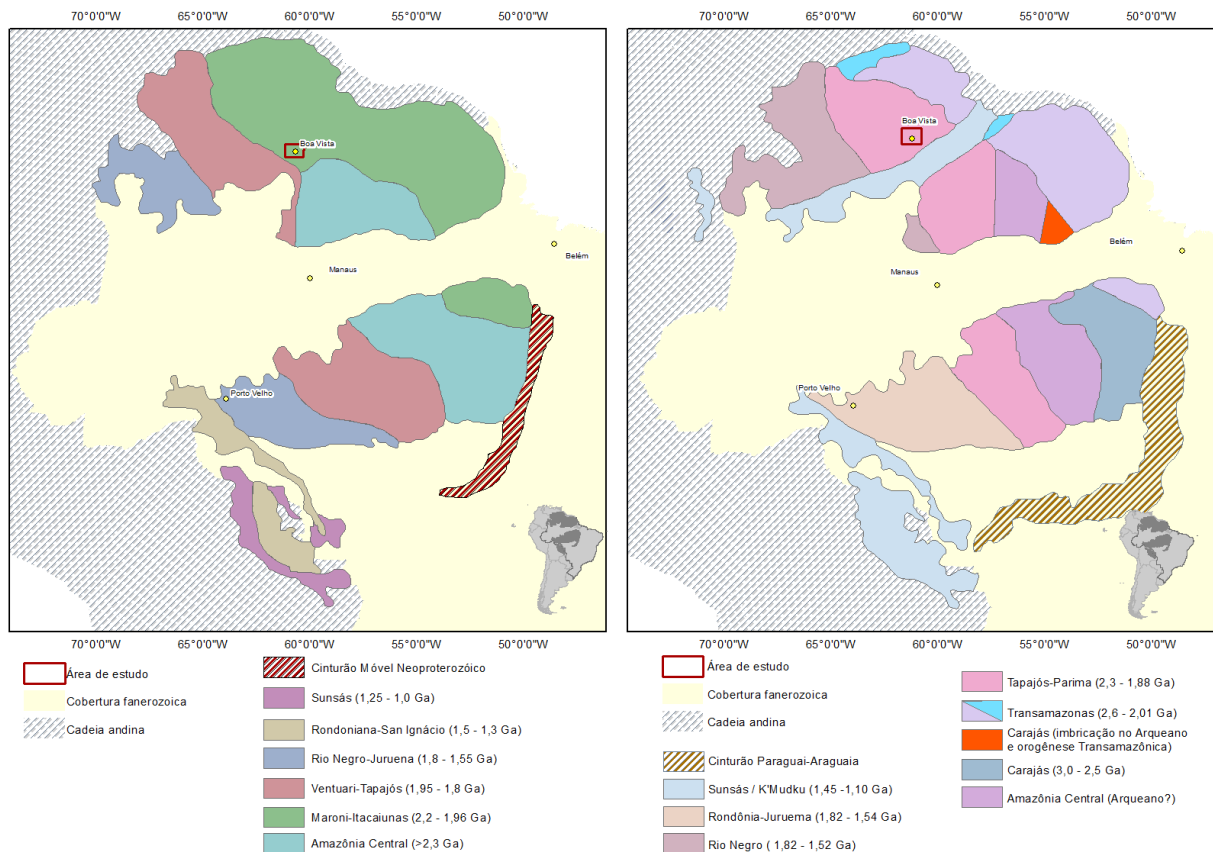


Figura 4 - Compartimentação tectônica do Cráton Amazônico, segundo o modelo mobilista de Tassinari e Macambira (2004) e Santos (2006).

2.2. LITOESTRATIGRAFIA REGIONAL

A partir da avaliação conjunta de grande acervo de informes de campo, cartas geológicas, produtos aerogeofísicos e de sensoriamento remoto, Reis e Fraga (1998) e Reis e Fraga (2000) identificaram de quatro principais domínios litoestruturais em Surumu: nordeste do Estado, constitui terrenos vulcano-plutônico-sedimentares com idade entre 1,98 e 1,78 Ga e direção WNW-ESE e E-W; Parima: terreno granito-*greenstone* na região noroeste, direção NWSE e E-W e idade entre 1,94 e 1,93 Ga; Guiana Central: cinturão de alto grau na porção central do Estado, com direção NE-SW e idade entre 1,94 e 1,93 Ga; segmentado pela associação AMG (anortosito/gabro-mangerito-granito rapakivi); Anauá – Jatapu: porção sudeste, direção NW-SE, NE-SW e N-S, constituído de terrenos granito gnáissico de idade entre 2,03 e 1,81 Ga (Reis et al., 2003). Ainda conforme Reis et al. (2003), esses domínios caracterizam-se por associações geológicas, idades e feições estruturais específicas (Figura 5).

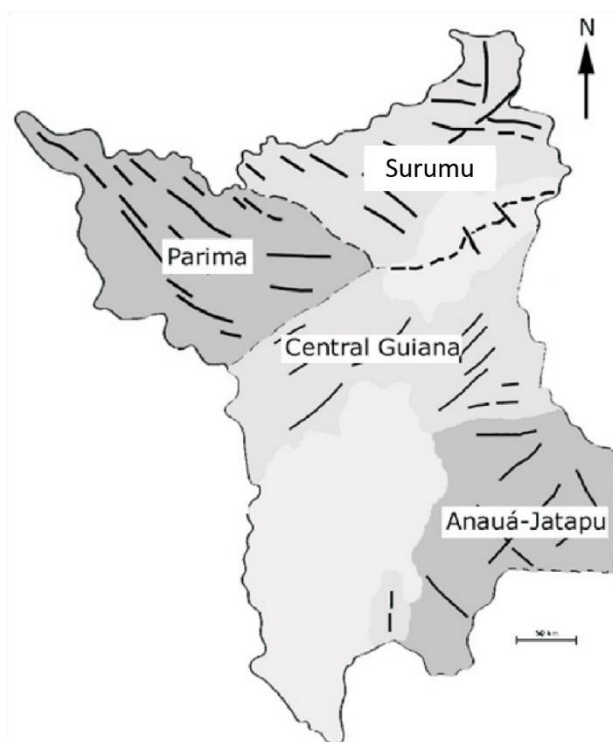


Figura 5 - Domínios Tectono-Estratigráficos ou Litoestruturais do Estado de Roraima modificado Reis et al. (2003).

2.2.1 Domínio Guiana Central

Este domínio abrange a porção centro-norte de Roraima, correspondendo ao Cinturão Guiana Central, responsável pela reativação do sistema de falhas presentes nessa região, em

ambiente extensional, ocasionando a colocação do rifte Tacutu (Eiras e Kinoshita, 1988; Kroonenberg, 1976). Os lineamentos estruturais deste domínio possuem orientação NE-SW nos quais perfazem as unidades litológicas do Paleo e Mesoproterozoico. Rochas ortognaissicas e metagranitoides, gnaisses kinzigíticos calcissilicáticos e metacherts de fácies granulito, além dos metamorfitos de alto grau foram reunidas respectivamente na Suíte Metamórfica Rio Urubu, Suíte Metamórfica Murupu e no Grupo Cauarane (Fraga et al., 1999; Luzardo & Reis, 2001; Riker et al., 1999).

Os limites ao norte e sul do DGC estão recobertos pelas formações cenozoicas Boa Vista (Neogeno) e Areias Brancas (Pleistoceno Superior – Holoceno), além dos depósitos detrítico-lateríticos (Paleogeno) presente no limite entre os domínios Surumu e Guiana Central, sendo estes relacionados a reativações neotectônicas (Reis et al., 2003).

2.3 GEOLOGIA LOCAL

2.3.1 Suíte Metamórfica Rio Urubu

Anteriormente incluso no Complexo Kanuku, onde estavam presentes em um grupo de rochas, em sua grande maioria, paraderivadas, a Suíte Metamórfica Rio Urubu engloba um conjunto de biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses predominantes aos quais integram duas proeminentes faixas ao longo do Cinturão Guiana Central (CGC), além de subordinadas lentes de hiperstênio gnaisses e leucognaisses (Berrangé, 1973; CPRM, 1999).

Os dados geocronológicos disponíveis para os ortognaisses Rio Urubu dispuseram idades U-Pb em zircão correspondentes a 1.944 ± 10 Ma, 1.943 ± 7 Ma, 1.921 ± 15 Ma e 1.911 ± 13 Ma (Gaudette et al. 1997). Por meio do método Pb /Pb por evaporação, foi determinada uma idade de 1.966 ± 37 Ma em um ortognaisse tonalítico (Fraga et al., 1997). A geoquímica dessas rochas indica uma improvável correspondência com suítes calci-alcálicas expandidas de arcos magmáticos modernos, mesmo que parte seja comparável à granitos tipo I, onde dessa forma, sugeriu-se o retrabalhamento de fontes crustais com assinatura de subducção na geração magmática (CPRM, 1999; Fraga, 2002).

2.3.2 Bacia do Tacutu

O rifte intracontinental do Tacutu, situado na fronteira norte entre o Brasil e Guiana, está implantado sobre a Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas, em uma direção NE-SW, ao qual

constitui o conjunto de províncias tectônicas que constituem o Cráton Amazônico e desenvolveu-se na área central do Escudo das Guianas (Cordani et al., 2000; Vaz et al. 2007). O gráben estende-se por cerca de 300 km de comprimento, apresenta largura de 30 a 50 km, mais de 7 km de espessura e uma área com cerca de 12.500 km² (Eiras et al. 1994).

Foram reconhecidas e descritas seis seqüências de depósitos vulcânicos, constituída predominantemente por basaltos, e sedimentares na bacia, sendo elas: duas formações pré-rifte, a Formação Apoteri (seqüência J10) e Formação Manari (seqüência J20); três formações rifte, Formação Pirara (seqüência J30), Formação Tacutu (seqüência K10 – K30) e Formação Tucano (seqüência K40 – K60); e uma formação pós-rifte, Formação Boa Vista (seqüência N50-N60) (Vaz et al. 2007).

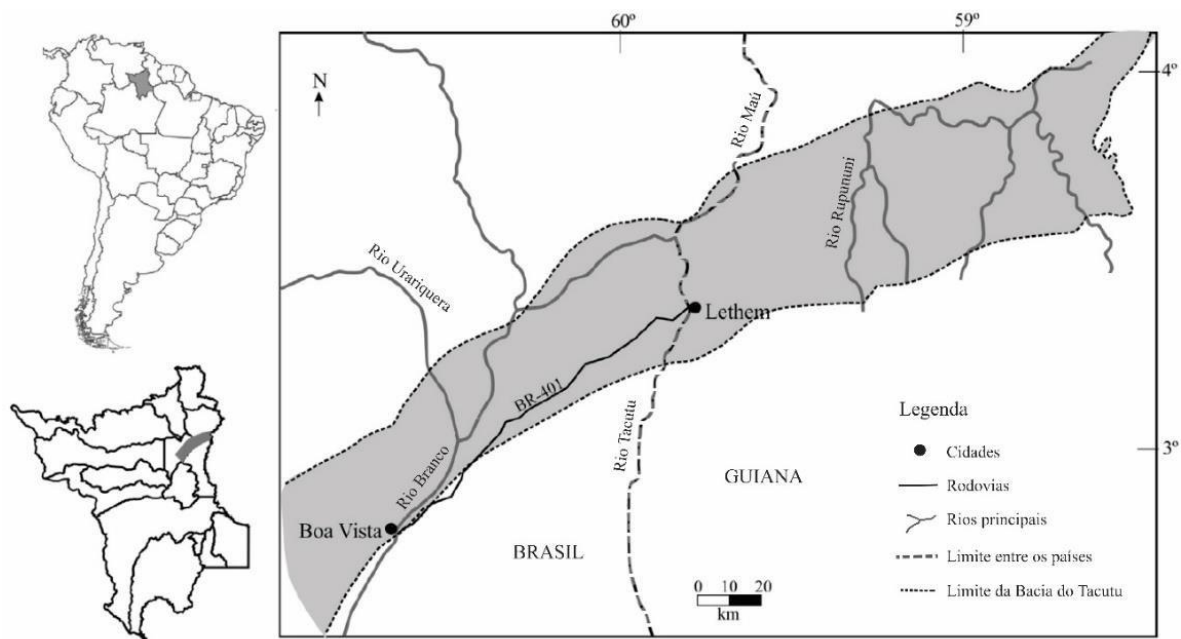


Figura 6 - Localização da Bacia do Tacutu modificado de Scaramuzza dos Santos et al. (2016).

2.3.2.1 Formação Apoteri

Relacionado à fase efusiva pré-rifte da Bacia do Tacutu, a Formação Apoteri (seqüência J10) representa um período de extensão inicialmente imposta à crosta continental devido aos movimentos do manto superior ocasionados pelos mecanismos de desmembramento do assoalho oceânico do Atlântico Norte, no qual sucedeu o Episódio Tacutu, caracterizado como um evento de maior amplitude e profundidade, dando origem ao rifte North Savannas – Tacutu (Berrangé e Dearnley, 1975; Singh, 1974). O estabelecimento da Formação Apoteri ocorreu no

Sinemuriano - Jurássico Inferior, a uma idade de 200 Ma determinada pelo método Ar-Ar (Marzoli et al 1999). Outros dados geocronológicos forneceram idades de 135 Ma pelo método Ar-Ar em uma amostra de basalto toleítico e $149 \pm 0,3$ Ma também pelo método Ar-Ar em um andesito (Leal et al., 2000; Reis et al., 2006).

A Formação Apoteri é representada por basaltos toleíticos de coloração cinza-escuros a esverdeados, em geral oxidados, de granulação muito fina a afanítica, aspecto conchoidal quando fragmentados, padrão de juntas ortogonais e estruturas de ambientes subaquosos denominado *pillows* (Vaz et al. 2007).

2.3.2.2 Formação Manari

A Formação Manari (sequência J20), também equivalente à fase pré-rifte da bacia, iniciou com a deposição de material clástico fino sobre uma depressão causada pelo resfriamento da Formação Apoteri, encontra-se de forma discordante com a mesma e abrange uniformemente todo o gráben (Vaz et al. 2007; Eiras e Kinoshita, 1988; Eiras e Kinoshita, 1990). Essa formação tem seu ambiente configurado como sedimentar lacustre, caracteriza sua composição litológica por siltitos, folhelhos, subordinadamente calcissiltitos e dolomitos, e por meio de datações bioestratigráficas inferiu-se uma idade neojurássica (Eiras et al. 1994).

2.3.2.3 Formação Pirara

A Formação Pirara (sequência J30) representa a fase rifte, possui contato discordante com a Formação Manari e fora depositada ao mesmo tempo em que ocorria o início de movimentos distensivos (fase rifte passivo) sob condições de clima árido (Vaz et al. 2007; Eiras e Kinoshita, 1988). A composição litológica dessa formação inclui halitas nas porções mais centrais da bacia, intercalação de folhelhos lateralmente, siltitos e carbonatos, aos quais foi inferida idade Neojurássica, pois os dados bioestratigráficos não foram conclusivos (Vaz et al. 2007).

2.3.2.4 *Formação Tacutu*

A Formação Tacutu (sequência K10 – K30) corresponde a fase rifte depositada ao decorrer de um progressivo decréscimo no movimento distensivo, encontra-se em contato discordante com a Formação Pirara, possui como característica siltitos castanhos-escuros a avermelhados, calcífero, argiloso, com laminação plano-paralela ou de baixo ângulo, e secundariamente ocorrem arenitos, carbonatos e folhelhos, e os estudos palinológicos inferiram uma idade pertence ao Eocretaceo (Vaz et al. 2007; Van Der Hammen & Burguer, 1966).

2.3.2.5 *Formação Tucano*

A Formação Tucano (sequência K40 – K60) constitui a fase rifte, originada através da diminuição dos esforços tectônicos e da taxa de subsidência, onde instituiu-se um sistema flúvio-deltaico em condições de clima árido, dando o encerramento da fase rifte da bacia (Vaz et al., 2007; Reis et al. 1994; Eiras e Kinoshita, 1988). A litologia dessa formação é composta por arenitos castanhos de médios a grossos com a presença de seixos gradando ao topo para arenitos róseos-esbranquiçados, caulínicos e friáveis, apresentando estratificação cruzada (Vaz et al. 2007).

2.3.2.6 *Formação Boa Vista*

A sequência do Neógeno que representa a fase pós-rifte (sequência N50-N60) teve sua deposição ao fim do Pleistoceno, a partir de ambientes continentais fluvial, lacustre e eólico, recobrando de forma discordante as rochas da Formação Tucano, Formação Tacutu e Formação Apoteri (Vaz et al., 2007; Eiras et al., 1994). Os depósitos neógenos dessa sequência são subdivididos em duas unidades distintas separadas por uma discordância angular: a Formação Boa Vista, intervalo inferior cuja sedimentação é resultante dos processos de reativação de estruturas regionais e restringe-se a área do gráben Tacutu e a Formação Areias Brancas, onde os depósitos excedem os limites do gráben e recobrem as rochas pré-cambrianas circunvizinhas (Reis et al., 2001).

2.4 MAGMATISMO BASÁLTICO NA ABERTURA DO ATLÂNTICO CENTRAL

Os episódios de rifteamento são as principais características da progressiva ruptura e fragmentação do supercontinente Pangea. O primeiro episódio de rifte continental passivo nessa

região ocorreu durante o Carbonífero Superior e Permiano, no qual levou a formação do Neo-Tethys, oceano este que posteriormente juntaria-se ao proto Atlântico Norte (Frizon de Lamotte et al. 2015; Zolnerkevic, 2016). A desintegração da Pangea resultou em dois aspectos importantes para a sua subsequente evolução, sendo o primeiro deles, responsável pelo rifteamento passivo, ocorrido no Triássico, resultando na Província Magmática do Atlântico Central (*CAMP*) de 200 Ma, e no rifteamento passivo e na sequência ativo do Cretáceo Inferior entre as Grandes Províncias Ígneas do Paraná-Etendeka de 135 Ma (Frizon de Lamotte et al., 2015).

Mediante ao soerguimento termal e movimento rotacional em sentido horário, sucedeu a divergência entre a América do Norte e a África durante o Triássico Superior e o Jurássico Inferior, desencadeando a abertura do Atlântico Central, considerada esta a primeira parte do Atlântico a sofrer o processo de abertura crustal (Frizon de Lamotte et al., 2015; Burke, 1976; Favre & Stampfli, 1992; (Nirrengarten et al., 2018)). O sucessivo desenvolvimento da fragmentação e divisão crustal foi decisivo para a colocação das bacias de margem continental no Brasil e formação do oceano Atlântico Sul com notáveis assimetrias, levando em consideração conceitos tectono-físicos, que discorrem sobre um estiramento litosférico e adelgaçamento da crosta no decorrer da fase rifte com posterior subsidência termal associada ao resfriamento da anomalia térmica na astenosfera (CPRM, 2003; McKenzie, 1978)).

Embora haja estudos quanto a dinâmica dos mecanismos de rifteamento e instauração das províncias basálticas continentais hoje conhecidas, em especial a Província Magmática do Atlântico Central, ainda há controvérsias e pouco conhecimento quanto aos aspectos de formação e consequências desta em questão. Considerando a ampla distribuição da sua ocorrência em diversos continentes nos arredores do Oceano Atlântico, entre eles a América do Sul (Figura 7), atribuiu-se uma divisão para as rochas toleíticas relacionadas ao *CAMP* de acordo com o teor de TiO_2 apresentado nas rochas, sendo assim: baixo-Ti com valores que variam de 0.6 – 0.9 %, intermediário-Ti com valores entre 0.9 – 2.0 % e alto-Ti com valores >3 % (McHone, 2003).

No Brasil, os basaltos relativos às ocorrências da *CAMP* estão difundidos em áreas cratônicas do Arqueano – Paleoproterozóico e em bacias do Proterozóico Superior ao Paleozoico entre derrames basálticos, diques e soleiras de composição toleítica localizados no Amapá, Amazonas, Maranhão e Roraima, nos quais possuem composição similar as rochas magmáticas da *CAMP* na América do Norte e oeste da África, alternando de basaltos toleíticos

a andesítico com baixas concentrações de TiO_2 (Marzoli et al., 1999; Klein et al., 2013; De Min et al., 2003).

Muito se discute sobre os modelos geodinâmicos de rifteamento e magmatismo do Mesozoico, normalmente referentes às plumas mantélicas de larga escala, ocasionando um padrão de diques ao redor do rifte inicial (May, 1971; Morgan 1983; Hill, 1991; Wilson, 1997). Entretanto, diversos problemas foram encontrados quanto a esse mecanismo de plumas, entre eles, a longa duração do rifteamento e o tempo de magmatismo não serem bem correlacionáveis entre si e a geometria do vulcanismo ser linear, ao invés de domo ou radial, o que difere na configuração de rifteamento e magmatismo entre o oceano Atlântico Norte e o oceano Atlântico Sul e, portanto, sugere-se um processo de rifteamento progressivo por meio de zonas lineares de ressurgência do manto que coalesceram gradualmente nos dorsais meso-oceânicas modernas (Holbrook & Kelemen, 1993; McHone, 2000).

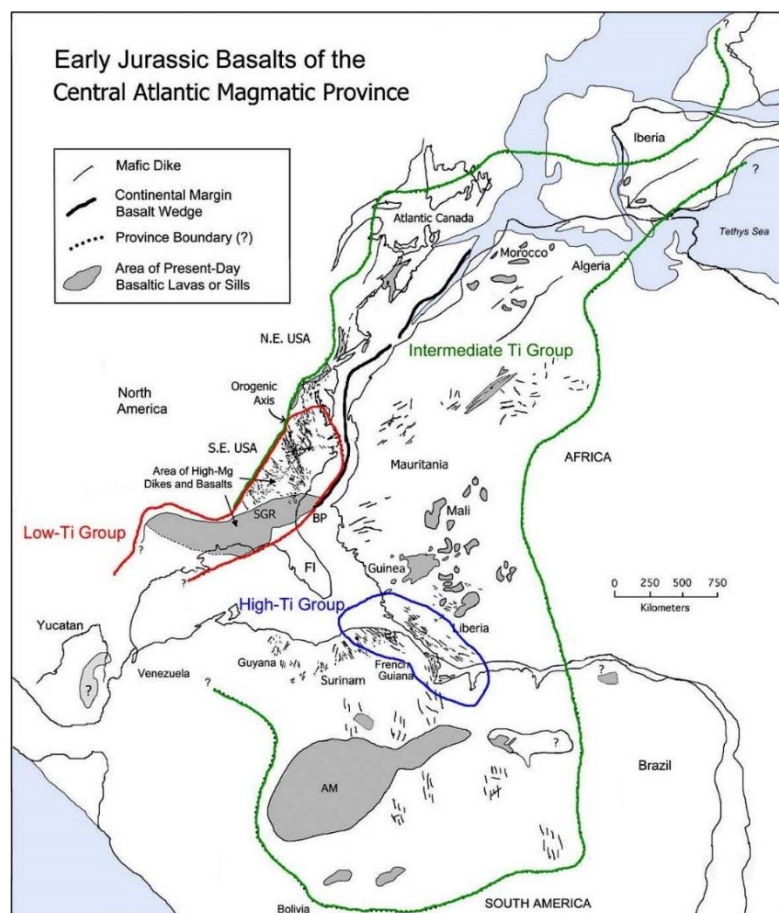


Figura 7 - Distribuição das ocorrências dos basaltos da Província Magmática do Atlântico Central e sua divisão de acordo com os teores de TiO_2 modificado de McHone (2000).

No estado de Roraima, um recente estudo desenvolvido por Pinto et al. (2017), aponta que os derrames e diques basálticos da Formação Apoteri apresentam características

geoquímicas típicas das rochas da Província Magmática do Atlântico Central (*CAMP*), onde suas assinaturas são expressas em dois grupos distintos com intermediário e baixo conteúdo de TiO_2 , indicando suas características de toleíto continental enriquecido em LILE e LREE, sendo estas interpretadas como um indicativo de fonte de manto subcontinental enriquecido afetado pelo metassomatismo relacionado a antigos processos de subducção.

CAPÍTULO 3 – ARTIGO CIENTÍFICO

CONTRIBUTION TO PETROGENESIS OF THE JURASSIC BASALTIC MAGMATISM FROM THE TACUTU CONTINENTAL RIFT, AMAZONIAN CRATON, BRAZIL

Steffanie Loislen de Sousa Oliveira^{1*}, Valmir da Silva Souza¹, Stélio Soares Tavares Júnior², Reinhardt Adolfo Fuck¹

1. Geoscience Institute, University of Brasília, Brasília, Brazil
2. Geoscience Institute, Federal University of Roraima, Boa Vista, Brazil

* Author's address: steffanie_oliveira@hotmail.com

Abstract.

The Tacutu continental rift located on the border between Brazil and Guyana is related to the Central Atlantic Ocean opening. On the Brazilian side, during to pre-rift stage, basaltic vulcanism (Apoteri Formation) associated with a fluvial-deltaic system occurred within a magma-poor rift domain. At least two magmatic pulses have been recorded (Ap1 and Ap2), which have subalkaline basalt to basalt-andesite composition, as well as a low-Ti CAMP and continental geochemical signatures. However, Ap1 display aphanitic to fine porphyritic texture, while Ap2 has notable vesicular textural feature. Ap1 has low MgO, high Ti, Zr and REE, while Ap2 has high Mg, low Ti Zr, and REE. Geochemical and isotopic (negative ϵ_{Nd} values) indicators point to different rates of differentiation and crustal contamination between Ap1 and Ap2, probably related to crustal residence time. The variations in depth/depocenters, interior blocks architecture (horst-graben) and fault movements rates controlled the volume and emplacement moment of the basaltic magmatic pulses during the Tacutu rifting. On the Brazilian side, the Apoteri basaltic volcanism had sub-aerial characteristics, with some degree of explosivity and fragmentation during the Ap2 pulse, associated with a fluvial-deltaic system, while on the Guyana side occurred mainly underwater volcanism associated with a deltaic-marine system.

Keywords. Tacutu rift, basaltic magmatism, Apoteri Formation, continental breakup.

1. INTRODUCTION.

The initial stages of continental rift construction are usually marked by the association of siliciclastic sedimentary sequences and basaltic magmatism as results of a lithospheric extension process linked to action of mantle plumes (Ruppel 1995; Buck et al. 1999; Corti 2009; Pirajno & Santosh 2015). Modern global tectonics concepts have proposed different mechanisms to explain the evolution of the internal rift architecture on the extended lithosphere, whose tectonic fabrics control the ratios between the different volumes of sedimentation and magmatism produced (Corti 2012; Huisman & Beaumont 2014; Koptev et al. 2018; Zwaan et al. 2018; Petri et al. 2019). In this geological context, the petrological investigation on the basaltic magmatism has provided indirect information about lithospheric extension rate, degree of crust-mantle interaction, chronology and magmatic evolution during the syn-rift stage of the continental breakup (*e.g.*, Lebedev et al. 2006; Giordano et al. 2014; Smets et al. 2016; Furman et al. 2016; Zhao et al. 2020).

The northernmost region of the Amazonian craton, on the border between Brazil and Guyana (Fig. 1), hosts a rift-type linear tectonic feature named Tacutu (May 1971; Berrangé & Dearnley 1975), which has been related to continental breakup in response to the Central Atlantic Ocean opening process during the Mesozoic (Crawford et al. 1985; Marzoli et al. 1999; McHone 2000; Biari et al. 2017; Loparev et al. 2021; Figueiredo et al. 2022). The Tacutu rift presents a hemi-graben type internal architecture, with the basaltic magmatism related to syn-rift phase associated with fluvial-lacustrine sedimentary sequences (Marzoli et al. 1999; Eiras et al. 1994; Reis et al. 2006; Vaz et al. 2007). This

basaltic magmatism host subaerial and local subaqueous features, presents basalt to basaltic-andesite composition, sub-alkaline and continental tholeiitic to calc-alkaline geochemical signature, and is marked by at least two magmatic pulses (Vaz et al. 2007; Pinto et al. 2017). The available geochronological data, applied K-Ar and Ar-Ar methods, point to these basaltic magmatism ages between 200 - 150 Ma (Marzoli et al. 1999; Reis et al. 2006). However, Figueiredo et al. (2022), based on isotopic geology data (U-Pb and Sm-Nd) from the Roraima Alkaline Province, proposed that the basaltic floods related to the Tacutu extensional tectonic event occurred 153 – 135 Ma.

In this paper, we present complementary data on petrography and geochemistry, as well as unpublished data on mineral chemistry and isotopic geology (Sm-Nd and Sr-Sr) on the basaltic magmatism inserted in the Apoteri Formation and related to Tacutu syn-rift phase. The results enable us to some petrogenetic inferences about the magmatic contamination rate linked to interactions between the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) and the old Archean-Paleoproterozoic continental crust during upwelling and intrusion episodes.

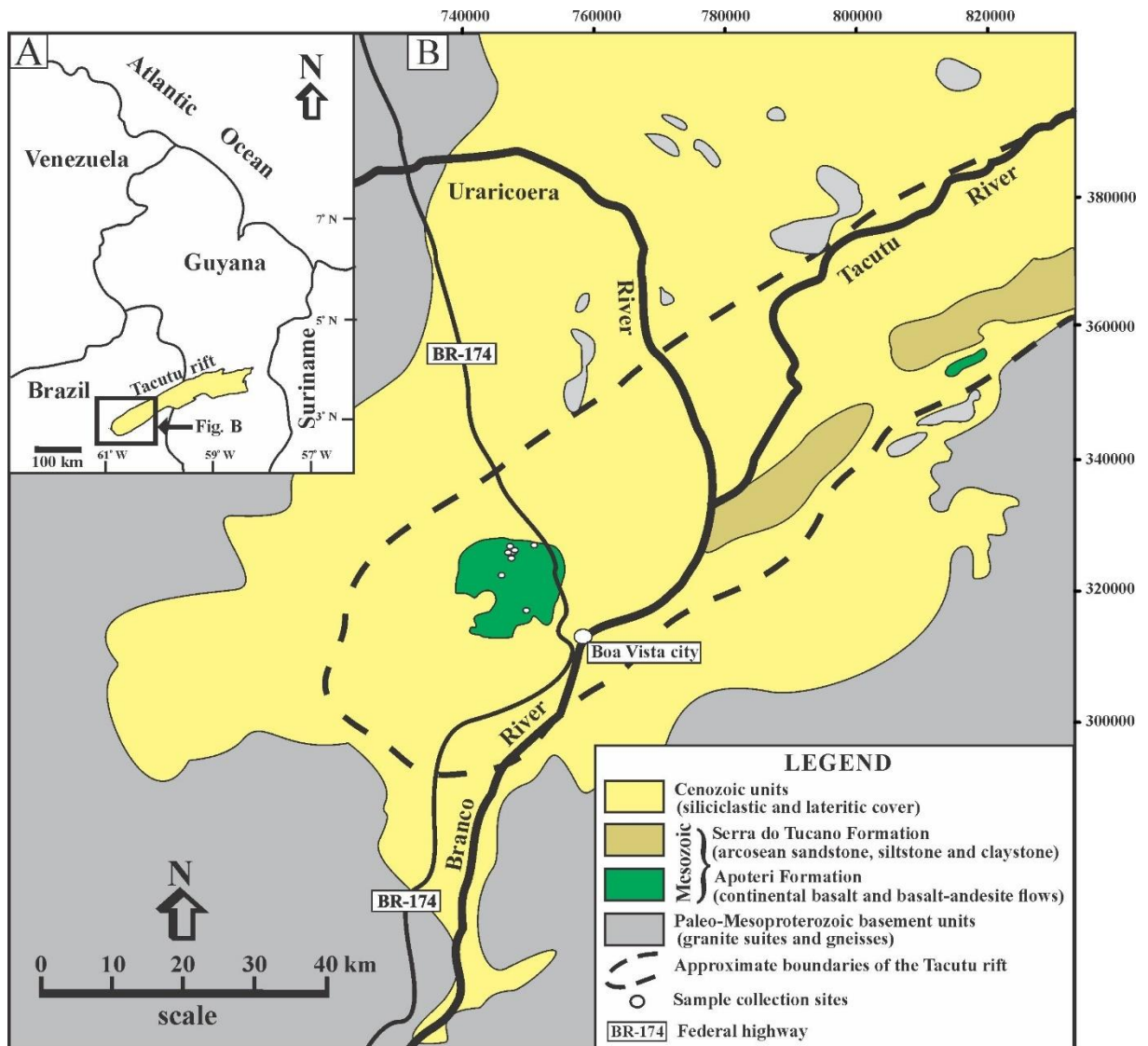


Figure 1. A) Geographic location of the Tacutu continental rift on the border between Brazil and Guyana; B) Simplified regional geological with Mesozoic Tacutu rift on the Brazil side (Modified from CPRM 2022).

2. METHODS.

This research involved petrographic, mineral chemistry and isotopic geology analyses that were carried out in laboratories at the Geosciences Institute of the University of Brasília, Brazil, while that the whole-rock geochemistry data was performed at the Australian Laboratory Services (ALS®), Australia.

The conventional petrography and mineral chemistry studies were performed on polished thin sections. The punctual chemical analyses on pyroxene crystals used a JEOL® JXA-8230 Electron Probe Microanalyzer (EPMA). The wavelength-dispersive system (WDS) operated with acceleration voltage of 15 kV, a beam current of 10 nA and counting time of 10 s. The standards used for calibration were the natural and synthetic minerals: microcline (Si, Al and K), andradite (Fe and Ca), albite (Na), forsterite (Mg), vanadinite (V), pyrophanite (Ti and Mn), barite (Ba), synthetic Cr₂O₃ (Cr) and NiO (Ni), while the Ti and V analysis used the α lines.

The Sm-Nd and Sr-Sr analyses used the standard configuration adopted by Isotopic Geology laboratory at the University of Brasília. For Sm-Nd analysis was used a Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS) equipment following the methodology described by Gioia & Pimentel (2000). Whole-rock powders (ca. 50 mg) were mixed with a ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Sm and Nd extraction of whole-rock samples followed conventional cation exchange techniques, using Teflon columns containing LN-Spec resin (di-(2-ethylhexyl) phosphoric acid (HDEHP) supported on PTFE powder. Sm and Nd samples were loaded on re-evaporation filaments of double filament assemblies and the isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan MAT 2. For Sr-Sr analysis a 0.5 ml-aliquot from the Sm-Nd solutions was directly loaded onto Teflon® columns containing approximately 83 mg of Eichrom® Sr-Spec resin (50–100 μ m) to separate the Sr fraction from the matrix. Sr isotope measurements were performed using a Thermo Scientific TRITON™ Plus Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) operating in the static multi-collector mode. The average ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtained for the NBS-987 standard was 0.710257 ± 0.000007 (2σ ; $n = 9$), consistent with the recommended ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.71025 of the Thirlwall (1991), with the initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios/samples were calculated using the ⁸⁷Rb decay constant 1.393×10^{-11} year⁻¹ (Nebel et al. 2011).

The geochemical analysis used analytical instrumentation set applying ICP-OES to obtain major and minor elements and ICP-MS for traces and rare earth elements. Lithium metaborate/lithium tetraborate was added to the pulverized sample and then melted at 1000° C to form a melt that was cooled and dissolved in an acidic mixture containing nitric, hydrochloric and hydrofluoric acids. On the other hand, the loss on ignition (LOI) was determined using 1.0 g of sample previously weighted, heated at 1000° C for 1 h, cooled, and then weight again.

3. GEOLOGICAL SETTING.

The border region between Brazil and the Guyana (State of Roraima, on the Brazilian side more specifically) hosts a varied and complex Paleo- to Mesoproterozoic lithostratigraphy, distributed within different tectonic and geochronological domains (CPRM 1999; Delor et al. 2003; Reis et al. 2003; Santos et al. 2003; Almeida et al. 2007; Fraga et al. 2009; Reis et al. 2013), which are part of the geochronological province named Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira 1999) or Tapajós-Parima (Santos et al. 2000). The Tacutu continental rift is located in the northeastern portion of the so-called Central Guyana domain, which shows a NE-SW structural trend and gathers para- and orthogneiss, migmatites, metagranitoids, anorthosite-mangerite-charnockite-rapakivi granite suite (*AMCG-type*), as well as metamafic-ultramafic rocks. In general, these lithologies are aged from 1.96 Ga to 1.53 Ga (Fraga 2002; Reis et al. 2003, 2013; Fraga et al. 2009; Heinonen et al. 2012).

The Tacutu linear extensional structure has a SW-NE direction that extends from Brazil to Guyana for about 300 km in length (Fig. 1), with 30 to 50 km in width and more than 7 km in thickness,

composing an area of about 12,500 km² (Eiras et al. 1994). On the Brazilian side, regional lithostratigraphic units related from pre- to post-rift stages have been recognized.

The pre-rift stage is represented by the regional units named Apoteri and Manari formations. The basaltic magmatism, here studied, is inserted in the Apoteri Formation, which has basaltic to basaltic-andesitic composition, sub-alkaline and continental tholeiitic to calc-alkaline geochemical signature with estimated age between 200 – 135 Ma (Berrangé & Dearnley 1975; Marzulli et al. 1999; Reis et al. 2006; Pinto et al. 2017; Figueiredo et al. 2022). This magmatism has been interpreted as a result of the asthenospheric uplift related to mantle plumes during the opening of the central Atlantic ocean in the Triassic-Jurassic, accompanied by fracturing and consumption of the lithosphere base, with the basaltic magmatism produced invading the lithosphere in the form of dikes and sills, and ending with subaerial to subaqueous fissure flows in distinct magmatic pulses, marked by the presence of bubbles, columnar disjunction and pillow lavas features (Eiras & Kinoshita 1990; Eiras et al. 1994; Vaz et al. 2007; Pinto et al. 2017; Loparev et al. 2021; Figueiredo et al. 2022).

The Apoteri Formation is discordantly covered by the *siliciclastic rocks of the Manari Formation*, represented by siltstones, shales and dolomitic lenses related to lacustrine environment and with an inferred Neo-Jurassic age (Eiras & Kinoshita 1990; Eiras et al. 1994). The transition between pre-rift and active rift stages is marked by crustal stretching with normal mega-faults (graben-host architecture) controlling the rifting and favoring a set of erosional discordant contact. At this stage occur halite and gypsum lenses interspersed with shales, siltstones, and pyrite marls from the Pirara Formation, followed by calciferous siltstones, sandstones, carbonates, and shales from Tacutu Formation, and finishing with kaolin sandstones from Tucano Formation. This stage has been interpreted as a fluvial-deltaic type system under arid to semi-arid climate conditions during Late Jurassic to Neo-Cretaceous (Eiras & Kinoshita 1990; Eiras et al. 1994; Vaz et al. 2007, Castro et al. 2021).

At the Late Cretaceous, crustal stretching decreases and rifting stabilizes, but during to Miocene, transcurrent movements related to the convergent dynamics of the Cocos, Nazca and Caribe tectonic plates, results in folds and inverse faults inside the Tacutu extensional structure (Eiras & Kinoshita 1988). Finally, in the post-rift stage, a thick siliciclastic sequence from the Neogene Boa Vista Formation, related to fluvial, lacustrine, and aeolian continental systems, cover the limits of the Tacutu rift and part of the basement rocks (CPRM 1999; Eiras et al. 1994; Milani & Thomaz Filho 2000; Reis et al. 2001, Menezes et al. 2020).

4. LOCAL GEOLOGY.

On the Brazilian side, records of Apoteri basaltic magmatism occur in the form of effusive flows and dikes that can be observed mainly in some small topographic elevations known as Serra Nova Olinda and Morro Redondo (Reis et al. 2006; Pinto et al. 2017). In this paper, we present information only from Serra Nova Olinda, located around of the Boa Vita city (Fig. 1), which has excellent exposures of Apoteri basaltic magmatism mainly in the mining front for crushed basalt stone of the Granada Company (Fig. 2A).

In this place, two basaltic magmatic pulses can be observed (Fig. 2B and 2C), thus confirming the observations reported by Pinto et al. (2017). The first magmatic pulse (Ap1) has around 2m in thickness and greenish gray color, aphanitic to fine porphyritic textural arrangement marked by tabular plagioclase phenocrysts immersed in an aphanitic matrix, containing frequent fracture/venules filled with chalcedony and carbonates. On the other hand, the second magmatic pulse (Ap2) is around 1,5m thick and covers Ap1. The Ap2 displays vesicular textural arrangement formed by sub-rounded and irregular cavities, with a diameter between 2-15 mm and filled with zeolites, carbonates and quartz/chalcedony, immersed in an aphanitic to fine porphyritic matrix. Bubbles (vesicular) coalescence are observed features in base of Ap2 layer, favoring the formation of irregular centimetric cavities (Fig. 2D).

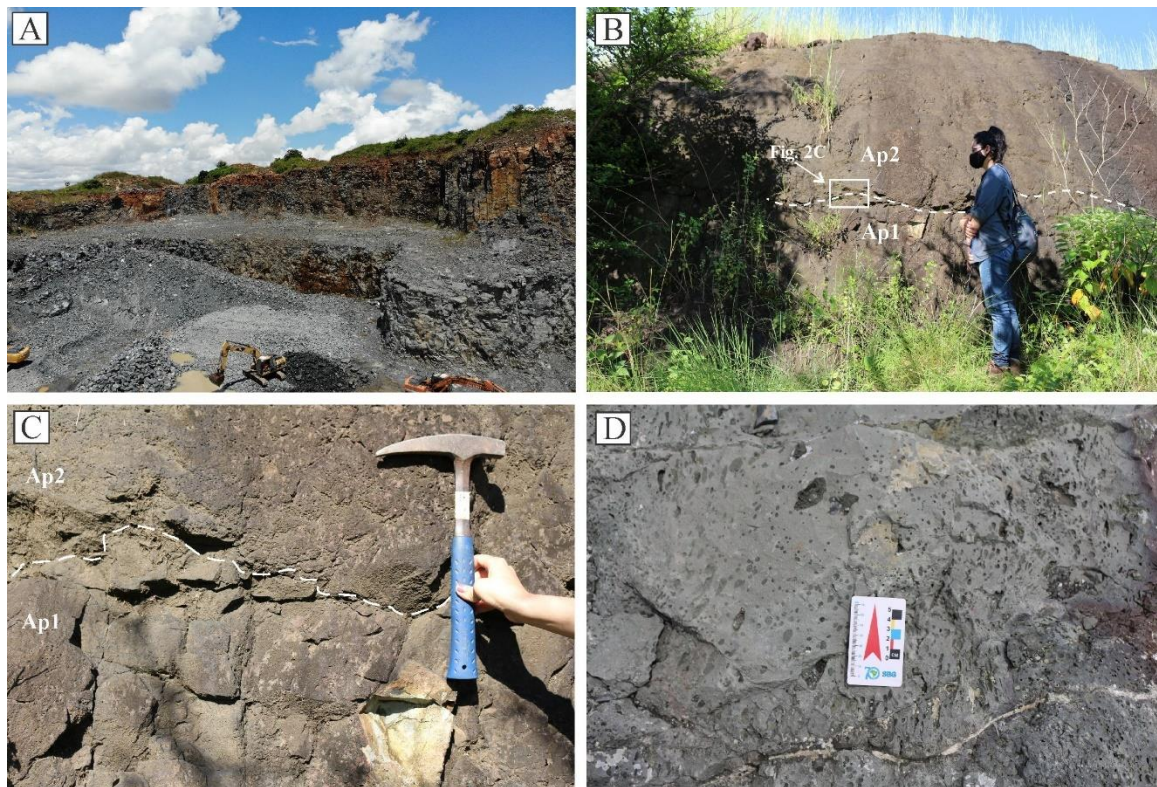


Figure 2. Outcrops of the Apoteri basaltic rocks. A) Open pit mine for crushed basalt stone of the Granada Company; B) Field relationship between the two Apoteri basaltic pulses; C) Geological contact detail between the two Apoteri basaltic pulses; D) Bubbles enrichment and coalescence zone of the Ap2 basaltic pulse.

5. PETROGRAPHY.

In general, Ap1 and Ap2 present mainly a porphyritic micro-texture formed by plagioclase (An_{47-57}) phenocrysts embedded in fine matrix with ophitic to sub-ophitic micro-texture, but, occasionally, plagioclase phenocrysts in *glomeroporphyritic* microtexture can be observed (Figs. 3A and 3B). The phenocrysts make up less than 10% of the modal contents, displays euhedral to subhedral prismatic in shape, between 0.5 and 1 mm long, regular albite twinning, with a weak oscillatory zoning and partially *saussuritized* (replacement by a fine-grained aggregate of epidote, carbonate, sericite). The matrix is mainly composed of random plagioclase laths in mesh-like arrangement with clinopyroxene and olivine interstitial subhedral crystals, as well as scattered subhedral to anhedral crystals of ilmenite, magnetite, pyrite, apatite, quartz, and Fe oxi-hydroxides as accessory minerals. Rarely, clinopyroxene subhedral phenocrysts with a size between 0.3-0.6 mm in *glomeroporphyritic* micro-texture also can be observed. In general, clinopyroxene and olivine show different stages of replacement to tremolite-actinolite, chlorite and serpentine aggregates.

On the other hand, in the vesicular texture from Ap2, the cavities have an internal zoning similar to geodes (Figs. 3C and 3D), marked mainly by a cortex-type external zone mainly formed of chlorite microcrystalline aggregates followed of zeolites, carbonates, chlorite, white-mica, clay minerals, pyrite, and quartz/chalcedony in fibro-radial crystals aggregates occupying the central portion. Some cavities still have vugs in side. Pinto et al. (2017) also reports the presence of agate, opal, malachite, chalcopryrite and bornite filling vesicles.

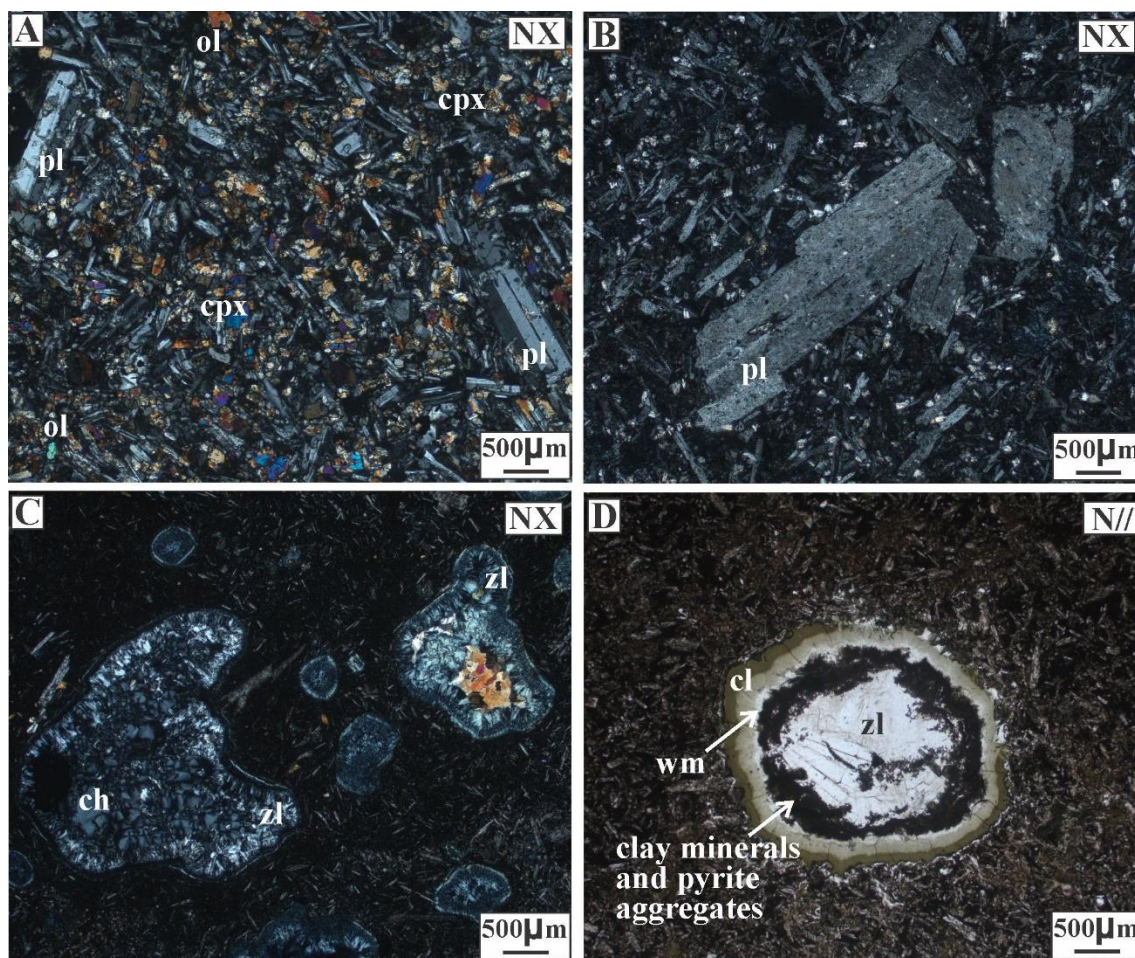


Figure 3. Petrographic features of the Apoteri basaltic rocks. A) Ophitic to sub-ophitic common micro-textural arrangement marked by plagioclase phenocrysts embedded in fine matrix with clinopyroxene and olivine interstitial; B) Plagioclase phenocrysts in *glomeroporphyritic* micro-texture embedded in fine matrix; C) Vesicles embedded in an ophitic to sub-ophitic micro-texture. Note the size variation of the vesicles, which may indicate some degree of coalescence of the volatile phase; D) Detail of the internal mineral zonation of the vesicles (The symbols: pl = plagioclase, cpx = clinopyroxene, ol = olivine, ch = chalcedony, cl = chlorite, zl = zeolite, wm = white-mica, NX = crossed nicols, N// = parallel nicols).

6. WHOLE-ROCK AND MINERAL CHEMISTRY.

The whole-rock geochemical data of the Ap1 and Ap2 basaltic lithotypes sampled are presented in Table 1 and discussed below.

In general, major and minor element contents vary in the following ranges: $\text{SiO}_2 = 50\text{-}54$ wt.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12\text{-}15$ wt.%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9\text{-}12$ wt.%, $\text{MgO} = 5\text{-}7$ wt.%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3\text{-}6$ wt.%, $\text{CaO} = 76\text{-}9$ wt.%, with TiO_2 , MnO , and $\text{P}_2\text{O}_5 \leq 1\%$, $\text{LOI} = 0.83\text{-}2.35$ wt.%, while $\text{Mg\#} = 45.73 - 59.04$. These lithotypes are still relatively enriched in Ba, Sr, V.

On the TAS-type classification diagram, the lithotypes are distributed among the basalt, basaltic andesite, and basaltic trachy-andesite sub-alkaline fields (Fig. 4A), with most samples plotted in the CAMP domain. However, on the Zr/TiO_2 x Nb/Y classification diagram, applying low mobility elements, the lithotypes cluster between sub-alkaline basalt and basaltic andesite fields (Fig. 4B). The alumina saturation index (Shand's index) is naturally metaluminous (Fig. 4C), but with variation in the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ molar ratio ($A/NK = 1.57\text{-}2.47$), indicating some degree of mobility and/or geochemical contamination. On the AFM classification diagram, these lithotypes are distributed on the boundary between the tholeiitic and calc-alkaline series (Fig. 4D), also indicating some degree of mobility and/or geochemical contamination.

Comparatively, the Ap1 lithology have high Si ($\text{SiO}_2 = 51.9 - 54 \text{ wt.}\%$), Ti ($\text{TiO}_2 = 1.24 - 1.36 \text{ wt.}\%$), low Mg ($\text{MgO} = 4.87 - 5.61 \text{ wt.}\%$) and Mg# number between 45.73 and 48.51, while the Ap2 lithology have low Si ($\text{SiO}_2 = 50.10 - 51.30 \text{ wt.}\%$), Ti ($\text{TiO}_2 = \leq 1 \text{ wt.}\%$), high Mg ($\text{MgO} = 7.21 - 7.32 \text{ wt.}\%$) and Mg# = 57.09 – 59.04. These geochemical characteristics are in accordance with the data reported by Pinto (2017).

Table 1. Whole-rock geochemistry of the Ap1 and Ap2 basaltic rocks from the Apoteri Formation.

CAPÍTULO 3 – ARTIGO CIENTÍFICO

Pulses	API						AP2	
Samples	SO-02	SO-23	SO-26	SO-27	SO-28	SO-29	SO-04	SO-20
SiO ₂ (%)	54.00	51.90	53.70	53.00	53.80	53.00	50.10	51.30
Al ₂ O ₃	13.85	13.60	13.75	12.90	14.00	13.85	14.80	15.25
TiO ₂	1.36	1.32	1.30	1.24	1.30	1.35	0.86	1.00
Fe ₂ O ₃	11.45	11.80	12.10	12.00	12.00	12.15	9.91	10.90
CaO	8.18	6.75	8.72	8.69	8.16	8.69	8.15	9.68
MgO	4.87	5.61	5.18	5.13	5.37	5.39	7.21	7.32
Na ₂ O	2.84	3.31	2.54	2.96	3.81	3.06	3.72	3.06
K ₂ O	1.85	2.96	1.28	0.75	0.73	0.83	1.04	1.06
MnO	0.18	0.19	0.18	0.17	0.19	0.2	0.17	0.18
P ₂ O ₅	0.16	0.18	0.18	0.16	0.17	0.17	0.09	0.14
LOI	1.68	2.00	0.83	1.51	1.65	1.81	2.35	1.51
Total	100.48	99.7	99.83	98.56	101.24	100.57	98.5	101.5
Ba (ppm)	291.00	406.00	282.00	237.00	181.01	248	172.01	227.00
Rb	83.91	154.00	46.40	34.32	41.40	48.62	65.40	55.20
Sr	207.00	165.5.	229.00	231.01	254.01	259.00	343.00	316.02
Hf	3.52	3.38	3.52	3.35	3.34	3.59	2.07	2.58
Cr	33.02	71.00	64.10	38.03	51.00	34.04	31.10	37.04
Cs	0.84	0.4	0.63	0.56	0.59	0.54	0.81	0.87
Nb	7.99	8.08	7.44	7.23	7.45	7.76	5.02	5.59
Ta	0.71	0.72	0.68	0.66	0.67	0.69	0.44	0.53
Th	3.11	3.12	2.95	2.89	2.88	2.97	1.69	1.92
Sn	2.31	1.82	2.11	2.00	1.94	1.95	1.51	1.40
U	0.81	0.72	0.67	0.72	0.72	0.73	0.46	0.46
V	352.01	340.03	344.02	326.02	346.00	353.01	286.03	300.02
Y	27.00	26.10	26.60	25.80	26.50	28.20	18.31	20.52
Zr	128.00	126.00	123.00	119.00	123.01	126.00	75.02	86.03
Pb	4.93	4.53	3.84	4.20	3.61	3.55	5.46	5.17
La	15.31	12.42	13.80	13.81	14.10	15.10	9.22	10.61
Ce	32.71	30.01	30.72	30.20	31.10	32.50	19.82	22.51
Pr	4.42	4.18	4.06	4.04	3.99	4.17	2.68	3.09
Nd	17.40	16.60	16.41	16.41	16.52	17.00	10.44	12.43
Sm	4.22	4.28	4.15	4.21	4.09	4.52	2.76	3.06
Eu	1.32	1.27	1.40	1.26	1.44	1.34	1.03	1.14
Gd	5.34	4.81	4.67	4.69	4.80	4.76	3.09	3.71
Tb	0.83	0.82	0.83	0.79	0.84	0.88	0.59	0.63
Dy	4.93	4.55	5.08	4.57	4.72	5.06	3.31	3.57
Ho	1.14	1.05	1.04	1.05	1.07	1.15	0.73	0.84
Er	3.07	2.64	3.06	2.98	2.67	3.14	2.03	2.16
Tm	0.54	0.46	0.38	0.45	0.40	0.45	0.35	0.36
Yb	2.77	2.40	2.49	2.48	2.68	2.65	1.78	1.98
Lu	0.47	0.43	0.39	0.38	0.36	0.43	0.31	0.33
Na ₂ O+K ₂ O	4.69	6.27	3.82	3.71	4.54	3.89	4.76	4.12
Mg#	45.73	48.51	45.89	45.86	47.00	46.78	59.04	57.09
A/NK	2.07	1.57	2.47	2.27	1.98	2.33	2.04	2.46
La _N + Ce _N	89.82	77.12	82.51	81.89	83.97	88.93	54.18	62.04
Tm _N + Yb _N	28.68	25.68	23.64	25.75	25.16	26.56	19.31	20.58
La _N /Sm _N	2.28	1.82	2.09	2.06	2.16	2.10	2.09	2.17
Gd _N /Yb _N	1.55	1.61	1.51	1.52	1.44	1.44	1.40	1.51
Eu/Eu*	0.27	0.27	0.31	0.28	0.32	0.28	0.35	0.33
Nb/La	0.52	0.65	0.53	0.52	0.52	0.51	0.54	0.52
La/Nb	1.91	1.53	1.85	1.90	1.89	1.94	1.83	1.89
La/Ba	0.05	0.03	0.04	0.05	0.07	0.06	0.05	0.04
Ce/Pb	6.67	6.66	8.07	7.19	8.63	9.28	3.66	4.41

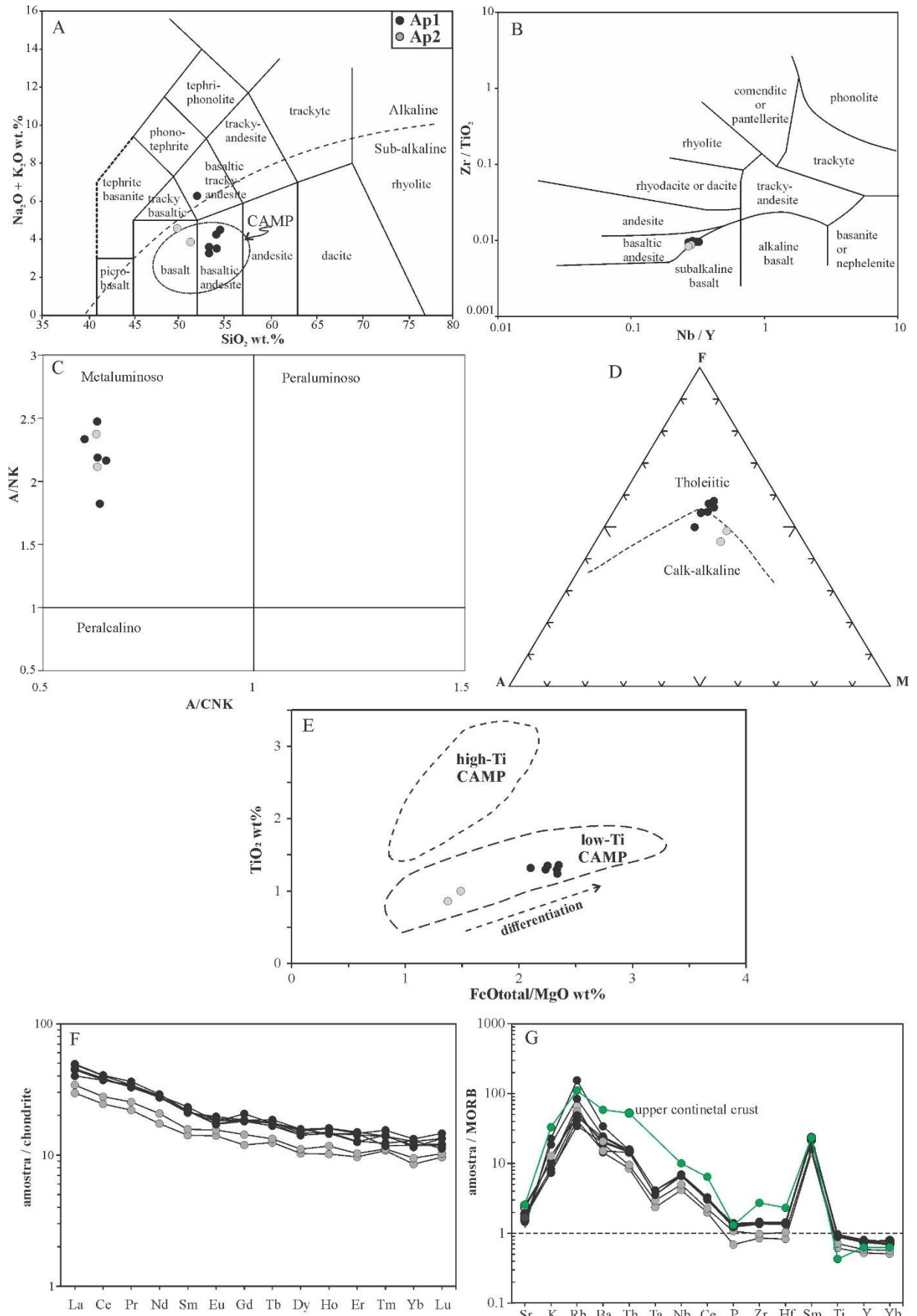


Figure 4. Geochemical characteristics of the Ap1 and Ap2 basaltic rocks from the Apoteri Formation. A) The total-alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) x SiO_2 (TAS) discriminant diagram (Le Maitre et al., 1989); B) Zr/TiO_2 x Nb/Y

discriminant diagram (Winchester & Floyd 1977); C) Alumina saturation index diagram (Shand indexes in Maniar & Piccoli 1989); D) AFM discriminant diagram indicating the tholeiitic and calc-alkaline fields (Irvine & Baragar 1971); E) $\text{TiO}_2 \times \text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ diagram indicating the CAMP-type continental flood basalts fields (Chabou et al. 2010); F) REEs-normalized pattern diagram (chondrite-normalized pattern of Boynton 1984); G) Multi-element spidergram pattern diagram. Note the comparison with the distribution pattern of the continental crust (MORB-normalized pattern of Saunders & Tarney 1984 with additions from Sun 1980).

On $\text{TiO}_2 \times \text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$ diagram, the Ap1 and Ap2 samples are trending in the low-Ti CAMP field, indicating different degrees of fractionation or differentiation (Fig. 4E). In general, Ap1 and Ap2 lithologies have moderate to low REE normalized content and with a similar distribution pattern, marked by low to moderate fractionation between LREE and HREE (Fig. 4E), with $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1,87 - 2,28$ and $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,40 - 1,61$, separated by an insignificant anomaly in Eu_N ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,27 - 0,35$). However, the Ap1 have a higher REE normalized content ($\text{La}_N + \text{Ce}_N = 77,12 - 89,82$ and $\text{Tm}_N + \text{Yb}_N = 23,64 - 28,68$) when compared to the Ap2 ($\text{La}_N + \text{Ce}_N = 54,18 - 62,05$ and $\text{Tm}_N + \text{Yb}_N = 19,31 - 20,58$). On the MORB-normalized multi-element diagram, all samples (Ap1 and Ap2) are relatively enriched in LILE (K, Rb, Ba) and depleted in HFES (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Ti, Y, Yb), showing positive anomalies in Rb, Nb, and Sm. The distribution pattern shown by samples is similar to the average pattern of the upper continental crust (Fig. 4F), indicating also an important degree of crustal contamination.

On the Fenner-type diagrams, applying the MgO content as a differentiation index, it is possible to observe the two groups of rocks (Ap1 and Ap2). i.e., a group with high TiO_2 and low MgO, and another group with low TiO_2 and high MgO (Fig. 5). In general, SiO_2 , Fe_2O_3 , Y and La contents tend to decrease with increasing MgO, while Al_2O_3 , Sr e Cr have a positive correlation with MgO, indicative for fractionation of the iron-magnesium and feldspar minerals, as well as magnetite/ilmenite, during magmatic crystallization. These geochemical characteristics also are in accordance with the data reported by Pinto (2017).

On the other hand, chemical elements of low mobility, such as Zr, Ti, P, Y, Th, Nb, and La, also have been also applied as geochemical indices for magmatic differentiation (Winchester & Floyd 1977; Pearce & Norry 1979; Petersen 1983; Rollinson 1993; Khogekumar et al, 2016). In this geochemical context, basaltic magmas related to the continental rift setting tend to have low Zr, Ti and Y contents, with the Zr/TiO_2 and $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ ratios varying according to the level of differentiation, SiO_2 content, degree of crustal contamination, and post-magmatic alteration stages (Floyd & Winchester 1975; Winchester & Floyd 1977). Applying Zr as geochemical index on the Apoteri magmatism, it is also possible to observe a positive linear correlation with TiO_2 , also forming two groups of rocks, i.e., a group with low Zr and TiO_2 , and another group with high Zr and TiO_2 (Fig. 6). Other low mobility elements, such as Y, Th, Nb, Hf and La, also have a positive correlation with Zr, indicating incompatible behavior for these elements. Otherwise, Sr and Cr have an inverse correlation with Zr, indicating their compatible behavior in relation to the degree of fractionation of feldspar, pyroxene and olivine.

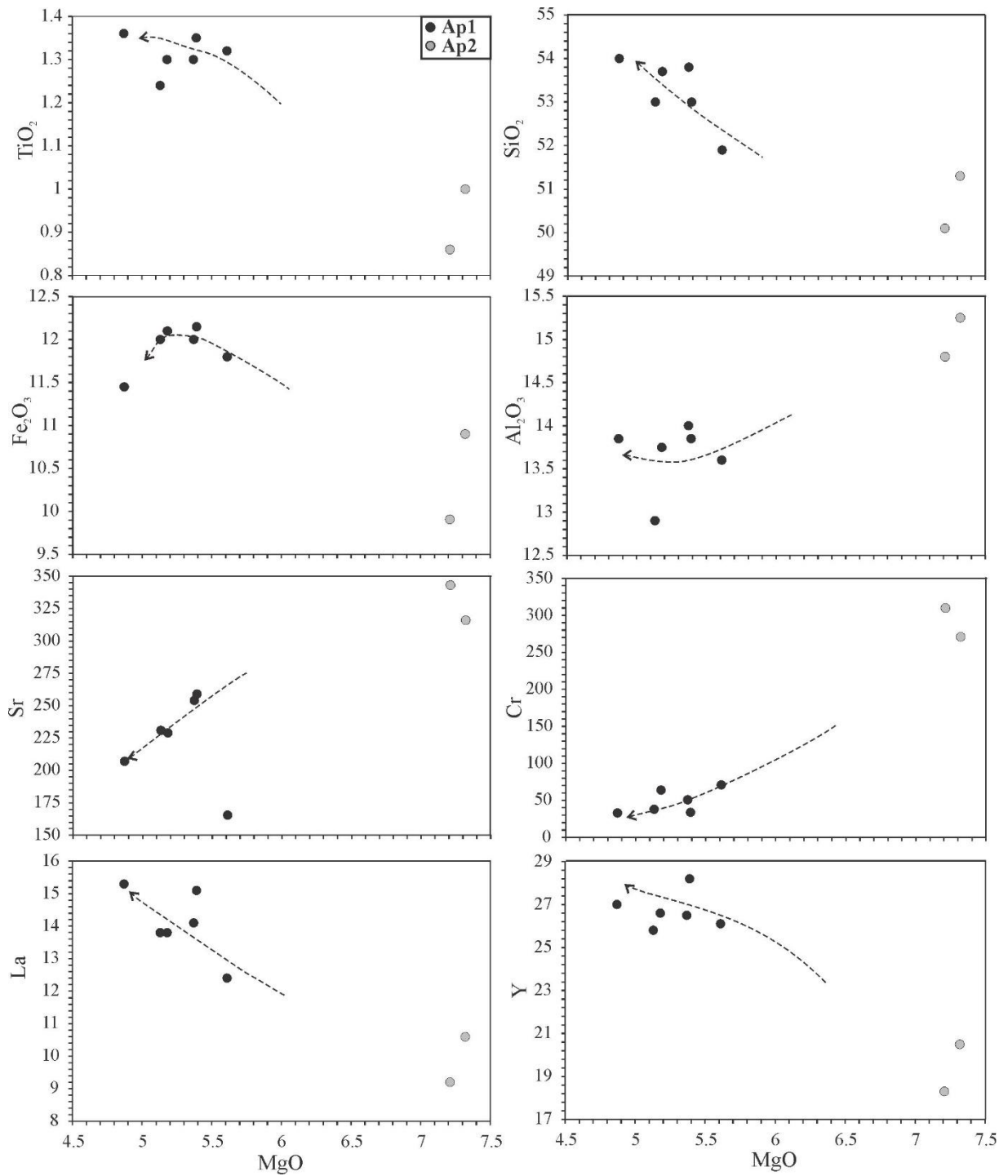


Figura 5. Fenner-type element variation diagrams of the Ap1 and Ap2 basaltic rocks from Apoteri Formation. Selected major and trace elements versus MgO.

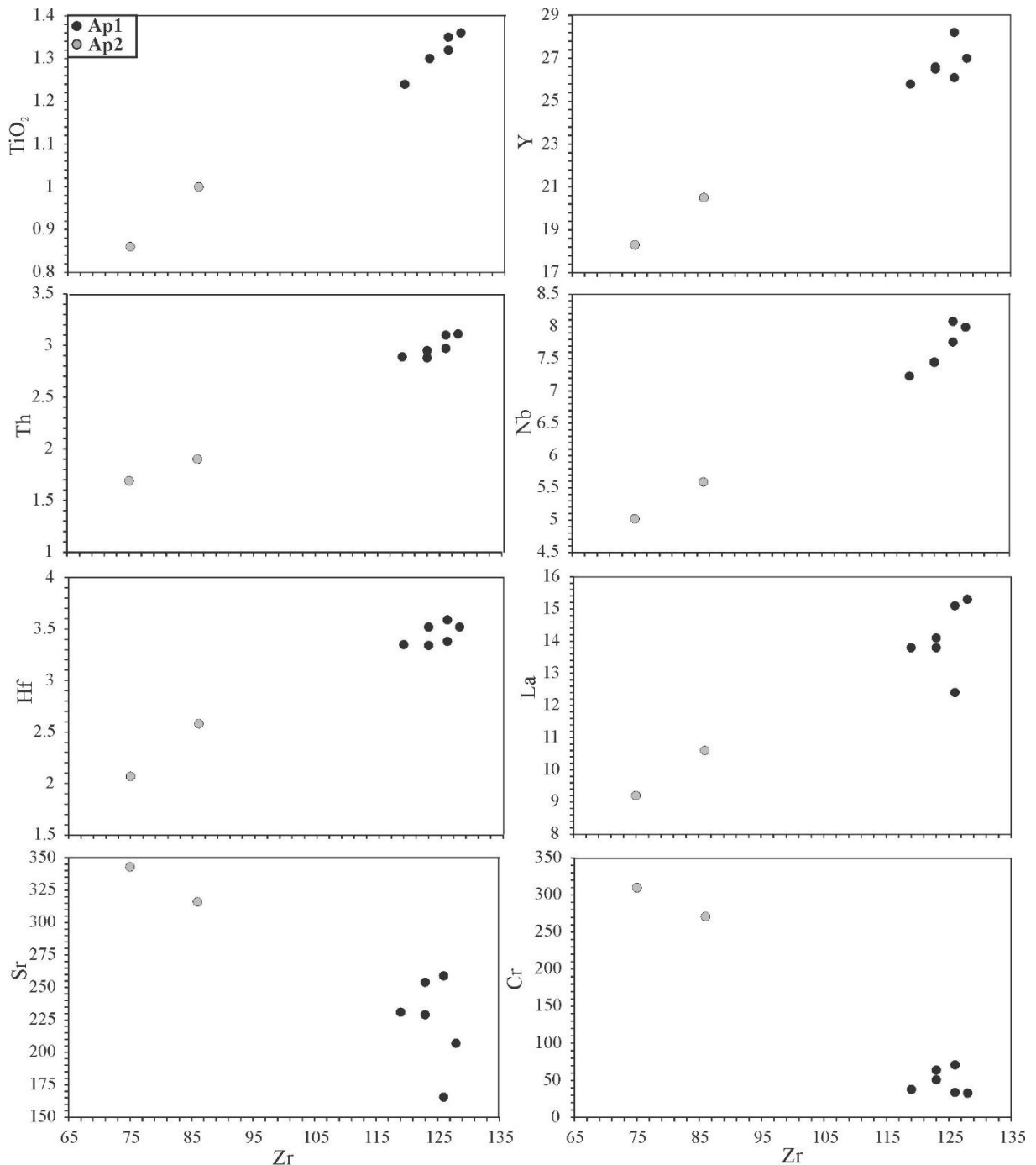


Figure 6. Zr versus selected major and trace elements diagrams applied for possible evaluation of the geochemical mobility of elements in the Ap1 and Ap2 basaltic rocks from Apoteri Formation.

The Ap1 samples are still relatively enriched in Nb, Ta, Th, Sn, U, Y, Hf, La and Ce (Table 2), when compared to the Ap2 samples. Variations in the Ti, Nb, Th and Hf contents of basaltic magmas related to mantle plumes in rift zones have been interpreted as reflections of the degree of mineral fractionation and/or crustal contamination (Dupuy et al, 1992; Hui et al, 2011; Pfänder et al, 2012; Liu et al, 2018; Tang et al, 2019; Zhao et al, 2021). These geochemical characteristics then suggest basaltic pulses with different degrees of crustal contamination during the evolution of the Tacutu pre-rift stage. For example, La/Nb, La/Ba, and Ce/Pb ratios have also been used as indexes to indicate the degree of crustal contamination. The samples from Apoteri magmatism show La/Nb = 1.53 - 1.94 and La/Ba = 0.03 - 0.07 (Fig. 7), indicating some degree of contamination or participation of the subcontinental lithosphere mantle (according to Kieffer et al, 2004; Xia et al, 2013). Additionally, values of Ce/Pb = 25 ± 5 have been defined as intervals for primary mantle derived melts (Hofmann et al. 1986; Furman

2007). The samples from Apoteri magmatism show very low Ce/Pb values (Ap1 = 6.66 – 9.28 and Ap2 = 3.66 – 4.41) that indicate a variable and substantial degree of crustal contamination (Fig. 7).

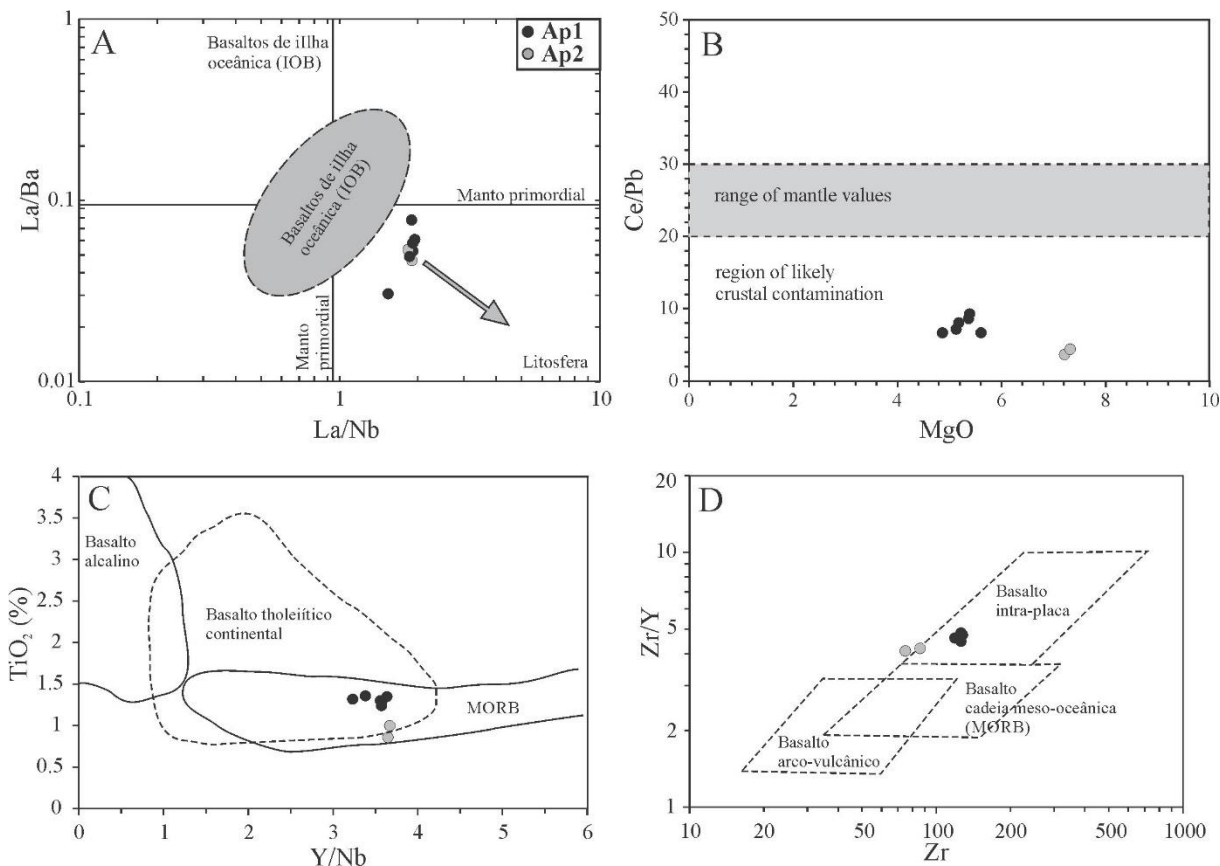


Figure 7. Geochemical characteristics of the Ap1 and Ap2 basalts pulses from the Apoteri Formation. A) La/Ba x La/Nb discriminant diagram showing higher La/Nb and lower La/Ba ratios compatible for some degree of lithospheric contamination (Xia et al. 2013); B) Ce/Pb x MgO (wt.%) discriminant diagram indicating a substantial crustal contamination (Furman 2007); C and D) TiO₂ x Y/Nb (Floyd and Winchester 1975) and Zr/Y x Zr (Pearce & Norry 1979) tectonic setting discriminant diagrams indicating continental and within-plate geological setting.

On the tectonic setting discriminant diagrams, applying ratios between elements with low geochemical mobility (TiO₂ x Y/Nb and Zr/Y x Zr), the samples from Apoteri magmatism plot in the continental or intra-plate tholeiitic basalt field (Fig. 7). This geochemical signature is in accordance with the proposed geological and geotectonic setting for the Tacutu rift (Thomaz Filho et al. 2000; Reis et al. 2006; Pinto et al. 2017; Passos & Vidotti 2019).

Usually, chemical composition studies of Fe-Mg aluminum silicates (pyroxene, amphibole, olivine, and biotite) have been widely applied as some indicators in the geochemical, thermobarometer and tectonic setting of mafic-ultramafic rocks (e.g., Zhang et al. 2018; Das et al. 2020; Wang et al. 2021). In this paper, the mineral chemistry studies were carried out on clinopyroxene crystals little replaced from Ap1 pulse, whose results are shown in Table 2. On the Fs-Wo-En ternary classification diagram, the representative Ca-Fe-Mg clinopyroxene analyses (WDS) plot in the augite field (Fig. 8A). Additionally, on the Ti x Ca + Na and Ti + Cr x Ca atomic correlation diagrams, the analyzed spots plot in the tholeiitic and calcalkali basalts and non-orogenic basalts, respectively (Fig. 8B and 8C), also indicating its chemical affinity with continental basaltic magmatism.

Table 2. Electron microprobe analysis and representative structural formula of clinopyroxene from Ap1 pulse of the Apoteri Formation

Spot	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
SiO ₂	53.5 4	53.6 9	53.9 8	53.8 2	53.6 4	53.2 3	53.3 5	50.9 9	50.8 3	53.0 5	53.8 0	53.2 3	53.5 3	53.4 6	53.2 5	53.66 4	53.1 6	53.1 6	53.08 4	52.99 6	53.10 1	53.0 7	51.6 2	52.6 9	51.9 4	52.8 4	
TiO ₂	0.26	0.22 2	0.24	0.46 6	0.20 6	0.37 5	0.19 6	0.37 5	0.42 7	0.45 2	0.46 1	0.35 8	0.13 6	0.63 9	0.34 9	0.402 4	0.43 7	0.20 7	0.226 4	0.25 7	0.547 5	0.67 8	0.79 8	0.77 8	0.39 4	0.38 5	
Al ₂ O ₃	2.03 1	2.05 4	2.03 1	2.19 6	2.26 9	2.17 9	2.41 2	4.36 1	4.40 3	2.65 4	2.15 4	1.87 2	1.78 4	2.02 7	2.47 7	2.44 2	2.54 4	2.50 7	2.84 5	2.788 2	1.615 8	1.71 9	1.86 9	2.04 2	1.97 9	1.40 9	
FeO	6.68 8	6.47 5	6.42 2	6.66 8	6.16 7	6.42 7	6.30 9	9.78 1	7.89 9	6.85 9	7.49 9	7.85 6	9.23 8	10.8 3	5.90 2	5.911 5	5.74 2	5.72 2	5.674 5	5.879 2	12.51 4	9.31 7	16.6 78	8.89 6	10.5 41	10.9 37	
MgO	18.3 57	18.3 21	18.0 86	18.3 71	17.6 43	17.7 72	17.8 51	16.6 23	17.9 47	17.6 6	16.7 52	17.7 89	17.3 86	15.3 81	19.2 05	19.16 1	18.9 29	19.1 06	18.86 3	18.28 1	17.93 1	17.0 79	14.0 3	15.1 99	16.8 72	17.8 96	
CaO	17.4 61	17.4 46	17.9 78	17.2 14	18.5 28	18.1 95	18.3 6	16.3 01	16.7 31	17.5 23	18.0 6	17.9 5	16.5 08	16.5 59	17.4 98	17.27 8	17.9 91	18.0 25	18.35 8	18.49 9	13.43 69	17.2 84	13.9 76	18.9 59	16.8 15	15.6 15	
Na ₂ O	0.17 3	0.20 8	0.19 3	0.22 5	0.21 6	0.25 7	0.20 3	0.21 6	0.29 1	0.22 2	0.25 6	0.12 3	0.11 5	0.09 8	0.19 7	0.198 4	0.24 7	0.14 7	0.198 4	0.258 0	0.16 0	0.20 9	0.17 3	0.33 9	0.27 6	0.20 2	
K ₂ O	0.01 9	0.01 6	0.01 0	0.01 7	0.01 6	0.00 5	0.00 6	0.07 9	0.01 8	0 0	0.01 5	0.01 8	0 0	0.04 7	0.01 9	0 5	0.00 1	0.02 1	0.014 0	0 0	0.005 0	0 0	0.01 6	0.01 5	0.00 5	0.03 5	
MnO	0.11 7	0.30 5	0.13 3	0.20 9	0.15 1	0.08 2	0.12 6	0.21 7	0.11 5	0.16 9	0.19 2	0.07 6	0.22 6	0.36 3	0.18 2	0.194 6	0.15 7	0.21 7	0.081 6	0.139 0	0.413 0	0.20 9	0.38 2	0.18 3	0.22 7	0.28 5	
P ₂ O ₅	0 5	0.07 3	0 3	0 0	0.09 0	0 0	0.08 8	0.07 1	0 4	0.05 4	0 0	0 0	0 0	0.04 0	0 0	0.006 0	0.01 0	0 0	0.044 0	0.023 0	0 0	0 0	0.01 4	0 4	0.06 4	0.03 8	
Cr ₂ O ₃	0.38 6	0.37 9	0.46 1	0.36 7	0.42 2	0.47 0	0.37 5	0.44 4	0.39 9	0.47 4	0.37 2	0.37 6	0.19 5	0.06 9	0.46 1	0.719 0	0.45 0	0.55 2	0.78 2	0.926 9	0.117 9	0.39 9	0.04 9	0.04 9	0.02 4	0 0	
F	0 5	0 2	0 0	0 0	0.13 9	0.21 2	0.13 6	0.07 3	0.04 8	0 0	0 0	0 0	0 0	0 0	0.00 5	0.049 0	0.16 3	0 0	0.212 0	0 0	0.188 0	0 0	0 0	0.24 1	0 0	0 0	
Cl	0.00 5	0 2	0.00 0	0 0	0.00 0	0 0	0 0	0.01 0	0.03 0	0.03 0	0 0	0.00 0	0 0	0.01 0	0.00 0	0 0	0 0	0.01 0	0.005 0	0.022 0	0.013 0	0 0	0 0	0.00 0	0.02 0	0 0	
NiO	0.04 7	0.12 6	0 9	0.07 9	0.13 1	0.04 2	0 1	0.03 4	0.00 4	0.03 8	0.06 1	0.01 1	0 0	0.07 7	0 0	0.037 0	0.07 6	0.07 2	0.098 0	0.043 0	0.052 0	0.03 9	0 0	0 0	0.04 8	0.01 5	
Tot al	99.0 92	99.3 18	99.5 48	99.6 32	99.5 62	99.1 60	99.3 59	99.5 38	99.1 08	99.1 76	99.6 30	99.6 59	99.1 16	99.5 95	99.5 48	100.0 37	99.8 18	99.7 50	100.3 76	100.0 96	100.0 15	99.9 29	99.6 44	99.2 48	99.2 97	99.6 62	
Cation based on 6 oxygen																											
Si	1.97 3	1.97 5	1.98 1	1.97 3	1.97 3	1.96 4	1.96 3	1.89 2	1.87 2	1.95 9	1.98 7	1.96 0	1.98 9	2.00 5	1.94 3	1.951 3	1.93 6	1.93 7	1.925 6	1.930 7	1.970 6	1.95 9	1.96 8	1.96 9	1.93 6	1.95 7	
Al	0.02 7	0.02 5	0.01 9	0.02 7	0.02 7	0.03 6	0.03 7	0.10 8	0.12 8	0.04 1	0.01 3	0.04 0	0.01 1	0.00 0	0.05 7	0.049 4	0.06 3	0.06 3	0.075 4	0.070 3	0.030 1	0.04 2	0.03 1	0.03 1	0.06 4	0.04 3	

CAPÍTULO 3 – ARTIGO CIENTÍFICO

ΣT	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	2.000	2.00	2.00	2.000	2.000	2.000	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.08	0.06	0.07	0.08	0.04	0.06	0.08	0.04	0.056	0.04	0.04	0.047	0.050	0.041	0.03	0.05	0.05	0.02	0.01
	1	4	9	8	1	9	8	3	3	4	1	1	7	9	9		5	4				4	2	9	2	9
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.007	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
	0	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0		0	2				0	0	0	9	7
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.011	0.01	0.00	0.006	0.007	0.015	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
	7	6	7	3	6	0	5	0	2	3	3	0	4	0	0		2	6				9	3	2	1	1
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.021	0.01	0.01	0.022	0.027	0.003	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
	1	1	3	1	2	4	1	3	2	4	1	1	6	3	3		3	6				2	1	1	1	0
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00	0.003	0.001	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	1	4	0	2	4	1	1	1	0	1	2	0	0	2	0		2	2				1	0	0	1	0
Mg	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.91	0.91	0.88	0.86	0.89	0.89	0.93	0.92	0.86	0.92	0.911	0.92	0.93	0.915	0.916	0.939	0.93	0.79	0.84	0.92	0.95
	9	5	1	7	7	6	6	6	3	8	3	8	3	0	8		8	0				4	7	8	6	3
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.000	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.00	0.12	0.07	0.00	0.00
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0		0	0				0	7	0	0	0
ΣM	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.000	1.00	1.00	1.000	1.000	1.000	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.08	0.08	0.07	0.09	0.06	0.06	0.06	0.03	0.12	0.07	0.02	0.03	0.04	0.00	0.11	0.127	0.10	0.10	0.105	0.077	0.053	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
	9	9	8	7	0	2	4	3	2	4	9	9	0	0	7		1	8				7	0	0	1	5
Fe ²⁺	0.20	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.19	0.29	0.19	0.21	0.23	0.24	0.28	0.31	0.18	0.180	0.17	0.17	0.165	0.179	0.388	0.28	0.40	0.20	0.28	0.32
	6	9	7	4	0	8	4	6	3	2	2	2	7	1	0		5	2				8	4	9	9	2
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.006	0.00	0.00	0.002	0.004	0.013	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
	4	0	4	6	5	3	4	7	4	5	6	2	7	2	6		5	7				7	2	6	7	9
Ca	0.68	0.68	0.70	0.67	0.73	0.17	0.72	0.64	0.66	0.69	0.71	0.70	0.65	0.66	0.68	0.673	0.70	0.70	0.713	0.722	0.534	0.68	0.57	0.76	0.67	0.62
	9	9	7	6	0	9	4	8	0	3	5	8	7	5	4		2	3				4	1	1	3	0
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.014	0.01	0.01	0.014	0.018	0.012	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
	2	5	4	6	5	8	4	6	1	6	8	9	8	7	4		7	0				5	3	5	0	5
ΣM	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.000	1.00	1.00	1.000	1.000	1.000	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

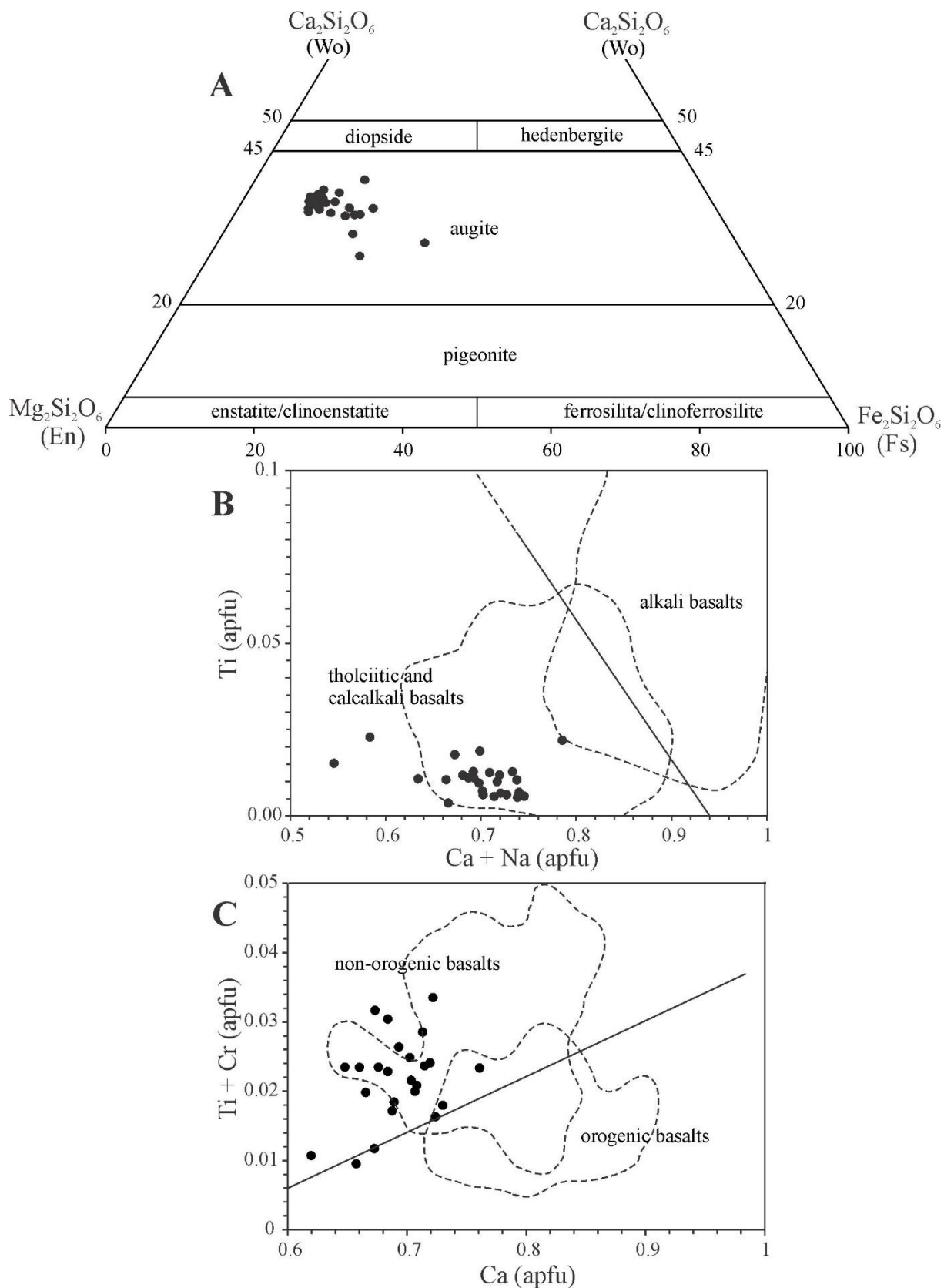


Figure 8. Pyroxene mineral chemistry diagrams applied to Apoteri Formation. A) Mineral chemistry plot on Ca–Mg–Fe pyroxenes in the Fs–Wo–En ternary diagram (after Morimoto et al., 1988); B and C) Tectonic discriminant diagrams based on mineral chemistry. Note that analyzed spots plot on the tholeiitic and non-orogenic basalts fields, respectively (adapted from Leterrier et al., 1982).

7. Sm-Nd ISOTOPIC GEOLOGY.

Whole-rock Sm-Nd isotopic data are listed in Table 3 and discussed below. Due to uncertainties regarding the crystallization age of the Apoteri Formation, which vary between 200 and 150 Ma (Berrangé & Dearnley 1975; Marzulli et al. 1999; Reis et al. 2006; Pinto et al. 2017), we apply the mixed age of 170 Ma as a reference to calculate the ϵ_{Nd} ($t = 0.17$ Ga).

Table 3. Whole-rock Sm–Nd isotopic data of the basaltic rocks of the Apoteri Formation.

Sample	Pulse	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SE	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t = 0.17 \text{ Ga})$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
S0 02	Ap1	4.602	18.927	0.1470	0.512455	± 7	-0.25	-3.57	-2.56	0.133
S0 26	Ap1	4.481	18.329	0.1478	0.512464	± 5	-0.25	-3.40	-2.36	0.133
S0 27	Ap1	4.383	18.007	0.1471	0.512446	± 9	-0.25	-3.75	-2.58	0.135
S0 28	Ap1	4.376	17.950	0.1474	0.512456	± 10	-0.25	-3.55	-2.51	0.133
S0 04	Ap2	2.823	11.361	0.1502	0.512399	± 8	-0.24	-4.66	-3.71	0.153
S0 20	Ap2	3.210	13.096	0.1482	0.512374	± 15	-0.25	-5.16	-4.17	0.154

In general, the samples show $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio = 0.512374 - 0.512464, $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ between -0.24 and -0.25. Similar $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values (0.5122238 - 0.512311) for Apoteri magmatism are also reported by Pinto et al. (2020). However, the Ap1 magmatic pulse has $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ from -3.40 to -3.75 and $\text{Nd}T_{\text{DM}}$ model age = 0.133 - 0.135 Ga, while the Ap2 magmatic pulse has $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ between -4.66 and -5.16 and $\text{Nd}T_{\text{DM}}$ model age = 0.153 - 0.154 Ga. The ϵ_{Nd} versus time diagram summarizes the Nd evolution patterns provided by the samples investigated (Fig. 9), indicating some degree participation of Paleoproterozoic sialic crust. According to Pinto et al. (2020), the Apoteri basalts have increased $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio = 0.70758 - 0.708948, pointing again to some degree of crustal contamination and association with the large Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), especially in eastern USA.

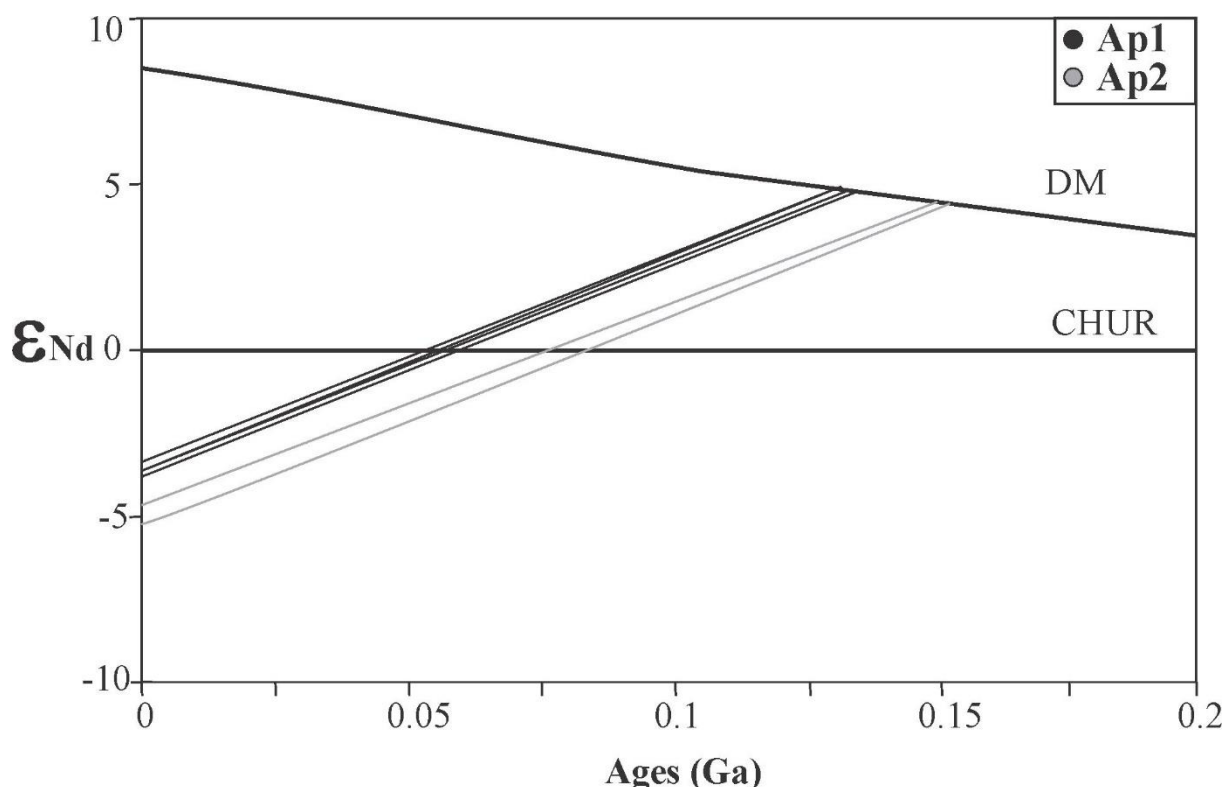


Figure 9. Correlation diagrams applied to isotopic and geochemical signatures of the Apoteri magmatism. A) ϵ_{Nd} x Age (Ga) evolution patterns. Depleted mantle (DM) curve according DePaolo (1981).

8. DISCUSSION.

The Pangea supercontinent fragmentation at the Permian (~250 Ma) is related to mantle superplume activity on the lithospheric base, that favored to equatorial Atlantic Ocean open, as well as the formation of intracontinental rift-type extensional linear structures during to Mesozoic-Cenozoic, which are registered in southwestern-central Africa, southeastern USA, and northern South America (Burke 1976; McHone 2000; Silva et al. 2003; Heine & Brune 2014; Heine et al. 2013; Biari et al. 2017; Ye et al. 2017; Loparev et al. 2021). Mantle plumes emplacement are usually the result of a local uplift of the asthenospheric mantle, which favors the invasion of basaltic magmas into the lithosphere, mainly during the pre- to active rift stages (Windley 1995; Wilson 1995; Buck et al. 1999; Campbell 2001; Merle 2011; Pirajno & Santosh 2015). However, this basaltic magmatism has showed variable geochemical and isotopic signatures according to lithospheric extension rate, as well as to lithosphere-mantle interaction rate, volume of mantle-derived melts, and rift internal structural patterns controlling magmatic emplacement (Sengör & Burke, 1978; White & McKenzie, 1989; Corti et al., 2003; Koptev et al., 2016).

The Tacutu pre-rift stage is marked by dikes, sills, and subaerial to subaqueous fissure flows related to Apoteri basaltic magmatism (Eiras & Kinoshita 1990; Eiras et al. 1994; Vaz et al. 2007; Pinto et al. 2017; Loparev et al. 2021; Figueiredo et al. 2022). On the Brazilian side, at least two magmatic pulses have been recorded (Ap1 and Ap2), which have subalkaline basalt to basalt-andesite composition, with geochemical and isotopic characteristics compatible to low-Ti CAMP magmatism, and emplaced in an intra-plate geological setting (*e.g.*, Iacumin et al. 2003; Pinto et al. 2017; Marzulli et al. 2018; in this paper). However, from a comparative perspective, Ap1 has low MgO, high Ti, Zr and REE, while Ap2 has high Mg, low Ti, Zr and REE, suggesting different degrees of fractionation or magmatic differentiation (Dupuy & Dostal 1984; Dostal & Durning 1998; Chabou et al. 2010). In addition, the Nb/La, La/Nb, La/Ba, and Ce/Pb ratios also point to an important rate of crustal contamination on Ap1 and Ap2.

On the other hand, the Ap2 is marked by high vesicle or bubbles content indicating parameters variables for viscosity, decompression rate, melting temperature and rheology of multiphase magmas (Bottinga & Javoy 1990; Saar & Manga 1999; Mader et al. 2013; Soldati et al. 2020). The vesicles (bubbles) in basaltic lava flows have been applied, for example, for determine paleoelevation and explosivity at the time of eruption (McMillan et al. 1989; Mangan et al. 1993; Sahagian & Proussevitch 2007; Houghton & Gonnermann 2008; Hashimoto & Sumita 2021; Colombier et al. 2021). Therefore, statistical and chemical studies on volume, size, morphology, coalescence rate, and composition of the vesicles (bubbles) should be carried out in Ap2 magmatic pulse, in order to understand emplacement mechanism and make inferences about the rate of lithospheric extension, for example.

The presence of quartz varieties (chalcedony, agate, opal) as accessory minerals, associated with whole-rock geochemistry data and the negative $\epsilon\text{Nd}(t)$ values (-2.36 to -4.12), indicate for an important interaction rate between the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) and Archean-Paleoproterozoic continental old-crust during to Apoteri magmatism emplacement. The lithospheric breaking and extension mechanisms in the Tacutu pre-rift stage was controlled by a deep normal faults system (horst-graben type), as result of an oblique continental segmentation of the Central Atlantic opening process, responsible for the vast CAMP-type tholeiitic flood basalt province (Iacumin et al. 2003; Marzulli et al. 2018; Pinto et al. 2020; Loparev et al. 2021; Figueiredo et al. 2022). This short lithospheric extension led to local upwelling and decompression of the SCLM, with the mafic magmas produced being channeled along faults, invading and being contaminated by sialic lithosphere, and finally spread on the surface under a fissure volcanism. However, the record of distinct Apoteri magmatic pulses (Ap1 and Ap2) suggests that the movement of normal faults in the internal dynamic of the Tacutu rifting may have played an important role in emplacement and accommodation of magmas. For example, the vesiculation in Ap2 may be also associated with a fast decompression rate linked to space generation during fault movement, which may accelerate nucleation and growth of bubbles, followed by an increase in the coalescence rate and thus leading to a fissure volcanism with some mild degree of explosivity and

fragmentation (Herd & Pinkerton 1997; Sahagian et al. 2002; Rivalta et al. 2013; Le Gall & Pichavant 2016; Polacci et al. 2012; Allison et al. 2021).

According to Pinto et al. (2017), based geochemical signatures, the Apoteri basalts are not primary magmas, probably due to fractional crystallization process (olivine and pyroxenes) before emplacement. We believe that the short lithospheric extent combined with the internal fault architecture (horst-graben) of the Tucutu rifting may have contributed to not allowing a clear exhumation of magma from the underlying mantle (Rosenbaum et al. 2008; Simon et al. 2009; Stab et al. 2016; Pérez-Gussinyé 2013; Theunissen & Huisman 2022). Another likely condition would be the locally exhumed subcontinental mantle domes to a narrow zone for slow and ultra-slow spreading rates at the lithosphere base, favoring slight decompression and basaltic melts extraction by fractional crystallization within a magma-poor rift domain (McKenzie & Bickle 1988; Whitmarsh et al. 2001; Ebinger & Casey 2001; Franke 2013; Niu 2021). Previous geophysical investigations revealed that the Tacutu rift internal geometry (horst-graben blocks) has greater depth on the Guyana side (to 3000 from 5400 m), marked by the transition between deltaic-marine system, while on the Brazil side the depth varies from 600 to 3000 m and hosts a fluvial-deltaic system (Crawford et al. 1985; Mohriak 2003; Passos & Vidotti 2019; Webster et al. 2020). Therefore, it is reasonable to infer that only restricted parts of the Tacutu rifting, probably on the Guyana side, would host magmas that mantle plumes produce.

On the Brazilian side, the geochemical variations identified in SiO_2 , TiO_2 , MgO , Zr , Nb , Th , Y , REE, Mg\# , and Ce/Pb ratio, as well as in negative values for $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$, suggest that the Ap1 and Ap2 basaltic melts may have been extracted and emplaced at different times and under different crustal interaction rate. The figure 10 is a simplified hypothetical representation of the emplacement moments of the Ap1 and Ap2 basaltic pulses, controlled mainly by the fault movement of the Tacutu rifting. In this geological model, the Tacutu rift internal geometry also controlled the style of the Apoteri basaltic fissure volcanism. On the Brazilian side, the fissure volcanism had mainly effusive sub-aerial characteristics, but with some degree of explosivity and fragmentation mainly in the Ap2 pulse, while that the fissure underwater volcanism prevailed on the Guyana side.

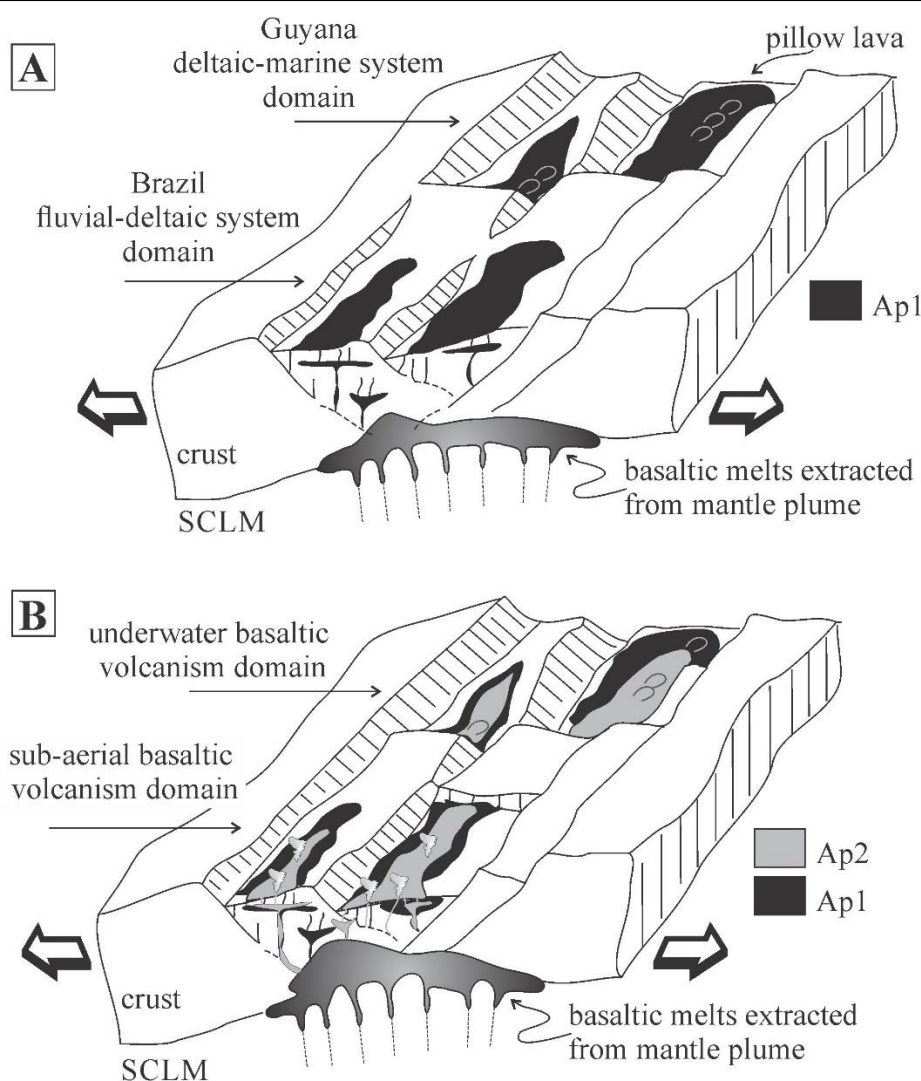


Figure 10. Simplified geological model proposed for the emplacement moments of the Apoteri Ap1 and Ap2 basaltic pulses during the Tacutu pre-rift phase (early Jurassic). The Tacutu rift internal geometry favored for a fissure sub-aerial basaltic volcanism with some degree of explosivity in the Ap2 pulse, associated with fluvial-deltaic system on the Brazilian side, as well as a fissure underwater volcanism associated with deltaic-marine systems on the Guyana side. Note that the movement of faults inside the Tacutu rifting was the main mechanism generated space for basaltic flows (A and B).

The K-Ar and Ar-Ar geochronological data available point to these basaltic magmatism ages between 200 - 150 Ma (Marzoli et al. 1999; Reis et al. 2006). However, due to the very rare presence of zircon crystals in Apoteri basalts, we are still applying the whole rock chemical dissolution technique (*e.g.*, Oliveira et al. 2022) in an attempt to obtain specimens of these crystals in order to apply the U- Pb which could provide a more accurate age.

9. CONCLUSION.

The petrological information available on the Apoteri basaltic magmatism, added to the new data presented in this paper, allow us to conclude that during the Tacutu pre-rift phase (early Jurassic), on the Brazilian side, at least two subalkaline pulses of basalt to basalt-andesite compositions occurred (Ap1 and Ap2). This magmatism has a low-Ti CAMP type geochemical signature, emplaced within a magma-poor continental rift domain (intra-plate), related to equatorial Atlantic Ocean open. However, Ap1 and Ap2 have important textural and geochemical differences: Ap1 display aphanitic to fine porphyritic texture, while Ap2 has notable vesicular textural feature. Ap1 has low MgO, high Ti, Zr and REE, while Ap2 has high Mg, low Ti Zr, and REE, suggesting different degrees of fractionation or magmatic differentiation. Additionally, the Nb/La, La/Nb, La/Ba, and Ce/Pb ratios, as well as the

negative ϵNd values, also point to different rates of lithospheric contamination between Ap1 and Ap2 magmatic pulses. Relatively, Ap1 pulse has greater differentiation and less contamination than the Ap2 pulse, probably related to crustal residence time.

On the other hand, the short lithospheric extension during the Tucutu rifting, associated with the interior blocks architecture (horst-graben) and fault movement rates, played an important role in volume control (space generation) and emplacement moment of the basaltic magmatic pulses. Variations in depth and depocenters during the Tucutu rifting also influenced the styles of volcanic manifestations. On the Brazilian side, the Apoteri basaltic fissure volcanism had sub-aerial characteristics, with some degree of explosivity during the Ap2 pulse, associated with a fluvial-deltaic system, while on the Guyana side occurred mainly fissure underwater volcanism associated with a deltaic-marine system.

ACKNOWLEDGMENTS.

This research was financially supported by the INCT-CNPq-Brazil in the Tectonic Studies Project (Prof. Reinhardt A. Fuck, coordinator) and FAP-DF-Brazil (project nº 193.001.263/2017), as well as by CAPES-Brazil in granting a scholarship to Oliveira S.L.S. (first author). The authors are grateful to the Geology Postgraduate Program of the Geoscience Institute, University of Brasília, for laboratory and technical staff support. We would also like to thank the Granada mining company and the Federal University of Roraima for their support in the field work.

References.

- Allison C.M., Roggensack K., Clarke A.B. 2021. Highly explosive basaltic eruptions driven by CO_2 exsolution. *Nature Communications*, 12:2017, <https://doi.org/10.1038/s41467-020-20354-2>
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Oliveira E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, 155(1–2):69–97, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.01.004>
- Berrangé J. P. & Dearnley R., 1975. The Apoteri volcanic formation - tholeiitic flows in the North Savannas Graben of Guyana and Brazil. *Geologische Rundschau*, 64:883–899.
- Biari Y., Klingelhoefer F., Sahabi M., Funck T., Benabdellouahed M., Schnabel M., Reichert C., Gutscher M. A., Bronner A., Austin J. A., 2017. Opening of the central Atlantic Ocean: Implications for geometric rifting and asymmetric initial seafloor spreading after continental breakup. *Tectonics*, 36(6):1129–1150. <https://doi.org/10.1002/2017TC004596>
- Bottinga Y. & Javoy M., 1990. MORB degassing Bubble growth and ascent. *Chemical Geology*, 81:255-270.
- Boynton W.V., 1984. Cosmogeochimistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.
- Buck, W.R., Lavier, L.L., Poliakov, A.N.B., 1999. How to make a rift wide. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A-357:671-693, <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1999.0348>.
- Burke K., 1976. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 36:93–112.
- Campbell I.H. 2001. Identification of ancient mantle plumes. *Geological Society of America*, Special paper, 352:5-21.
- Castro R., Giorgioni M., Souza V., Ramos M., Feitoza L. M., Dino R., Antonioli L., 2021. Facies analysis, petrography, and palynology of the Pirara Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) - Tucutu Basin (Roraima, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 112:103574. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103574>
- Chabou M.C., Bertrand H., Sebai A., 2010. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south-western Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 58:211–219, [doi:10.1016/j.jafrearsci.2010.02.009](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.02.009)
- Colombier M., Vasseur J., Houghton B.F., Cáceres F., Scheu B., Kueppers U., Thivet S., Gurioli L., Montanaro C., Soldati A., Di Muro A., Dingwell D.B., 2021. Degassing and gas percolation in

- basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 573:117134, <http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews* 63, 169–247.
- Corti G., 2009. Continental rift evolution: from rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa. *Earth Science Reviews*, 96:1-53.
- Corti G., 2012. Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics*, 522–523 (1):1–33, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.010>
- CPRM, 1999. Projeto Roraima Central (folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D inteiras e parte das folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Escala 1:500.000, CPRM, Manaus, 52p.
- CPRM, 2022. Levantamentos geológicos e integração geológica regional do Estado de Roraima, mapa geológico - escala 1:1.000.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral, MME, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Brasília.
- Crawford F. D., Szelewski C. E., Alvey G. D., 1985. Geology and exploration in the Takutu graben of Guyana Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 8(1):5-36.
- Das S., Goswami, B., Bhattacharyya C., 2020. Physico-chemical conditions of crystallization and composition of source magma of the Grenvillian post-collisional mafic-ultramafic rocks in the Chhotanagpur Gneissic Complex, Eastern India. *Journal of Earth System Science*, 129(1). <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1313-4>
- Delor, C., Lahondere, D., Egal, E., Lafon, J.-M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Theveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G. de, 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-Scale geological map of French Guiana. *Geologie de la France*, (2-4):5-57.
- DePaolo, D., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the proterozoic. *Nature*, 291:193-196.
- Dostal J. & Durning M., 1998. Geochemical constraints on the origin and evolution of early Mesozoic dikes in Atlantic Canada. *European Journal of Mineralogy*, 10:79–93
- Dupuy C. & Dostal J., 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67:61–69.
- Dupuy C., Liotard J. M., Dostal J., 1992. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:2417-2423.
- Ebinger C.J. & Casey, M. 2001. Continental breakup in magmatic provinces: An Ethiopian example. *Geology* 29, 527–530.
- Eiras, J.F. & Kinoshita, E.M., 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 2(2/4):193-208.
- Eiras, J.F. & Kinoshita, E.M., 1990. Geologia e perspectivas petrolíferas da Bacia do Tacutu. *In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E. J (Eds.), Origem e evolução de bacias sedimentares*, Petrobras, Rio de Janeiro, pp. 197-220.
- Eiras J.F., Kinoshita E.M., Feijó F.J., 1994. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1):83-89.
- Figueiredo R.F., Azzone R.G., Santos T.J.S., 2022. The Roraima Alkaline Province: A cretaceous alkaline province in the Amazonian Craton. *Geochemistry*, 82:125900, <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2022.125900>
- Floyd P.A., & Winchester J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2):211–218.
- Fraga L.M.B., 2002. A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) e suas encaixantes paleoproterozoicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 351p.
- Fraga L.M.B., Dall’Agnol R., Costa J.B.S., Macambira M.J.B., 2009. The Mesoproterozoic Mucajáí anorthosite-mangerite-rapakivi granite complex, Amazonian craton, Brazil. *Canadian Mineralogist*, 47(6):1469–1492, <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1469>

- Franke D., 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology* 43:63-87, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003>
- Furman T., 2007. Geochemistry of east African rift basalts: an overview. *Journal African Earth Sciences* 48 (2–3), 147–160. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.009>.
- Furman T., Nelson W. R., Elkins-Tanton L. T., 2016. Evolution of the East African rift: Drip magmatism, lithospheric thinning and mafic volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 185:418–434. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.03.024>
- Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2):219–245.
- Giordano F., D’Antonio M., Civetta L., Tonarini S., Orsi G., Ayalew D., Yirgu G., Dell’Erba F., Di Vito M. A., Isaia R., 2014. Genesis and evolution of mafic and felsic magmas at Quaternary volcanoes within the Main Ethiopian Rift: Insights from Gedemsa and Fanta’Ale complexes. *Lithos*, 188:130–144. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.008>
- Hashimoto K. & Sumita I., 2021. Excitation of airwaves by bubble bursting in suspensions: regime transitions and implications for basaltic volcanic eruptions. *Earth, Planets and Space*, 73:143 <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01472-7>
- Heine C., Zoethout J., Müller R.D., 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4(2): 215–253. <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>
- Heine C. & Brune S., 2014. Oblique rifting of the equatorial Atlantic: why there is no Saharan Atlantic Ocean. *Geology*, 42(3):211–214, <https://doi.org/10.1130/G35082.1>
- Heinonen A.P., Fraga L.M., Rämö O.T., Dall’Agnol R., Mänttari I., Andersen T., 2012. Petrogenesis of the igneous Mucajaí AMG complex, northern Amazonian craton - Geochemical, U-Pb geochronological, and Nd-Hf-O isotopic constraints. *Lithos*, 151:17–34, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.016>
- Herd R.A. & Pinkerton H., 1997. Bubble coalescence in basaltic lava: Its impact on the evolution of bubble populations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75:137–157.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle Evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79:33-45.
- Houghton B.F. & Gonnermann H.M., 2008. Basaltic explosive volcanism: Constraints from deposits and models. *Chemie der Erde Geochemistry*, 68:117-140, doi:10.1016/j.chemer.2008.04.002
- Hui H., Niu Y., Zhidan Z., Huixin H., Dicheng Z., 2011. On the enigma of Nb-Ta and Zr-Hf fractionation-A critical review. *Journal of Earth Science*, 22(1), 52–66, <https://doi.org/10.1007/s12583-011-0157-x>
- Huisman R. S. & Beaumont C., 2014. Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 407: 148–162, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.032>
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 481-497, <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Iacumina M., De Mina A., Piccirillo E.M., Bellieni G., 2003. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean–Proterozoic (2.7-1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 62:365-397, doi:10.1016/S0012-8252(02)00163-0
- Khogenkumar S., Singh A.K., Singh R.K.B., Khanna P. P., Singh N. I., Singh W. I., 2016. Coexistence of MORB and OIB-type mafic volcanics in the Manipur Ophiolite Complex, Indo-Myanmar Orogenic Belt, northeast India: Implication for heterogeneous mantle source at the spreading zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, 116:42–58, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.007>
- Kieffer B., Arndt, N., Lapierre H., Bastien F., Bosch D., Pecher A., Yirgu G., Ayalew D., Weis D., Jerram D. A., Keller F., Meugniot, C., 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: Magmas from the African super swell. *Journal of Petrology*, 45(4):793–834, <https://doi.org/10.1093/petrology/egg112>
- Koptev, A., Burov, E., Calais, E., Leroy, S., Gerya, T., Guillou-Frottier, L., Cloetingh, S., 2016. Contrasted continental rifting via plume-craton interaction: applications to Central East African rift. *Geoscience Frontiers*, 7:221–236.

- Koptev A., Burov E., Gerya T., Le Pourhiet L., Leroy S., Calais E., Jolivet L., 2018. Plume-induced continental rifting and break-up in ultra-slow extension context: Insights from 3D numerical modeling. *Tectonophysics*, 746: 121–137, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.025>
- Le Gall N. & Pichavant M., 2016. Homogeneous bubble nucleation in H₂O- and H₂O-CO₂-bearing basaltic melts: Results of high temperature decompression experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327:604–62, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.10.004>
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, J., Le Bassabine, P.A., Schimid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, p. 193
- Lebede S., Meier T., Van der Hilst R. D., 2006. Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal Rift area. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3–4):415–424. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.007>
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1):139–154, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
- Liu H., Li Y., Wu L., Huangfu P., Zhang M., 2018. Geochemistry of high-Nb basalt-andesite in the Erguna Massif (NE China) and implications for the early Cretaceous back-arc extension. *Geological Journal*, 54:291–307, doi: 10.1002/gj.3176
- Loparev A., Rouby D., Chardon D., Dall’Asta M., Sapin F., Bajolet F., Ye J., Paquet F., 2021. Superimposed Rifting at the Junction of the Central and Equatorial Atlantic: Formation of the Passive Margin of the Guiana Shield. *Tectonics*, 40, <https://doi.org/10.1029/2020TC006159>
- Mader H.M., Llewellyn E.W., Mueller S.P., 2013. The rheology of two-phase magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257:135–158, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.02.014>
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101:635–643.
- Mangan M.T., Cashman K.V., Newman S., 1993. Vesiculation of basaltic magma during eruption. *Geology*, 21 (2): 157–160.
- Marzoli A., Renne P. R., Piccirillo E. M., Ernesto M., Bellieni G., De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*. www.sciencemag.org
- Marzoli A., Callegaro S., Corso J.D., Davies J.H.F.L., Chiaradia M., Youbi N., Bertrand H., Reisberg L., Merle R., Jourdan F., 2018. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review. In: Tanner, L. (eds) *The late Triassic world: earth in a time of transition*. Topics in Geobiology, vol 46. Springer, https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5_4
- May P.R., 1971. Pattern of Triassic-Jurassic diabase dykes around the North Atlantic in the context of pre-rift position in continents. *GSA Bulletin*, 82:1285-1291.
- McHone J. G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316:287-296.
- McKenzie D., Bickle M.J., 1988. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere, *Journal of Petrology*, 29(3):625–679, <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>
- McMillan K., Long P. E., Cross R. W., 1989. Vesiculation in Columbia River Basalts. In: *Volcanism and tectonism in the Columbia River flood-basalt province*, S. P. Reidel and P. R. Hooper (editor) Special Paper - Geological Society of America, 239: 157-167.
- Menezes F., Wankler F., Veloso R., Gama C.C., 2020. Sistemas deposicionais fluviais: análise estratigráfica das unidades sedimentares da Formação Boa Vista, nordeste da bacia do Tacutu, RR. *Revista Geográfica Acadêmica*, 14(1):69–93.
- Merle O., 2011. A simple continental rift classification. *Tectonophysics*, 513(1-4):88-95. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.004>
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st, SBG/IGC, 389-449.
- Mohriak W.U., 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Brasília, c. III, p. 87-165.

- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39:55–76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>.
- Nebel O., Scherer E.E., Mezger K., 2011. Evaluation of the ^{87}Rb decay constant by age comparison against the U–Pb system. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1-2):1-8, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.004>
- Niu Y., 2021. Lithosphere thickness controls the extent of mantle melting, depth of melt extraction and basalt compositions in all tectonic settings on Earth – A review and new perspectives. *Earth-Science Reviews* 217:103614, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103614>
- Oliveira A.L., Schmitz M.D., Wall C.J., Hollanda M.H.B.M., 2022. A bulk annealing and dissolution-based zircon concentration method for mafic rocks. *Chemical Geology*, 597:120817, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.120817>
- Passos M. S. & Vidotti R., 2019. Análise e interpretação do arcabouço tectônico do rifte do Tacutu, Roraima, Brasil - com base em dados magnéticos. In: *Boletim de Resumos Expandidos do XVI Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG-NO, Manaus, CD-ROM*.
- Pearce J.A. & Norry M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69:33-47.
- Pérez-Gussinye M., 2013. A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia–Newfoundland conjugate margins. In: Mohriak, W. U., Danforth, A., Post, P. J., Brown, D. E., Tari, G. C., Nemcok, M., Sinha, S. T. (eds). *Conjugate Divergent Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 369, 403–427.
- Petersen M.D., 1983. The use of the “immobile” elements Zr and Ti in lithochemical exploration for massive sulphide deposits in the Precambrian Pecos greenstone belt of northern New Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 19, 615–617.
- Petri B., Duret T., Mohn G., Schmalholz S. M., Karner G. D., Müntener O., 2019. Thinning mechanisms of heterogeneous continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 512:147–162, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.02.007>
- Pfänder J. A., Jung S., Münker C., Stracke A., Mezger K., 2012. A possible high Nb/Ta reservoir in the continental lithospheric mantle and consequences on the global Nb budget: evidence from continental basalts from Central Germany. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77:232–251. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.11.017>
- Pinto V.M., Santos J.O.S., Ronchi L. H., Hartmann L.A., Bicudo C.A., Souza V., 2017. Field and geochemical constraints on the relationship between the Apoteri basalts (northern Brazil, southwestern Guyana) and the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 384–393, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.015>
- Pinto V.M., Santos J.O.S., Ronchi L.H., Koester E., Hartmann L.A., Souza V., Schneider B.C., Mayer D. E., 2020. Sr-Nd-Pb geochemical constraints on the relationship between Apoteri basalts (northern Brazil and Guyana) and the Central Atlantic Magmatic Province. In: *Anais do 48º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Porto Alegre, resumos, CD-ROM*.
- Pirajno F., & Santosh M., 2015. Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. *Precambrian Research*, 259:243–261. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.016>
- Polacci M., Baker D.R., La Rue A., Mancini L., Allard P., 2012. Degassing behaviour of vesiculated basaltic magmas: an example from Ambrym volcano, Vanuatu Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 233–234:55–64, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.04.019
- Reis N.J., Faria M.S.G., Maia, M.A.M., 2001. O quadro Cenozóico da porção norte-oriental do Estado de Roraima. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. da Rosa-Costa (Eds.), *Contribuição à Geologia da Amazônia, SBG-NO, Belém, v.3, p. 259-272*.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G., Almeida M.E., 2003. *Geologia do Estado de Roraima, Brasil. Géologie de La France*, 4:121–134.
- Reis N.J., Szatmari P., Filho J.R.W., York D., Evensen N.M., Smith P.E., 2006. Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil-Guiana, escudo das Guianas enfoque à região do rifte Tacutu-North Savannas. In: *Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Aracaju, CD-ROM*.
- Reis N.J., Teixeira W., Hamilton M.A., Bispo-Santos F., Almeida M.E., D’Agrella-Filho M.S., 2013. Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton:

- U-Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos*, 174:175–195. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.014>
- Rivalta E., Pascal K., Phillips J., Bonaccorso A., 2013. Explosive expansion of a slowly decompressed magma analogue: evidence for delayed bubble nucleation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14:3067–3084, doi:10.1002/ggge.20183.
- Rollinson H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, Singapore, p. 352p.
- Rosenbaum G., Weinberg R.F., Regenauer-Lieb K., 2008. The geodynamics of lithospheric extension. *Tectonophysics*, 458:1-8, doi:10.1016/j.tecto.2008.07.016
- Ruppel C., 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *JGR Solid Earth*, 100(B12): 24187-24215, <https://doi.org/10.1029/95JB02955>
- Saar M.O. & Manga M., 1999. Permeability-porosity relationship in vesicular basalts. *Geophysical Research Letters*, 26(1):111-114.
- Sahagian D. L., Proussevitch A. A., Carlson W.D., 2002. Analysis of vesicular basalts and lava emplacement processes for application as a paleobarometer/paleoaltimeter. *The Journal of Geology*, 110:671-685, <https://doi.org/10.1086/342627>
- Sahagian D. & Proussevitch A., 2007. Paleoelevation measurement on the basis of vesicular basalts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 66(1):195–213. doi: <https://doi.org/10.2138/rmg.2007.66.8>
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R.A., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- Santos, J.O.S. dos, Reis, N.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Pinheiro, S.da.S., McNaughton, N.J., 2003. Paleoproterozoic evolution of Northwestern Roraima State—absence of archaic crust, based on U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. In: *Simposium of South-American on Isotope Geology*, vol. 4, Pucon, Chile, CD-ROM.
- Saunders A.D. & Tarney J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: B.P. Kokelaar & M.F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology*, Geological Society of London, special publication, 16:59-76.
- Sengör A.M.C. & Burke K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5(6): 419-421, <https://doi.org/10.1029/GL005i006p00419>
- Silva A.J.P., Lopes R.C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.B., 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Brasília, c.II, p.55-85.
- Simon K., Huismans R.S., Beaumont C., 2009. Dynamical modelling of lithospheric extension and small-scale convection: implications for magmatism during the formation of volcanic rifted margins. *Geophysical Journal International*, 176:327–350, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03891.x
- Smets B., Delvaux D., Ross K. A., Poppe S., Kervyn M., D’Oreye N., Kervyn F., 2016. The role of inherited crustal structures and magmatism in the development of rift segments: Insights from the Kivu basin, western branch of the East African Rift. *Tectonophysics*, 683:62–76, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.022>
- Soldati A., Ferrell J.A., Sant C., Wysocki R., Karson J.A., 2020. The effect of bubbles on the rheology of basaltic lava flows: Insights from large-scale two-phase experiments. *Earth and Planetary Science Letters* 548:116504, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116504>
- Stab, M., N. Bellahsen, R. Pik, X. Quidelleur, Ayalew D., Leroy S., 2016. Modes of rifting in magma-rich settings: Tectono-magmatic evolution of Central Afar. *Tectonics*, 35:2-38, doi:10.1002/2015TC003893.
- Sun S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A297:409-445.
- Tang, M., Lee, C. T. A., Chen, K., Erdman, M., Costin, G., & Jiang, H., 2019. Nb/Ta systematics in arc magma differentiation and the role of arclogites in continent formation. *Nature Communications*, 10:235, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08198-3>
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.

- Theunissen T. & Huisman R.S., 2022. Mantle exhumation at magma-poor rifted margins controlled by frictional shear zones. *Nature Communications*, <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29058-1>
- Thirlwall M.F., 1991. High-precision multicollector isotopic analysis of low levels of Nd as oxide. *Chemical Geology*, 94(1):13-22, [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(10\)80013-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(10)80013-0)
- Vaz P.T., Wanderley Filho J.R., Bueno G.V., 2007. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro*, 15(2):289-297.
- Wang J., Su B. X., Robinson P. T., Xiao Y., Bai Y., Liu X., Sakyi P. A., Jing J. J., Chen C., Liang Z., Bao Z.A., 2021. Trace elements in olivine: Proxies for petrogenesis, mineralization and discrimination of mafic-ultramafic rocks. *Lithos*, 388–389:106085, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106085>
- Webster R.E., Nibbelink K., Boyce D., 2020. Takutu Basin Rift as a Late Cretaceous Conduit for Continent-Interior Drainage into the Guyana Basin. Adapted from oral presentation accepted for the 2020 AAPG, Annual Convention and Exhibition online meeting, article #30679, doi:10.1306/30679Webster2022.
- White R. & McKenzie D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *JGR Solid Earth*, 94(B6):7685-7729, <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07685>
- Whitmarsh, R., Manatschal, G., Minshull, T. 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413:150–154. <https://doi.org/10.1038/35093085>
- Wilson M., 1995. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Chapman & Hall, New York, 466p.
- Winchester J.A. & Floyd P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.
- Windley B.F., 1995. *The evolving continents*. John Wiley & Sons Ltd, New York, 526p.
- Ye J., Chardon D., Rouby D., Guillocheau F., Dall’asta M., Ferry J-N., Broucke O., 2017. Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere*, 13(4):1254-1284, doi:10.1130/GES01426.1
- Xia, L., Xia, Z., Xu, X., Li, X., Ma, Z., 2013. Late Paleoproterozoic rift-related magmatic rocks in the North China Craton: geological records of rifting in the Columbia supercontinent. *Earth Science Reviews*, 125: 69–86. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.06.004>.
- Zhang Y., Yu K., Qian H., 2018. LA-ICP-MS analysis of clinopyroxenes in basaltic pyroclastic rocks from the Xisha islands, northwestern south China sea. *Minerals*, 8: 575. <https://doi.org/10.3390/min8120575>.
- Zhao Y-W., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q-C., X-B. Zhang, 2020. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China. *Lithos*, 366–367. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105561>
- Zhao Z., Sun S.Q., Liu Z.Q., Ma H.S., Xiang B., Zhao S.J., 2021. Th, Nb and Zr characteristics and plume causes identification of Emeishan basalts. 11th Conference of Asian Rock Mechanics Society, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 861:052086, <https://doi.org/10.1088/1755-1315/861/5/052086>
- Zwaan F., Schreurs G., Adam, J., 2018. Effects of sedimentation on rift segment evolution and rift interaction in orthogonal and oblique extensional settings: Insights from analogue models analyzed with 4D X-ray computed tomography and digital volume correlation techniques. *Global and Planetary Change*, 171:110–133, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.002>

CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES

As principais conclusões desta dissertação de mestrado, desenvolvidas a partir dos resultados e discussões apresentados nos capítulos anteriores estão resumidas abaixo:

(1) A fragmentação do supercontinente Pangea no Permiano (~250 Ma) está relacionada à atividade de um conjunto de plumas mantélicas distribuídas na base litosférica, as quais favoreceram à abertura do Oceano Atlântico Equatorial (Figura 8), bem como à formação de estruturas lineares extensionais do tipo rifte intracontinental durante o Mesozóico-Cenozóico, cujos registros estão no centro-sudoeste da África, sudeste dos EUA e norte da América do Sul (Burke 1976; McHone 2000; Silva et al. 2003; Heine & Brune 2014; Heine et al. 2013; Biari et al. 2017; Ye et al. 2017; Loparev et al. 2021).

(2) A colocação das plumas mantélicas é geralmente o resultado de um soerguimento local do manto astenosférico, que favorece a invasão de magmas basálticos na litosfera, principalmente durante os estágios pré e ativo de rifte (Windley 1995; Wilson 1995; Buck et al. 1999; Campbell 2001; Merle 2011; Pirajno et al. 2015). No entanto, este magmatismo basáltico mostra assinaturas geoquímicas e isotópicas variáveis de acordo com a taxa de extensão litosférica, bem como a taxa de interação litosfera-manto, volume de derretimentos derivados do manto e padrões estruturais internos de rifte que controlam a colocação magmática (Sengör & Burke, 1978; White & McKenzie, 1989; Corti et al., 2003; Koptev et al., 2016).

(3) O estágio pré-rifte de Tacutu foi marcado por diques, soleiras e fluxos subaéreos a subaquosos do magmatismo basáltico Apoteri (Eiras & Kinoshita 1990; Eiras et al. 1994; Vaz et al. 2007; Pinto et al. 2017; Loparev et al. al. 2021; Figueiredo et al. 2022). Do lado brasileiro, foram registrados pelo menos dois pulsos magmáticos (Ap1 e Ap2), que possuem composição subalcalina de basalto a basalto-andesito, bem como assinaturas químicas continentais toleito-calcalcalinas e intraplaca (Pinto et al. 2017; neste artigo), com características geoquímicas e isotópicas compatíveis com magmatismo do tipo CAMP (Iacumin et al. 2003; Marzulli et al. 2018). No entanto, do ponto de vista comparativo, Ap1 possui baixo MgO, alto Ti, Zr e REE, enquanto Ap2 possui alto Mg, baixo Ti, Zr e REE, mas ambos possuem indicadores geoquímicos compatíveis para contaminação crustal. Por outro lado, o Ap2 é marcado por alto conteúdo de vesículas ou bolhas indicando parâmetros variáveis para viscosidade, taxa de decompressão, temperatura de fusão e reologia de magmas multifásicos (Bottinga & Javoy 1990; Saar & Manga 1999; Mader et al. 2013; Soldati et al. 2020). As vesículas (bolhas) em

fluxos de lava basáltica têm sido aplicadas, por exemplo, para determinar paleoelevação e explosividade no momento da erupção (Sahagian & Proussevitch 2007; Hashimoto & Sumita 2021; Colombier et al. 2021). Portanto, estudos estatísticos e químicos sobre volume, tamanho, morfologia, taxa de coalescência e composição das vesículas devem ser realizadas no pulso magmático Ap2, a fim de entender o mecanismo de colocação e fazer inferências sobre a taxa de extensão litosférica, por exemplo.

(4) A presença de variedades de quartzo (calcedônia, ágata, opala) como minerais acessórios, associada aos dados geoquímicos de rocha total e valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-2,36 a -4,12), indicam importante taxa de interação entre o manto litosférico subcontinental (SCLM) e crosta antiga continental Arqueano-Paleoproterozóica durante a colocação do magmatismo Apoteri. Os mecanismos de quebra e extensão litosférica no estágio pré-rifte de Tacutu foram controlados por um sistema de falhas normais profundas do tipo horst-graben, resultado de uma segmentação continental oblíqua do processo de abertura do Atlântico Central responsável pela vasta inundação toleítica do tipo CAMP (Iacumin et al. 2003; Marzulli et al. 2018; Pinto et al. 2020; Loparev et al. 2021; Figueiredo et al. 2022). Esta curta extensão litosférica levou à ressurgência local e descompressão do SCLM, com os magmas máficos produzidos sendo canalizados ao longo de falhas, invadindo e sendo contaminados por litosfera siálica, e finalmente espalhados na superfície sob um vulcanismo fissural. Entretanto, o registro de distintos pulsos magmáticos Apoteri (Ap1 e Ap2) sugere que o movimento de falhas normais na dinâmica interna do rifte do Tacutu pode ter desempenhado um papel importante na colocação e acomodação dos magmas. Por exemplo, a vesiculação em Ap2 pode estar associada a vários parâmetros físico-químicos e magmas reológicos (McMillan et al. 1989; Mangan et al. 1993; Herd & Pinkerton 1997; Sahagian et al. 2002; Houghton & Gonnermann 2008), mas uma rápida taxa de descompressão ligada à geração de espaço durante o movimento da falha pode acelerar a nucleação e crescimento de bolhas, seguido por um aumento na taxa de coalescência, levando assim a um vulcanismo fissural com algum grau moderado de explosividade e fragmentação (Rivalta et al. 2013; Le Gall & Pichavant 2016; Polacci et al. 2012; Allison et al. 2021).

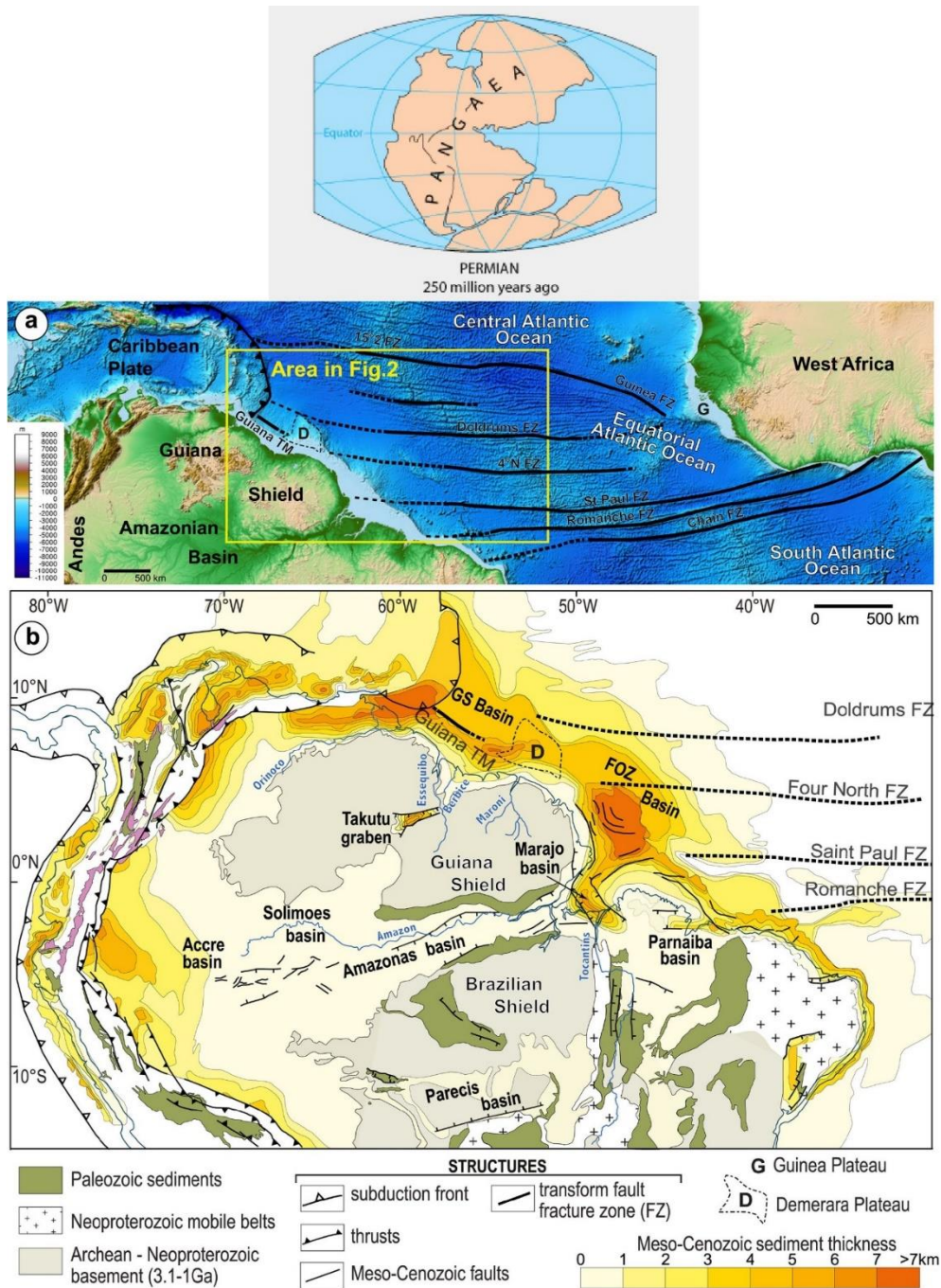


Figura 8 - Distribuição do conjunto de plumas mantélicas que favoreceram a abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Fulaninho (Loparev et al., 2021).

(5) Com base em assinaturas geoquímicas, de acordo com Pinto et al. (2107), os basaltos Apoteri não são magmas primários, provavelmente devido ao processo de cristalização fracionada (olivina e piroxênios) antes da colocação. Acredita-se que a curta extensão litosférica combinada com a arquitetura de falha interna do rifteamento de Tacutu pode ter contribuído para não permitir uma clara exumação de magma proveniente do manto subjacente (Rosenbaum et al. 2008; Simon et al. 2009; Stab et al. 2016; Pérez-Gussinyé 2013; Theunissen & Huismans 2022). Outra condição provável, seria as cúpulas do manto subcontinental estarem localmente exumadas para uma zona estreita com taxas de espalhamento lentas e ultra-lentas na base da litosfera, favorecendo a descompressão leve e a extração de fusão basáltica por

cristalização fracionada dentro de um sistema de rifteamento pobre em magma (McKenzie & Bickle 1988; Whitmarsh et al. 2001; Ebinger & Casey 2001; Franke 2013; Niu 2021). Investigações geofísicas anteriores revelaram que a geometria interna do rifte de Tacutu (blocos horst-graben) tem maior profundidade no lado da Guiana, entre 3000 a 5400 m, marcada pela transição entre o sistema deltaico-marinho (Figura 9), enquanto no lado do Brasil a profundidade varia de 600 a 3000 m e abriga um sistema fluvial-deltaico (Crawford et al. 1985; Mohriak 2003; Passos & Vidotti 2019; Webster et al. 2020). Portanto, é razoável inferir que apenas partes restritas do rifte de Tacutu, provavelmente do lado da Guiana, abrigariam registros dos magmas produzidos pelas plumas mantélicas.

(6) Do lado brasileiro, as variações geoquímicas identificadas em SiO_2 , TiO_2 , MgO , Zr , Nb , Th , Y , REE , Mg\# e relação Ce/Pb , bem como em valores negativos para $\epsilon\text{Nd}(t)$, sugerem que o Os fundidos basálticos Ap1 e Ap2 podem ter sido extraídos e colocados em diferentes momentos e sob diferentes taxas de interação crustal. A figura 10 é uma representação hipotética simplificada dos momentos de colocação dos pulsos basálticos Ap1 e Ap2, controlados principalmente pelo movimento de falha do rifting de Tacutu. Neste modelo geológico, a geometria interna do rifte Tacutu também controlou o estilo do vulcanismo fissural basáltico Apoteri. O vulcanismo fissural no lado brasileiro apresentou características predominantemente subaéreas efusivas associado a um sistema flúvio-deltaico, apresentando certo grau de explosividade e fragmentação principalmente no pulso Ap2, enquanto que no lado guianense prevaleceu o vulcanismo fissural subaquático associado a um sistema deltaico-marinho sistema.

(7) As informações petrológicas disponíveis sobre o magmatismo Apoteri, permitem concluir que durante a fase pré-rifte de Tacutu (Jurássico Inferior) ocorreram pelo menos dois pulsos subalcalinos de basalto a basalto-andesito (Ap1 e Ap2), dentro de um domínio rifte pobre em magma relacionado ao oceano Atlântico Equatorial aberto e magmatismo do tipo CAMP, que possuem assinaturas químicas toleíta-calcialcalinas e intraplaca. No entanto, Ap1 exibe textura afanítica a porfirítica fina, enquanto Ap2 possui característica textural vesicular notável. Ap1 tem baixo MgO , alto Ti , Zr e REE , enquanto Ap2 tem alto Mg , baixo Ti Zr e REE . Indicadores geoquímicos e isotópicos apontam para diferentes taxas de contaminação crustal entre os pulsos magmáticos Ap1 e Ap2, provavelmente relacionadas ao tempo de residência crustal marcado por valores negativos de ϵNd .

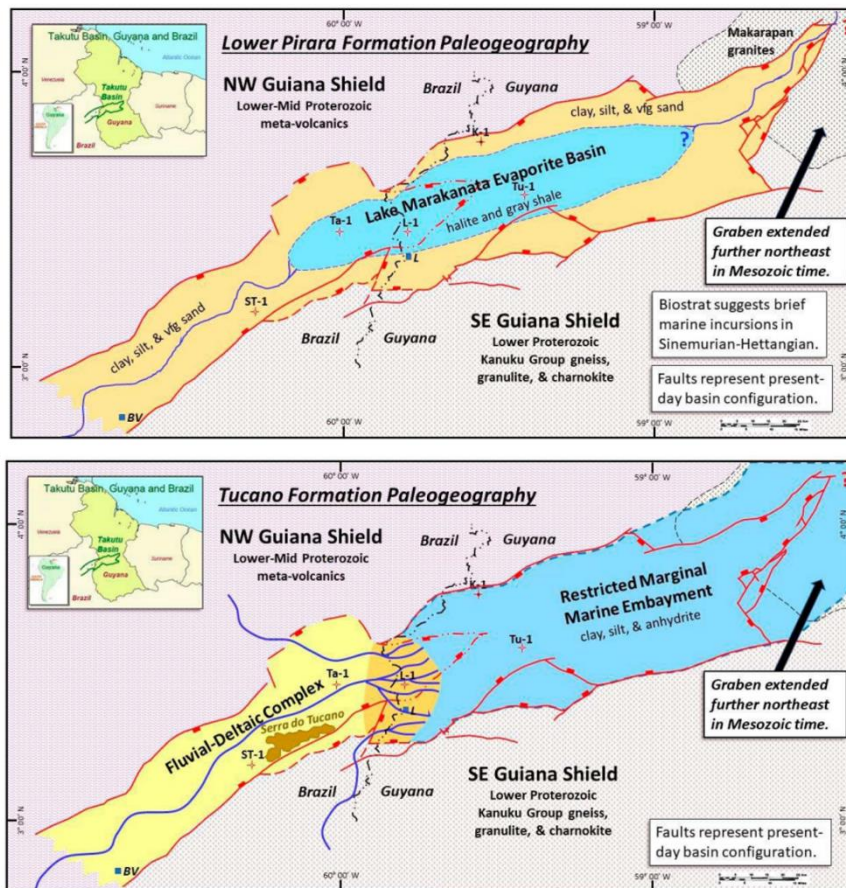


Figura 9 - Estrutura interna rifte Tacutu na porção guianense marcada pela transição entre o sistema flúvio-deltaico. Fulaninho (Webster et al., 2020).

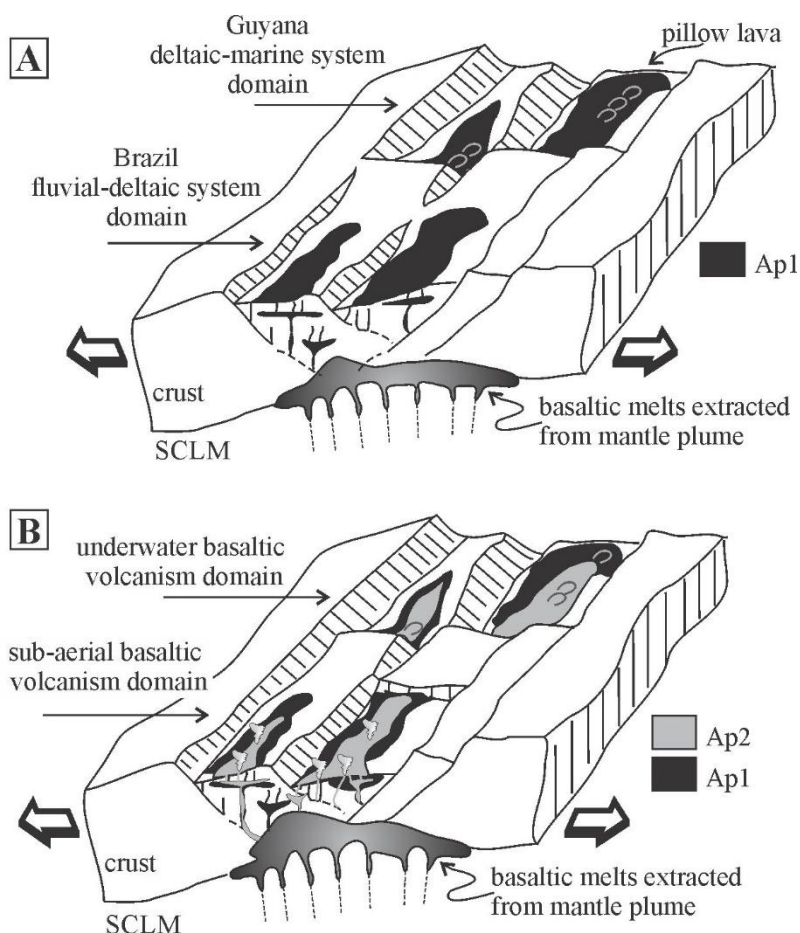


Figura 10 - Modelo geológico simplificado proposto para os momentos de colocação dos pulsos basálticos Apoteri Ap1 e Ap2 durante a fase pré-rifte de Tacutu (Jurássico Inferior). A geometria interna do rifte de Tacutu favoreceu um vulcanismo basáltico subaéreo fissural com algum grau de explosividade no pulso Ap2, associado ao sistema flúvio-deltáico do lado brasileiro, bem como um vulcanismo subaéreo fissural associado a sistemas deltaico-marinhos no lado brasileiro lado da Guiana. Nota-se que a movimentação das falhas no interior do rifteamento de Tacutu foi o principal mecanismo gerado no espaço para os derrames basálticos (A e B).

REFERÊNCIAS

- Allison C.M., Roggensack K., Clarke A.B. 2021. Highly explosive basaltic eruptions driven by CO₂ exsolution. *Nature Communications*, 12:2017, <https://doi.org/10.1038/s41467-020-20354-2>
- Berrangé J. P. & Dearnley R., 1975. The Apoteri volcanic formation - tholeiitic flows in the North Savannas Graben of Guyana and Brazil. *Geologische Rundschau*, 64:883–899.
- Berrangé J.P. 1977. The Geology of Southern Guyana, South America. *Inst. Geol. Sci. Overseas Memoir*, 4, 112 p.
- Biari Y., Klingelhofer F., Sahabi M., Funck T., Benabdellouahed M., Schnabel M., Reichert C., Gutscher M. A., Bronner A., Austin J. A., 2017. Opening of the central Atlantic Ocean: Implications for geometric rifting and asymmetric initial seafloor spreading after continental breakup. *Tectonics*, 36(6):1129–1150. <https://doi.org/10.1002/2017TC004596>
- Bottinga Y. & Javoy M., 1990. MORB degassing Bubble growth and ascent. *Chemical Geology*, 81:255-270.
- Buck, W.R., Lavier, L.L., Poliakov, A.N.B., 1999. How to make a rift wide. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A-357:671-693, <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1999.0348>.
- Burke K., 1976. Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 36:93–112.
- Campbell I.H. 2001. Identification of ancient mantle plumes. *Geological Society of America, Special paper*, 352:5-21.
- Colombier M., Vasseur J., Houghton B.F., Cáceres F., Scheu B., Kueppers U., Thivet S., Gurioli L., Montanaro C., Soldati A., Di Muro A., Dingwell D.B., 2021. Degassing and gas percolation in basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 573:117134, <http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews* 63, 169–247.
- CPRM, 1999. Projeto Roraima Central (folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D inteiras e parte das folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Escala 1:500.000, CPRM, Manaus, 52p.
- CPRM. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*.
- Crawford F. D., Szelewski C. E., Alvey G. D., 1985. Geology and exploration in the Takutu graben of Guyana Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 8(1):5-36.
- De Min, A., Piccirillo, E.M., Marzoli, A. Bellieni, G., Renne, P.R., Ernesto, M., Marques, L.S. 2003. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brasil: Petrology, geochemistry, ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: Hames, W., McHone, G., Renne, P.R., Ruppel, C., (eds), *The Central Atlantic magmatic province: Insights from fragments of Pangaea: American Geophysical Monograph Series*, v. 136, p. 91–128, doi: 10.1029/136GM06.
- Ebinger C.J. & Casey, M. 2001. Continental breakup in magmatic provinces: An Ethiopian example. *Geology* 29, 527–530.
- Eiras J.F. e Kinoshita E.M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2(2/4):193-208.
- Eiras J.F., Kinoshita E.M., Feijó F.J., 1994. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1):83-89.

- Eiras, J.F. & Kinoshita, E.M., 1990. Geologia e perspectivas petrolíferas da Bacia do Tacutu. *In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E. J (Eds.), Origem e evolução de bacias sedimentares, Petrobras, Rio de Janeiro, pp. 197-220.*
- Fava, N. 2000. O manto de intemperismo e a química do pirocloro de Catalão I (GO): um estudo preliminar. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília. Brasília, 2000.
- Favre, P., & Stampfli, G. M. 1992. From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*, 215, 69–97.
- Figueiredo R.F., Azzone R.G., Santos T.J.S., 2022. The Roraima Alkaline Province: A cretaceous alkaline province in the Amazonian Craton. *Geochemistry*, 82:125900, <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2022.125900>
- Fraga L.M.B., 2002. A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG) e suas encaixantes paleoproterozoicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 351p.
- Fraga L.M.B., Araújo R.V. de, Haddad R.C. 1999. Suíte Metamórfica Rio Urubu. *In: CPRM (ed.), Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 – 3.5.*
- Fraga, L. M. B., Haddad, R. C., & Reis, N. J. 1997. Aspectos geoquímicos das rochas granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, 3–12.
- Franco, E. M. S; Del’Arco, J. O; Rivetti, M. Geomorfologia da folha NA. 20 Boa Vista. *In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, p. 139-180, 1975.*
- Franke D., 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology* 43:63-87, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.11.003>
- Frizon De Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., & De Clarens, P. 2015. Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, 34(5), 1009–1029. <https://doi.org/10.1002/2014TC003760>
- Gaudette H.E., Olszewski Jr. W.J., Santos J.O.S. 1997. Geochronology of Precambrian Rocks from the Northern Part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *J. South Amer. Earth Sciences*, 9, 185-195.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M. 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72 (2): 219–245.
- Giuseppe Cordani, U., Sato, K., Teixeira, W., & Gaeta, C. 2000. *Crustal evolution of the South American platform Precambrian of Paraguay View project Petrogenesis and ore-forming processes in the syn-orogenic Beja Layered Gabbroic Sequence, Portugal View project CITATIONS SEE PROFILE.* <https://www.researchgate.net/publication/236348355>
- Greenroyd C. J., Peirce C., Rodger M., Watts A. B., Hobbs R. W. 2007. Crustal structure of the French Guiana margin, West Equatorial Atlantic. *Geophysical Journal International*, 169:964–987.
- Hames W.E.,McHone J.G.,Renne P.R.,Ruppel C. 2003.The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from fragments of Pangea. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 276Pages.

- Hashimoto K. & Sumita I., 2021. Excitation of airwaves by bubble bursting in suspensions: regime transitions and implications for basaltic volcanic eruptions. *Earth, Planets and Space*, 73:143 <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01472-7>
- Heine C. & Brune S., 2014. Oblique rifting of the equatorial Atlantic: why there is no Saharan Atlantic Ocean. *Geology*, 42(3):211–214, <https://doi.org/10.1130/G35082.1>
- Heine C., Zoethout J., Müller R.D., 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4(2): 215–253. <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>
- Herd R.A. & Pinkerton H., 1997. Bubble coalescence in basaltic lava: Its impact on the evolution of bubble populations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75:137–157.
- Hill, R.I., 1991. Starting plumes and continental break-up, *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 398–416.
- Holbrook, W. S., & Kelemen, P. B. 1993. Large igneous province on the US Atlantic margin and implication for magmatism during continental breakup. *Nature Publishing Group, Vol. 364*.
- Houghton B.F. & Gonnermann H.M., 2008. Basaltic explosive volcanism: Constraints from deposits and models. *Chemie der Erde Geochemistry*, 68:117-140, [doi:10.1016/j.chemer.2008.04.002](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2008.04.002)
- Iacumina M., De Mina A., Piccirillo E.M., Bellieni G., 2003. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean–Proterozoic (2.7-1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 62:365-397, [doi:10.1016/S0012-8252\(02\)00163-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00163-0)
- Kearey, P. 2009. *Tectônica Global* (3. ed). Bookman. www.grupoa.com.br
- Klein, E. L., Angélica, R. S., Harris, C., Jourdan, F., & Babinski, M. 2013. Mafic dykes intrusive into Pre-Cambrian rocks of the São Luís cratonic fragment and Gurupi Belt (Parnaíba Province), north-northeastern Brazil: Geochemistry, Sr-Nd-Pb-O isotopes, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and relationships to CAMP magmatism. *Lithos*, 172–173, 222–242. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.015>
- Koptev, A., Burov, E., Calais, E., Leroy, S., Gerya, T., Guillou-Frottier, L., Cloetingh, S., 2016. Contrasted continental rifting via plume-craton interaction: applications to Central East African rift. *Geoscience Frontiers*, 7:221–236.
- Kroonenberg, S. B. 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coereni-lucie area, Southwestern Surinam. *Geolo. Mijnb*, 109–289.
- Kusznir N.J., Roberts A.M., Alvey A.D. 2018. Crustal structure of the conjugate equatorial Atlantic margins derived by gravity anomaly inversion. In: McClay K. R. & Hammerstein J. A. (eds). *Passive Margins: Tectonics, Sedimentation and Magmatism*. Geological Society, London, Special Publications, 476, <https://doi.org/10.1144/SP476.5>
- Le Gall N. & Pichavant M., 2016. Homogeneous bubble nucleation in H₂O- and H₂O-CO₂-bearing basaltic melts: Results of high temperature decompression experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327:604–62, <https://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.10.004>
- Loparev A., Rouby D., Chardon D., Dall’Asta M., Sapin F., Bajolet F., Ye J., Paquet F., 2021. Superimposed Rifting at the Junction of the Central and Equatorial Atlantic: Formation of the Passive Margin of the Guiana Shield. *Tectonics*, 40, <https://doi.org/10.1029/2020TC006159>
- Lugmair, G.W., Marti, K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Sci. Letters*, **39**: 349-357.

- Luzardo, R., & Reis, N. J. 2001. *O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica*.
- Mader H.M., Llewellyn E.W., Mueller S.P., 2013. The rheology of two-phase magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257:135–158, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.02.014>
- Mangan M.T., Cashman K.V., Newman S., 1993. Vesiculation of basaltic magma during eruption. *Geology*, 21 (2): 157–160.
- Marzoli A., Callegaro S., Corso J.D., Davies J.H.F.L., Chiaradia M., Youbi N., Bertrand H., Reisberg L., Merle R., Jourdan F., 2018. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review. In: Tanner, L. (eds) *The late Triassic world: earth in a time of transition*. Topics in Geobiology, vol 46. Springer, https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5_4
- May P.R., 1971. Pattern of Triassic-Jurassic diabase dykes around the North Atlantic in the context of pre-rift position in continents. *GSA Bulletin*, 82:1285-1291.
- McHone J. G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316:287-296.
- McHone, J. G. 2003. *Volatile Emissions From Central Atlantic Magmatic Province Basalts: Mass Assumptions and Environmental Consequences*.
- McKenzie D., Bickle M.J., 1988. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere, *Journal of Petrology*, 29(3):625–679, <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>
- Mckenzie, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. In *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 40).
- McMillan K., Long P. E., Cross R. W., 1989. Vesiculation in Columbia River Basalts. In: *Volcanism and tectonism in the Columbia River flood-basalt province*, S. P. Reidel and P. R. Hooper (editor) Special Paper - Geological Society of America, 239: 157-167.
- Melankholinaa E.N. & Sushchevskayab N.M. 1992. Tectono-Magmatic Evolution of the South Atlantic Continental Margins with Respect to Opening of the Ocean. *Geotectonics*, 52(2):173–193.
- Menezes Leal, A. B., Girardi, V. A. V., & Bastos Leal, L. R. 2000. Petrologia e geoquímica do magmatismo básico mesozóico da Suíte Básica Apoteri, Estado de Roraima - Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 155–174.
- Merle O., 2011. A simple continental rift classification. *Tectonophysics*, 513(1-4):88-95. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.004>
- Mohriak W.U., 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Brasília, c. III, p. 87-165.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics* 94, 123–139.
- Nirrengarten, M., Manatschal, G., Tugend, J., Kuszniir, N., & Sauter, D. 2018. Kinematic Evolution of the Southern North Atlantic: Implications for the Formation of Hyperextended Rift Systems. *Tectonics*, 37(1), 89–118. <https://doi.org/10.1002/2017TC004495>
- Niu Y., 2021. Lithosphere thickness controls the extent of mantle melting, depth of melt extraction and basalt compositions in all tectonic settings on Earth – A review and new perspectives. *Earth-Science Reviews* 217:103614, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103614>

- Passos M. S. & Vidotti R., 2019. Análise e interpretação do arcabouço tectônico do rifte do Tacutu, Roraima, Brasil - com base em dados magnéticos. In: Boletim de Resumos Expandidos do XVI Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG-NO, Manaus, CD-ROM.
- Pérez-Gussinye M., 2013. A tectonic model for hyperextension at magma-poor rifted margins: an example from the West Iberia–Newfoundland conjugate margins. In: Mohriak, W. U., Danforth, A., Post, P. J., Brown, D. E., Tari, G. C., Nemcok, M., Sinha, S. T. (eds). *Conjugate Divergent Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 369, 403–427.
- Pinto V.M., Santos J.O.S., Ronchi L. H., Hartmann L.A., Bicudo C.A., Souza V., 2017. Field and geochemical constraints on the relationship between the Apoteri basalts (northern Brazil, southwestern Guyana) and the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 384–393, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.015>
- Pinto V.M., Santos J.O.S., Ronchi L.H., Koester E., Hartmann L.A., Souza V., Schneider B.C., Mayer D. E., 2020. Sr-Nd-Pb geochemical constraints on the relationship between Apoteri basalts (northern Brazil and Guyana) and the Central Atlantic Magmatic Province. In: Anais do 48º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Porto Alegre, resumos, CD-ROM.
- Pirajno F., & Santosh M., 2015. Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems. *Precambrian Research*, 259:243–261. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.016>
- Polacci M., Baker D.R., La Rue A., Mancini L., Allard P., 2012. Degassing behaviour of vesiculated basaltic magmas: an example from Ambrym volcano, Vanuatu Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 233–234:55–64, doi:10.1016/j.jvolgeore.2012.04.019
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G., Almeida M.E., 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de La France*, 4:121–134.
- Reis N.J., Szatmari P., Filho J.R.W., York D., Evensen N.M., Smith P.E., 2006. Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil-Guiana, escudo das Guianas enfoque à região do rifte Tacutu-North Savannas. In: Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Aracajú, CD-ROM.
- Reis, N. J., & Fraga, L. M. B. 1998. *Geologia do Estado de Roraima*.
- Reis, N. J., Faria, M. S. G., & Maia, M. A. M. 2001. O Quadro Cenozóico da Porção Norte-Oriental do Estado de Roraima. In *SBG, Simp. Geol. Amaz (Vol. 7)*.
- Riker S.R.L., Araújo R.V. de, Reis N.J. 1999. Grupo Cauarane. In: CPRM (ed.); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3-3.3.
- Rivalta E., Pascal K., Phillips J., Bonaccorso A., 2013. Explosive expansion of a slowly decompressed magma analogue: evidence for delayed bubble nucleation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14:3067–3084, doi:10.1002/ggge.20183.
- Rivalta E., Pascal K., Phillips J., Bonaccorso A., 2013. Explosive expansion of a slowly decompressed magma analogue: evidence for delayed bubble nucleation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14:3067–3084, doi:10.1002/ggge.20183.
- Rosenbaum G., Weinberg R.F., Regenauer-Lieb K., 2008. The geodynamics of lithospheric extension. *Tectonophysics*, 458:1-8, doi:10.1016/j.tect.2008.07.016
- Saar M.O. & Manga M., 1999. Permeability-porosity relationship in vesicular basalts. *Geophysical Research Letters*, 26(1):111-114.

- Sahagian D. & Proussevitch A., 2007. Paleoelevation measurement on the basis of vesicular basalts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 66(1):195–213. doi: <https://doi.org/10.2138/rmg.2007.66.8>
- Sahagian D. L., Proussevitch A. A., Carlson W.D., 2002. Analysis of vesicular basalts and lava emplacement processes for application as a paleobarometer/paleoaltimeter. *The Journal of Geology*, 110:671-685, <https://doi.org/10.1086/342627>
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- Sena Costa J.B., Pinheiro R.V.L., Reis N.J., Pessoa M.R., Pinheiro S.S. 1991. O hemigráben do Tacutu, uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão Guiana Central. *Geociências*, 10:119-130.
- Sengör A.M.C. & Burke K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5(6): 419-421, <https://doi.org/10.1029/GL005i006p00419>
- Silva A.J.P., Lopes R.C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.B., 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Brasília, c.II, p.55-85.
- Simon K., Huisman R.S., Beaumont C., 2009. Dynamical modelling of lithospheric extension and small-scale convection: implications for magmatism during the formation of volcanic rifted margins. *Geophysical Journal International*, 176:327–350, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03891.x
- Soldati A., Ferrell J.A., Sant C., Wysocki R., Karson J.A., 2020. The effect of bubbles on the rheology of basaltic lava flows: Insights from large-scale two-phase experiments. *Earth and Planetary Science Letters* 548:116504, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116504>
- Stab, M., N. Bellahsen, R. Pik, X. Quidelleur, Ayalew D., Leroy S., 2016. Modes of rifting in magma-rich settings: Tectono-magmatic evolution of Central Afar. *Tectonics*, 35:2-38, doi:10.1002/2015TC003893.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- Theunissen T. & Huisman R.S., 2022. Mantle exhumation at magma-poor rifted margins controlled by frictional shear zones. *Nature Communications*, <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29058-1>
- Vaz P.T., Wanderley Filho J.R., Bueno G.V., 2007. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 15(2):289-297.
- Webster R.E., Nibbelink K., Boyce D., 2020. Takutu Basin Rift as a Late Cretaceous Conduit for Continent-Interior Drainage into the Guyana Basin. Adapted from oral presentation accepted for the 2020 AAPG, Annual Convention and Exhibition online meeting, article #30679, doi:10.1306/30679Webster2022.
- White R. & McKenzie D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *JGR Solid Earth*, 94(B6):7685-7729, <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07685>
- Whitmarsh, R., Manatschal, G., Minshull, T. 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413:150–154. <https://doi.org/10.1038/35093085>
- Wilson M. 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? In: Storey B. C., Alabaster

- T.,Pankhurst R. J. (Eds), Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geological Society Special Publication, No. 68, pp. 241-255.
- Wilson M., 1995. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Chapman & Hall, New York, 466p.
- Wilson, M., 1997. Thermal evolution of the central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume. *J. Geol. Soc. London* 154, 491–495.
- Windley B.F., 1995. The evolving continents. John Wiley & Sons Ltd, New York, 526p.
- Yang W. & Escalona A. 2011. Tectonostratigraphic Evolution of the Guyana Basin. *AAPG Bulletin*, 95, 1339-1368.
- Ye J., Chardon D., Rouby D., Guillocheau F., Dall’asta M., Ferry J-N., Broucke O., 2017. Paleogeographic and structural evolution of northwestern Africa and its Atlantic margins since the early Mesozoic. *Geosphere*, 13(4):1254-1284, doi:10.1130/GES01426.1
- Zolnerkevic, I. (2016). A conturbada formação de um oceano. *Pesquisa FAPESP*. Edição 248, 2016.