



Avaliação Petrográfica e Geoquímica do Basanito Subaflorante no Município de Fortaleza (CE) e sua Correlação com o Vulcanismo de Fernando de Noronha, Brasil

Luiza Silva Werneck¹ & Christiano Magini²

Resumo: O vulcanismo alcalino Cenozoico no Estado do Ceará, nomeadamente na Região Metropolitana de Fortaleza, é representado por fonolitos e traquitos em forma de necks, plugs, domos e estruturas concêntricas, com raros diques de tefritos e fonotefritos. A ocorrência do vulcanismo subaflorante em Fortaleza, objeto de estudo deste trabalho, é classificada como um basanito fortemente enriquecido em elementos incompatíveis (Ba, Th, U, Ta, Nb, La e Ce), tem em torno 400 por 320 metros em área e no mínimo 20 metros de espessura. Os dados geoquímicos sugerem que esta ocorrência possivelmente seria o membro máfico do Vulcanismo Messejana (VMess), que se localiza no prolongamento continental da Zona de Fratura Fernando de Noronha, o que sugere um caráter bimodal a este evento. Em uma comparação entre as amostras do Vulcanismo Fernando de Noronha, que originou o arquipélago homônimo e cuja idade varia entre $12,5 \pm 0,1$ e $1,3 \pm 0,1$ Ma, com os dados da suíte estudada é possível perceber fortes correlações petrográficas e geoquímicas entre as rochas nas duas localidades. O magma que originou este basanito apresenta padrões de elementos terras raras fortemente fracionados com razão Ce/YbN de 18,02 a 20,17, enriquecidos em ETRL, sem anomalia de Eu. Apresenta depleções nos elementos Sm, Eu, Tl, Tb, Y e Yb, e enriquecimentos em Cs e Rb, sendo correlacionáveis ao padrão OIB. Entretanto, características como o enriquecimento nos elementos Ba, Th e U, e depleção de Sr e P indicam influência crustal.

Palavras-Chave: Província Borborema; Geoquímica; Vulcanismo Cenozoico; Vulcanismo Messejana; Mecejana.

Abstract: *The Cenozoic volcanism in Ceará State, in the metropolitan region of Fortaleza is alkaline, represented by necks, plugs and domes of phonolites and trachytes, with rare described dikes of tephrites and phonotephrites. The new subsurface volcanic rock in Fortaleza is classified as a basanite, which is almost 400 by 320 meters in area and at least 20 meters of thickness. Geochemistry data suggests this occurrence would be the mafic member of the Messejana Volcanism (VMess), which is in the continental prolongation of the Fernando Noronha Fracture Zone, suggesting a bimodal character to this event. A comparison of Fernando de Noronha Volcanism samples, which had*

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia - Universidade Federal do Ceará

² Departamento de Geologia - Universidade Federal do Ceará

Autor para correspondência: Luiza Silva Werneck

Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará. Campus do Pici, Bloco 912, Fortaleza/Ceará.
CEP: 60455-760. E-mail: luiza.werneck@gmail.com

Recebido em 24 de Agosto de 2017 / Aceito em 18 de Outubro de 2017.

originated the namesake archipelago with ages between 12.5 ± 0.1 e 1.3 ± 0.1 My, with the study area data shows both strong petrographic and geochemical resemblance among in both localities. The magma which originated this basanite shows a strong fractionation of REEL and a soft fractionation of REEH, absent Eu anomaly. It also presents a depletion of Sm, Eu, Tl, Tb, Y, and Yb, while shows enrichment of Cs and Rb, which could be related to the OIB pattern. However, Ba, Th and U enrichment and Sr and P depletion reveal crustal influence.

Keywords: *Borborema Province; Geochemistry; Cenozoic Volcanism; Messejana Volcanism; Mecejana.*

1. INTRODUÇÃO

O vulcanismo descrito na extensão continental da Zona de Fratura Fernando de Noronha – ZFFN – (Gomes *et al.*, 2000; Gorini e Bryan, 1974) é denominado Vulcanismo Messejana (VMess), grafado como Mecejana por Vandomos e Oliveira (1968), e ocorre como domos, diques e necks distribuídos na Região Metropolitana de Fortaleza. Este vulcanismo é geralmente classificado como alcalino félsico (Almeida *et al.*, 1988; Brasil, 1981; Guimarães *et al.* 1982; Macciotta *et al.*, 1990; Rao e Sial, 1972; Sial, 1987; Vandomos e Oliveira, 1968), entretanto Sial (1987) e Macciotta *et al.* (1990) ainda descrevem pequenos diques alcalinos máficos. Os dados geoquímicos (Macciotta *et al.*, 1990; Rao e Sial, 1972) para esta província vulcânica são bastante restritos em relação aos elementos traço analisados, portanto os dados geoquímicos do presente trabalho são importantes para caracterização mais detalhada da porção máfica do Vulcanismo Messejana.

Fortaleza, capital do Estado do Ceará na Região Nordeste do Brasil, localiza-se no litoral Atlântico Equatorial Norte e geologicamente está inserida na Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977). Na porção setentrional da Província Borborema os vulcanismos que não sofreram influência do Ciclo Brasileiro (Cordani *et al.*, 1968; Cordani

et al., 1973; Almeida *et al.* 1973; Almeida e Hasui, 1984) são: Rio Ceará Mirim, Serra do Cuó, Macau e Messejana, além do Vulcanismo Fernando de Noronha, que formou o arquipélago homônimo.

O Vulcanismo Rio Ceará-Mirim (Gomes *et al.*, 1981; Martins *et al.*, 1989) ocorre na forma de diques, de afinidade toleítica, em um trend E-W na borda sul da Bacia Potiguar, estendendo-se para oeste em direção às bacias interiores de Iguatú e Rio do Peixe (Ngonge *et al.* 2016a), sua idade varia de 145 a 120 Ma, precedendo a abertura do Atlântico Central e Subequatorial. Por sua vez, o Vulcanismo Serra do Cuó (Sial *et al.*, 1981; Mizusaki *et al.*, 2002; Oliveira, 1998; Oliveira, 2000; Araújo *et al.*, 2001) de natureza toleítica a moderadamente alcalina, idade pico de $93,1 \pm 0,8$ Ma (Souza *et al.*, 2003) está relacionado à separação efetiva dos continentes durante a abertura do Gondwana, a sua ocorrência é restrita a borda sudoeste da Bacia Potiguar e à porção *offshore* da Bacia Ceará (Mizusaki *et al.*, 2002). O Vulcanismo Macau, no Rio Grande do Norte, tem afinidade alcalina, onde corpos de direção E-W alinham-se em um trend aproximadamente N-S, também ocorrendo na porção submersa da Bacia Potiguar, sua idade varia entre 45 e $7,1 \pm 0,1$ Ma (Mizusaki *et al.*, 2002; Oliveira, 1998; Silveira, 2006; Knesel *et al.* 2010). O Vulcanismo Messejana,

restrito ao Estado do Ceará, foi datado por Cordani (1970) pelo método K/Ar com idades de $29,9 \pm 0,9$ Ma em K-feldspato, $27,8 \pm 0,8$ Ma em rocha total, enquanto o Projeto Cronoboro (dados não publicados) encontrou idades entre 35 e 33 Ma pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em amostras do continente. Enquanto Thomaz Filho (1983) classificou como basaltos da Bacia Ceará (*offshore*) e obteve idades variando de 32 ± 1 a 44 ± 3 Ma. E finalmente, o Vulcanismo Fernando de Noronha que foi individualizado em duas grandes formações, Remédios e Quixaba, e uma formação menos expressiva, denominada São José, por Almeida (1955), posteriormente datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com idades entre $12,5 \pm 0,1$ e $9,4 \pm 0,2$ Ma, $6,2 \pm 0,1$ até $1,3 \pm 0,1$ Ma e $9,2 \pm 0,5$ a $9,0 \pm 0,1$ Ma, respectivamente (Perlingeiro *et al.* 2013). As descrições petrográficas e geoquímicas das rochas do arquipélago Fernando de Noronha foram feitas por Ulbrich (1993), Lopes (2002) e Lopes e Ulbrich (2015), entre outros.

O processo que originou o vulcanismo da região Nordeste do Brasil ainda não está totalmente caracterizado e compreendido. A possibilidade do hotspot Fernando de Noronha (Almeida, 1986; Almeida, 2006; Chang *et al.* 1992; Davies, 1988; Mizusaki *et al.*, 2002) ativo a partir do Cenozoico foi defendida por muito tempo. Entretanto, Rivalenti *et al.* (2000) e Rivalenti *et al.* (2007) consideraram, a partir do estudo de xenólitos, que a origem do Vulcanismo Fernando de Noronha estaria relacionada a plumas mantélicas. Ambas as hipóteses são confrontadas pela distribuição geométrica deste vulcanismo e inexistência de uma anomalia geofísica no manto inferior (Montelli *et al.*, 2006; Ristema *et al.*, 1999). Ernesto (2005) questiona a partir da reconstituição paleomagnética da plataforma brasileira, a geometria típica

de um *hotspot*, mas para Almeida (2006) essa possibilidade não poderia ser descartada, já que Anderson (2000) e Courtillot *et al.* (2003) consideraram que a pluma geradora de um hotspot pode ocorrer no manto superior. Almeida *et al.* (1988) e Sleep (2003) defenderam que este tipo de vulcanismo estaria relacionado à reativação de falhas e zonas de cisalhamento, o que corrobora a teoria de Anderson (2005) na qual não seria necessária a presença de uma pluma quente e, sim, uma heterogeneidade química para a fusão no manto superior e que esta heterogeneidade pode ser gerada como resultado de processos tectônicos, pois a decompressão devido a falha profunda pode também levar a fusão mantélica. Para King e Anderson (1998) e Vogt (1991) é considerada a possibilidade destes eventos magmáticos estarem relacionados a um fluxo convectivo de menor escala gerado por contrastes térmicos associados à movimentação da litosfera mais fina. King (2007), King e Ristema (2000) e Knesel *et al.* (2010) colocaram o vulcanismo de Fernando de Noronha, entre outros, como propícios candidatos à convecção de borda, devido à sua geometria e localização.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de Estudo

A área de estudo está inserida na Província Borborema (PB), em um cinturão orogênico Neoproterozóico (Arthaud *et al.*, 2008) composto pela aglutinação de diferentes “blocos crustais” com idades Arqueana até Neoproterozóica que sofreram deformação durante a formação do Supercontinente Gondwana (e.g. Caby; Arthaud, 1986; Caby, 1989; Trompette, 1994) a partir da convergência e colisão dos Crátos São Luis-Oeste Africano, Amazônico e São

Francisco-Congo há aproximadamente 600 Ma (Brito Neves; Cordani, 1991). O mapeamento mais completo dos corpos alcalinos do que seria a Província Vulcânica de Messejana é o de Brandão (1995), no qual foi feito um levantamento da região metropolitana de Fortaleza,

onde esses corpos estão localizados, e da zona urbana em si, onde está inserida a área de estudo (Figura 1). Este projeto ainda delimitou e descreveu a Formação Barreiras e os sedimentos Quaternários e Cretáceos na região.

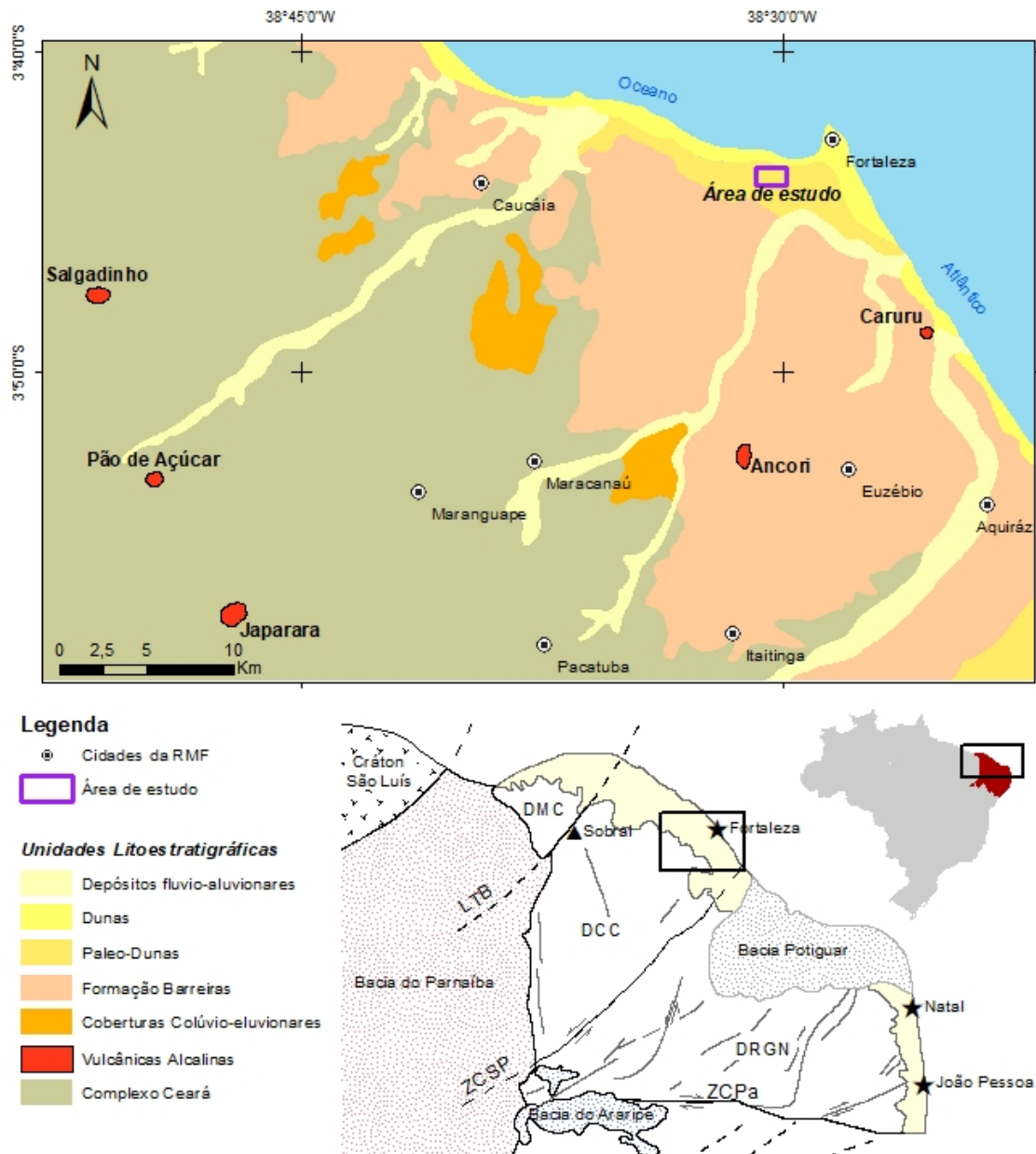


Figura 1: Esboço geológico da Região Metropolitana de Fortaleza (RMF), onde estão individualizados os corpos vulcânicos alcalinos e os depósitos sedimentares Cenozoicos (modificado de Brandão, 1995). Na representação da Província Borborema Setentrional: LTB – Lineamento Transbrasiliiano; ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; ZCPa – Zona de Cisalhamento Patos; DMC – Domínio Médio Coreaú; DCC – Domínio Ceará Central; DRGN – Domínio Rio Grande do Norte. Modificado de Van Schmus et al. (1995).

A vulcânica subafiorante em Fortaleza, detectada por sondagens e geofísica, foi interceptada por três furos realizados para a obra da Linha Leste do Metrô do referido município ao longo de um trecho da Avenida Santos Dumont, entre a Praça Luiza Távora e a Avenida Barão de Studart (Figura 2).

Entre os estudos para a Obra da Linha Leste do Metrô de Fortaleza foram gerados perfis de Sísmica Passiva

Roadside MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) como na figura 3. Embora estes dados, não publicados, não estejam tratados é possível identificar o forte contraste entre o corpo vulcânico e os sedimentos subjacentes. As dimensões do corpo extrapolam os limites dos perfis transversais (SW-NE) e o corpo vulcânico é limitado por duas falhas, uma sob a Praça Luiza Távora e outra sob a Avenida Barão de Studart (Figura 3).

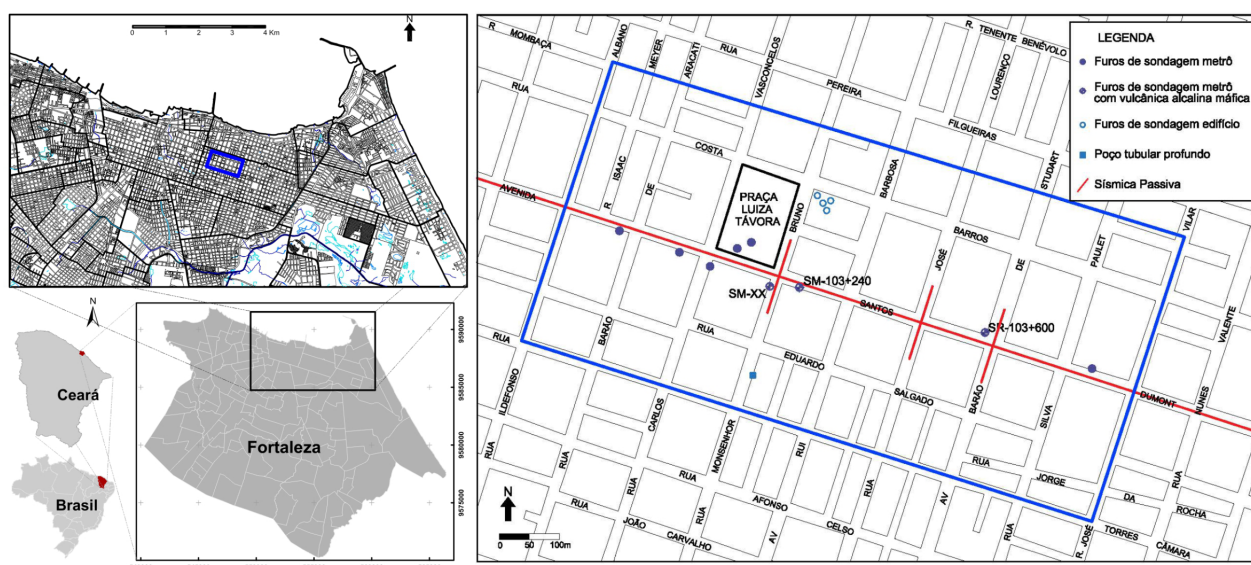


Figura 2: Localização dos furos de sondagem rotativa da obra do metrô na área de estudo, indicada pelo retângulo azul, no mapa de Fortaleza no qual os furos com ocorrência da vulcânica estão identificados pelos nomes. Também estão localizados os furos de sondagem SPT de um empreendimento imobiliário, representados como círculos vazados, e um poço tubular profundo, representado por um quadrado cheio, ambos alcançam o derrame vulcânico. As linhas vermelhas indicam a localização dos perfis de Sísmica Passiva Roadside MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) realizada pelo Consórcio.

2.2. Método

Os furos de sondagem rotativa, com a presença ou não de rocha vulcânica, foram descritos e fotografados. Foram feitas e descritas lâminas delgadas da rocha vulcânica, a Tabela 1 apresenta a composição modal de cada uma das amostras. Inicialmente uma amostra de cada furo foi analisada pelo ACME Veritas Bureal. Após a constatação de que a bibliografia

apresentava poucas informações a respeito dos elementos traço para as alcalinas félsicas do Vulcanismo Messejana foram selecionadas duas amostras do Serrote Pão de Açúcar, indicado na figura 2, e enviadas para análise no SGS Geosol. As análises realizadas (Tabela 2) são denominadas pelos pacotes comerciais, LF200 no caso do ACME e ICP95A/IMS95A no caso do

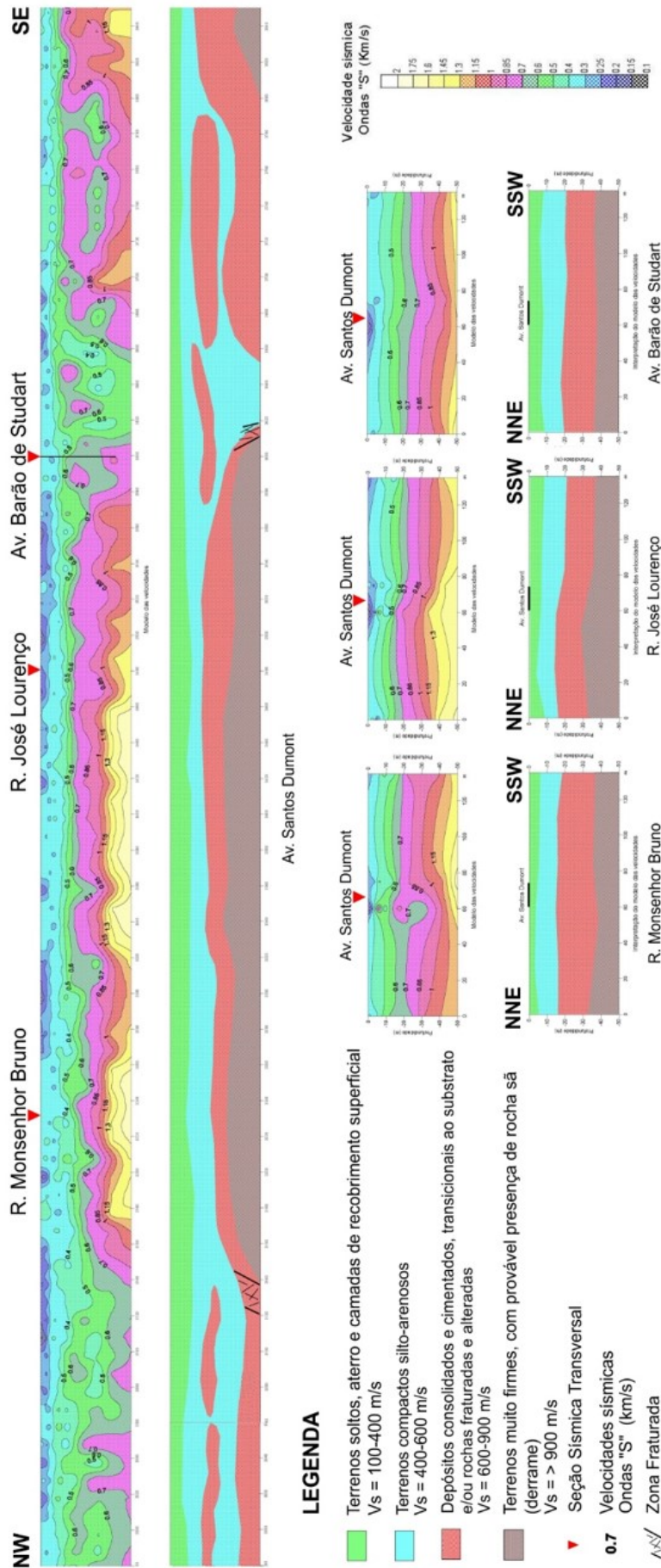


Figura 3: Perfil Longitudinal e Perfis Transversais de Sísmica Passiva Roadside MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) levantado pelo Consórcio Cetenco-Acciona (dados não publicados).

SGS Geosol, sendo que no ACME todos os elementos foram analisados por ICP / ICP MS e o SGS Geosol analisou os elementos maiores e Ba, V, Zn, Sr e Zr por ICP OES, enquanto quanto os demais elementos foram analisados por ICP MS.

O cálculo da Norma CIPW foi realizado pelo software KWare Magma (Wohletz, 2016) e os minerais normativos podem ser vistos na Tabela 2. As amostras foram plotadas nos diagramas $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Miyashiro, 1975), CaO vs. Na_2O (Vallance, 1974) e TAS (Le Bas *et al.* 1986) para discriminação de rochas espilitizadas, identificação de processos pós-magmáticos e classificação geoquímica de rochas vulcânicas, respectivamente. Também foram plotadas no diagrama TAS as amostras dos vulcanismos Fernando de Noronha (Lopes, 2002), Messejana (Guimarães *et al.*, 1982; Rao e Sial 1972), Macau (Knesel *et al.* 2010; Ngonge *et al.* 2016b; Silveira, 2006) e Rio Ceará Mirim (Ngonge *et al.* 2016a). O diagrama de variação do tipo Harker também foi utilizado, mas apenas com dados de Fortaleza, do neck Pão de Açúcar e de Fernando de Noronha.

Os elementos menores das amostras de Fortaleza e do neck Pão de Açúcar foram plotados nos diagramas ETR e Spider, normalizados pelo Condrito-C1 (Sun e McDonough, 1989) e a título de comparação os padrões OIB (Sun e McDonough, 1989) e Crosta Continental Superior e Inferior (Taylor e McLennan, 1995), também foram normalizados nestes diagramas. Buscando uma caracterização geotectônica foram utilizados os ternários La-Y-Nb (Cabani e Lecolle, 1989) e Mn-Ti-P (Mullen, 1983), e o diagrama de Pearce (2008) no qual são relacionadas às razões Th/Yb e Nb/Yb.

3. RESULTADOS

A ocorrência vulcânica subafiorante em Fortaleza, objeto deste trabalho, está em média a 20 metros de profundidade na área sondada. Os furos de sondagens onde a rocha vulcânica ocorre tem, em média, 40,5 metros de profundidade e nenhum destes furos atravessam o corpo vulcânico, portanto, no mínimo, é um corpo com mais do que 20 metros de espessura em sua porção mais central. Além dos furos de sondagem rotativa, dados de sondagem SPT de simples reconhecimento de empreendimentos nas adjacências e perfil de poço tubular profundo, como está apresentado na Figura 1, permitiram inferir uma dimensão de pelo menos 400 por 320 metros para o corpo vulcânico tabular horizontal. Esta forma indica um jazimento do tipo derrame (Figura 3), que posteriormente seria recoberto pelos sedimentos dunares.

O topo deste corpo está em contato com arenitos siltosos da Formação Barreiras, na porção leste, e com as areias das chamadas paleodunas, a partir de sua porção central para o oeste. Além disso, ocorre uma vulcanoclástica, geralmente saprolitizada, com fragmentos subangulosos de composição e tamanho variados, a oeste do corpo de basanita, próximo à falha destacada na Figura 3. A vulcanoclástica apresenta fragmentos de quartzo e microclina em meio a outros fragmentos da rocha, a relação de contato entre esses fragmentos é irregular e seus minerais estão oxidados e argilizados. Nos furos analisados não são visíveis sinais de metamorfismo de contato nas unidades sobrejacentes ao corpo vulcânico. Embora o levantamento sísmico realizado pelo Consórcio Cetenco-Acciona não tenha sido tratado (Figura 3) destaca-se o contraste entre os

sedimentos e o corpo vulcânico, sendo possível, ainda, a extrapolação das dimensões do corpo para além dos limites dos perfis transversais (SW-NE).

A rocha é afanítica, geralmente maciça, bastante densa e magnética, com raras amígdalas preenchidas por calcita. Quando são, a rocha tem cor preta a cinza escuro (Figura 4-a). Suas fraturas, quando presentes, são frequentemente fechadas e preenchidas por calcita e clorita. No topo do corpo, a rocha tem 1,5 metros de espessura, em média, saprolitizados nos quais a cor é cinza esverdeado com porções ocre (Figura 4-b) composta principalmente por argila.

3.1 Petrografia

A rocha é caracterizada por uma granulação muito fina, com microfenocristais de olivina, piroxênio e anfibólio em meio a uma matriz muito fina de plagioclásios, piroxênios e opacos primários (Figura 4-C). Esta rocha é homogênea na sua mineralogia e textura, com exceção da borda leste do corpo estudado (furo SR-103+600), onde a granulação da matriz é um pouco mais fina e os microfenocristais são exclusivamente de olivina.

Os microfenocristais de olivina por vezes atingem 2 mm (Figura 4-D), sendo o seu tamanho médio bem menor, cerca de 0,15 mm. As olivinas estão, geralmente, fraturadas e ao longo dessas fraturas este mineral está parcialmente alterado para iddingsita. Por vezes ocorrem como microfenocristais clinopiroxênios, alguns com zonação em ampulheta típica da titano-augita, e raramente plagioclásios. Alguns destes microfenocristais de clinopiroxênios estão fracamente cloritizados.

Na matriz destacam-se os plagioclásios ripiformes, muito finos, com suas típicas maclas polissintéticas e

frequentemente orientados (Figura 4-E/F). Também ocorrem na matriz ortopiroxênios, de prismas curtos, geralmente euédricos a subédricos, não alterado, mas geralmente com inclusões de opacos, seus cristais também apresentam textura de fluxo. As apatitas presentes nesta rocha são muito finas, com tamanho médio de 0,005 mm.

Os minerais opacos são principalmente titano-magnetita, de granulação fina, perfazendo de 15 a 25% da proporção modal da rocha e mostram orientação de fluxo juntamente com os feldspatos e piroxênios da matriz.

As vesículas têm formas e tamanhos variados e estão preenchidas por minerais secundários (Figura 4-C). Os pequenos cristais de apatita crescidos radialmente a partir de suas paredes internas são frequentes. No núcleo de algumas vesículas há, comumente, uma massa carbonática e, raramente, zeólita com inclusões. Também é possível encontrar vesículas preenchidas por epidoto.

As microfraturas da rocha estão sempre preenchidas por calcita e serpentina. Estes dois minerais apresentam duas formas distintas de ocorrência. Em uma destas formas a calcita apresenta crescimento perpendicular à fratura, onde a clorita anédrica preenche os interstícios entre a fratura e a calcita. Na outra forma de ocorrência as fraturas são preenchidas preferencialmente por clorita que, geralmente, está acompanhada por porções descontínuas de calcita anédrica localizadas, principalmente, no eixo central da fratura.

Os aspectos petrográficos das amostras da borda leste do corpo vulcânico subaflorante em Fortaleza são microfenocristais de olivina parcialmente alterados para serpentina, havendo

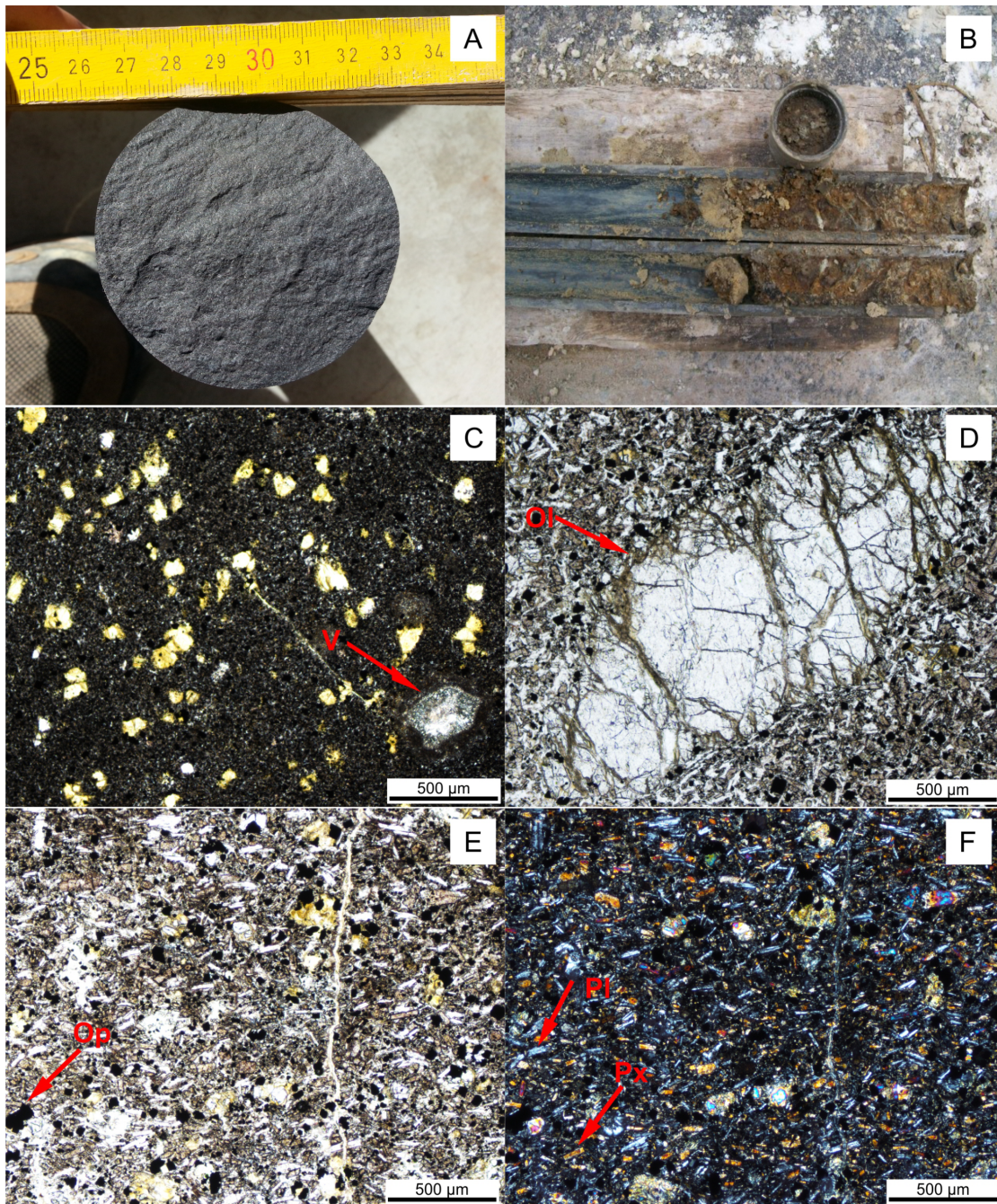


Figura 4: Feições macroscópicas características do basanita. A) Testemunho do furo SM-103+240 (UTM 554.483,87 E; 9.587.399,82 S), 30m de profundidade, rocha densa, cinza escuro, afanítica, maciça e magnética; B) Fotografia do material retirado do ensaio SPT do furo SM-XX entre 20 e 20,27m de profundidade, onde o basanita encontra-se saprolitizado, entretanto rijo. C) Fotomicrografia com uma visão geral da amostra da borda do corpo (SR-103+600) com microfenocristais de olivina, clinopiroxênio e opacos em matriz muito fina de plagioclásios, ortopiroxênios e opacos, acima da legenda vesícula preenchida; D) Fotomicrografia de um microfenocristal de olivina bastante fraturado (SM-103+240) com alteração de iddingsita, preferencialmente nas fraturas, cercado por matriz fina composta por opacos (pretos), piroxênios (castanhos translúcidos), feldspatos (translúcidos) e ainda olivinas menores; E e F) Fotomicrografias mostrando um visão geral da lâmina SM-XX, com orientação de fluxo das ripas de plagioclásio e dos prismas de piroxênio da matriz. Ol: olivina; Op: opacos; Pl: plagioclásio, V: vesícula.

cristais completamente substituídos, enquanto outros ainda estão bem preservados. Não há orientação mineral, a matriz forma uma massa intersticial onde os cristais são bastante finos, não sendo possível distinguir o limite entre os

minerais, e a presença de vesículas é mais frequente nestas amostras.

As composições modais das amostras descritas estão apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1: Modo de ocorrência e porcentagem visual dos minerais da rocha subaflorante.

	%			Microfenocristais (%)					Matriz (%)					
	Microfeno.	Matriz	Vesículas	Felds.	Olivina	Piroxênio	Mag.	T (%)	Felds.	Piroxênio	Mag.	Clorita	Carb.	T (%)
SM-XX	5	94	1	3	45	45	7	100	39	48	13	-	-	100
SM-103+240	3	96	1	-	54	45	1	100	29	48	20	2	1	100
SR-103+600	10	80	10	1	74	24	1	100	36	35	25	2	2	100

Microfeno.: microfocristais; Felds.: feldspato; Mag.: magnetita; Carb.: carbonato

3.3. Geoquímica

A rocha vulcânica subaflorante em Fortaleza apresenta conteúdo de SiO₂ de 41,13 a 42,32, K₂O de 1,71 a 2,22, Na₂O variando de 3,32 a 3,70, valores de CaO entre 9,56-9,70 e razões Na₂O/K₂O entre 1,50 e 2,03. As rochas do Vulcanismo Messejana (neck Pão de Açúcar) compreendem fonolitos e traquitos apresentando conteúdo de SiO₂ entre 61,49-61,75, K₂O de 4,88 a 5,72, Na₂O variando de 8,84-9,51, CaO de 0,56 a 1,16 e razão Na₂O/K₂O entre 1,66 e 1,81

No diagrama Na₂O+K₂O vs. NaO/K₂O (Miyashiro, 1975), onde se diferenciam rochas que sofreram ou não processos de alteração intempérica, as amostras de rochas alcalinas máficas de Fortaleza caem no campo das rochas não alteradas. Considerando o diagrama CaO vs. Na₂O (Vallance, 1974), que diferencia rochas espilitizadas e rochas não espilitizadas, estas amostras caem no campo das rochas não espilitizadas.

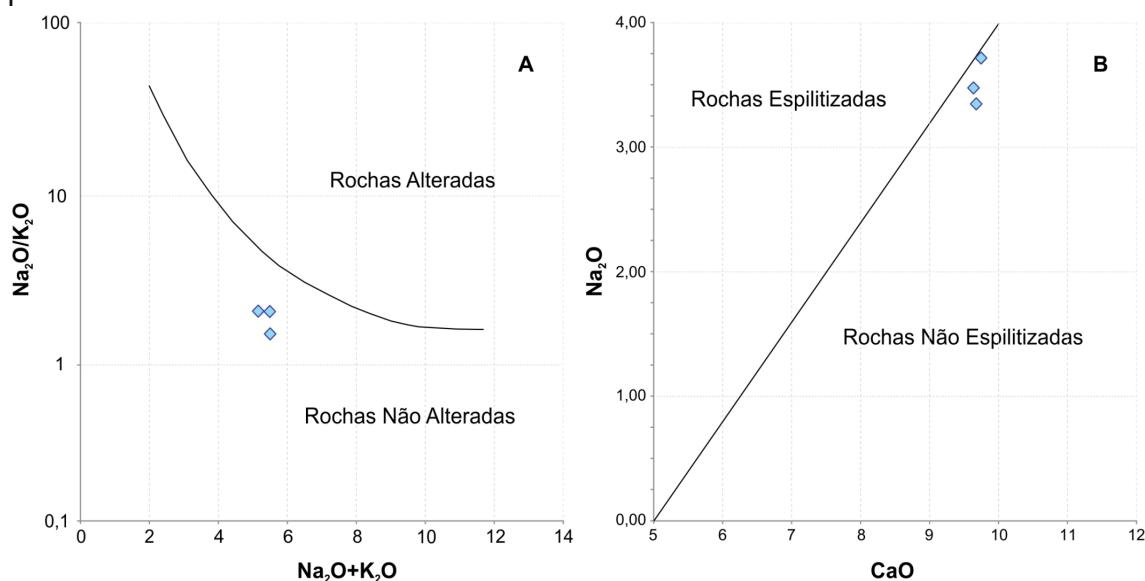


Figura 5: A) Diagrama Na₂O+K₂O vs. NaO/K₂O (Miyashiro, 1975) que discrimina rochas que passaram por modificações químicas por processos pós-magmáticos. B) Diagrama CaO vs. Na₂O (Vallance, 1974) que discrimina rochas espilitizadas e de rochas não espilitizadas.

O diagrama TAS, Si₂O vs. Na₂O+K₂O, apresentado na Figura 6 tem indicação dos campos que delimitam os vulcanismos Rio Ceará Mirim com rochas essencialmente sub-alcálicas (tholeíticas), Messejana (VMess), Fernando de Noronha (VFN) e Macau de afinidade alcalina, sendo o Vulcanismo Macau também de composição sub-alcálica. Neste diagrama as amostras máficas de Fortaleza caem no campo das rochas de afinidade alcalina, especificamente no campo dos basanitos/

tefritos. As rochas félsicas do neck Pão de Açúcar (VMess) também são alcalinas, sendo uma destas amostras classificada como um fonolito e a outra como um traquito.

As composições das amostras de Fortaleza e do neck Pão de Açúcar estão listadas na Tabela 2. Nesta tabela também estão apresentados os minerais normativos, calculados a partir da CIPW, para cada uma das amostras e indicam uma rocha nefelina normativa, subsaturada em sílica.

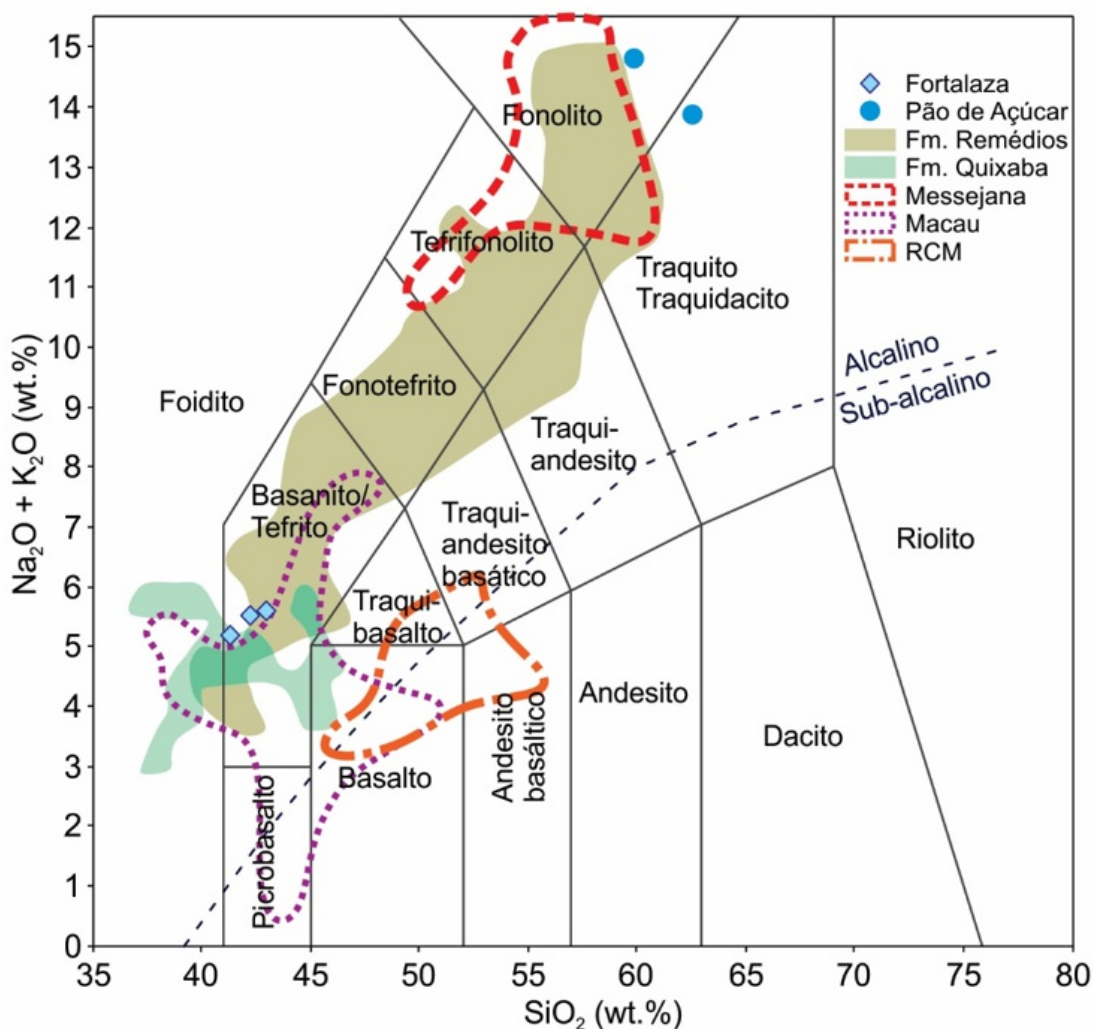


Figura 6: Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) no qual as amostras de Fortaleza estão representadas por losangos, as duas amostras do neck Pão de Açúcar por círculos, as amostras do VMess (Guimarães et al., 1982; Rao e Sial, 1972) pelo tracejado vermelho, as do VFN (Lopes, 2002), subdivididas nas Formações Remédios e Quixaba, por nuvens verde e azul claro, respectivamente, as do VMac (Knesel et al. 2010; Ngonge et al. 2016b; Silveira, 2006) pela área pontilhada roxa e as do VRCM (Ngonge et al., 2016a) pelo limite com traços e pontos alaranjados.

Tabela 2: Análises químicas dos elementos maiores, traço e norma CIPW das amostras.

Amostras	SM-XX	SM-103+600	SM-103+240m	PA_F01	PA_T01
wt%					
SiO ₂	42.05	41.13	42.32	61.49	61.75
Al ₂ O ₃	13.06	12.89	12.75	20.60	18.14
Fe ₂ O _{3t}	13.32	13.93	12.92	2.69	2.47
MgO	8.05	8.13	7.36	0.15	0.08
CaO	9.70	9.59	9.56	1.16	0.56
Na ₂ O	3.70	3.46	3.32	9.51	8.84
K ₂ O	1.82	1.71	2.22	5.72	4.88
TiO ₂	4.12	4.26	4.04	0.25	0.17
P ₂ O ₅	1.04	1.08	1.00	0.02	<0,01
MnO	0.21	0.20	0.20	0.19	0.38
Cr ₂ O ₃	0.025	0.013	0.02	<0,01	<0,01
LOI	2.30	3.00	3.08	0.94	1.44
Sum	99.52	99.51	98.82	102.73	98.73
ppm					
Ba	650.00	753.00	641.00	162.00	<10
Rb	46.50	36.30	52.00	200.60	252.20
Sr	1222.20	1208.50	1122.35	105.00	<10
Y	38.50	38.30	34.08	23.05	38.04
Zr	469.00	511.80	486.85	964.00	1495.00
Nb	105.40	112.10	105.86	175.40	278.19
Th	11.00	11.30	9.55	22.30	35.90
Ga	21.00	20.80	20.80	29.60	32.20
Zn	-	-	67.00	124.00	201.00
Cu	-	-	22.00	<5	<5
Ni	86.00	95.00	84.50	11.00	8.00
V	285.00	278.00	243.50	14.00	<5
Hf	10.30	11.40	10.25	15.79	26.74
Cs	0.60	1.10	0.69	2.35	4.45
Sc	22.00	20.00	11.00	-	-
Ta	6.70	7.10	5.94	6.55	9.23
Co	45.20	49.10	42.70	1.20	0.50
U	3.10	3.30	2.72	6.81	10.24
W	1.50	1.20	2.25	4.10	5.10
Sn	3.00	3.00	2.05	1.30	2.80
Mo	-	-	3.00	12.00	15.00
La	91.40	94.50	92.40	98.40	179.50
Ce	185.50	193.80	188.40	159.20	283.60
Pr	21.76	22.79	20.49	11.84	19.35
Nd	87.40	88.40	79.20	31.90	47.80
Sm	14.37	14.62	13.33	4.00	5.30
Eu	4.24	4.46	3.90	0.72	0.63
Tb	1.50	1.58	1.48	0.56	0.79
Gd	11.50	12.46	10.98	3.25	4.49
Dy	7.80	8.21	7.53	3.20	5.40
Ho	1.45	1.51	1.32	0.73	1.21
Er	3.40	3.65	3.26	2.58	4.39
Tm	0.48	0.49	0.45	0.41	0.71
Yb	2.86	2.93	2.60	3.10	5.20
Lu	0.40	0.42	0.37	0.48	0.82
Lab	ACME	ACME	MÉDIA	SGS	SGS
Mg# *	54.5	53.4	53.10	9.9	6
Diagrama TAS**					
Classificação	Basanita	Basanita	Basanita	Fonolito	Traquito
CIPW norm***					
Or	11.08	10.49	13.67	33.2	29.62
Ab	8.42	8.26	9.27	40.03	55.41
An	14.05	15.12	13.97	0.00	0.00
Ne	12.92	12	10.86	17.75	6.82
Di	23.43	22.15	23.67	4.87	2.54
Ac	0.00	0.00	0.00	0.76	0.73
OI	17.66	19.02	16.29	1.64	2.69
Mt	2.00	2.10	1.97	0.00	0.00
Il	8.08	8.41	8.03	0.46	0.33
Ap	2.35	2.46	2.29	0.04	0.00

*Mg# = $100 * \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$, onde os óxidos são expressos em proporções molares.

** Diagrama TAS após Le Bas et al. (1986)

*** Calculado pelo software KWare Magma.

O diagrama Harker, apresentado na figura 7, mostra a relação qualitativa entre os elementos maiores em função de SiO₂ para as amostras de Fortaleza, do neck Pão de Açúcar (VMess) e do Vulcanismo Fernando de Noronha (VFN), sendo que as amostras deste último grupo estão representadas por dois subgrupos: Fm. Remédios e Fm. Quixaba. É possível identificar um fracionamento positivo para Al₂O₃, K₂O e Na₂O, menos evidente para o Na₂O que apresenta maior dispersão,

até 55% de SiO₂. Já no caso dos TiO₂, Fe₂O₃ e MgO esse fracionamento é negativo e também ocorre até 55% de SiO₂. Para CaO e P₂O₅ percebe-se o mesmo fracionamento negativo, com exceção para as amostras da Fm. Quixaba cujo trend de fracionamento é menos acentuado, embora para o P₂O₅ haja uma certa dispersão aos 42,5% de SiO₂. O MnO também mostra um fracionamento negativo até 57% de SiO₂, apesar de em uma razão menor.

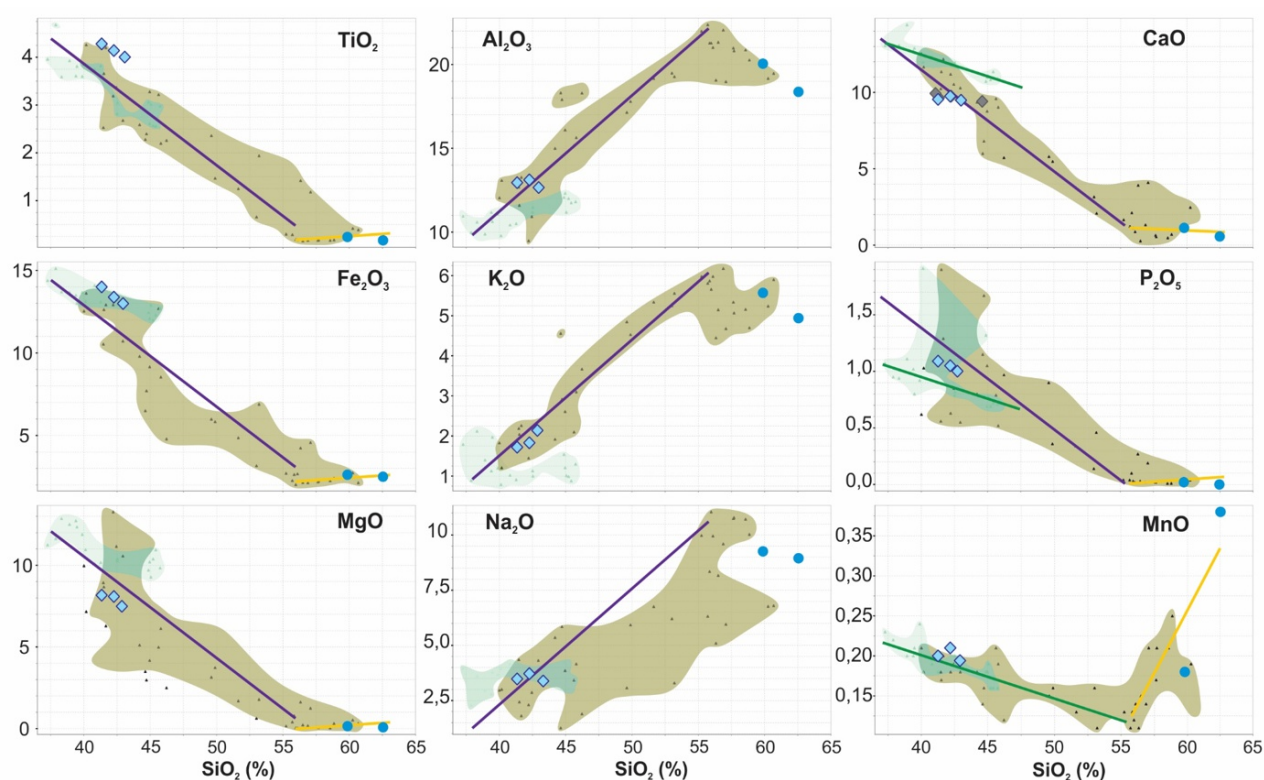


Figura 7: Diagrama de variação de Harker, onde os losangos representam amostras de Fortaleza, os círculos as do neck Pão de Açúcar, as nuvens verdes a Fm. Remédios e as azuis, a Fm. Quixaba, ambas do Vulcanismo Fernando de Noronha (Lopes, 2002).

3.3.1 Elementos traço

Os Elementos Terras Raras (ETR) normalizados pelo Condrito-C1 (Sun e McDonough, 1989) mostram que os ETR leves estão relativamente enriquecidos tanto para as amostras de Fortaleza quanto para as amostras do neck Pão de

Açúcar (Figura 8), embora essas últimas apresentem uma tendência de distribuição horizontal, com relativo enriquecimento dos ETR pesados, a partir do Gd. Nas amostras de Fortaleza Nd e Y apresentam um pequeno enriquecimento

relativo. Já as amostras do neck Pão de Açúcar mostram uma anomalia negativa de Eu a partir da qual ocorre o enriquecimento relativo dos ETR pesados, enquanto há uma depleção em Y. Quando comparadas com as amostras padrões OIB (Sun e McDonough, 1989) e Crosta Continental Superior (Taylor e

McLennan, 1995) nota-se que as amostras de Fortaleza se assemelham mais ao padrão OIB e que as amostras do neck Pão de Açúcar seguem o padrão Crosta Continental Superior, embora em ambos os casos as amostras estejam enriquecidas em relação aos padrões comparados.

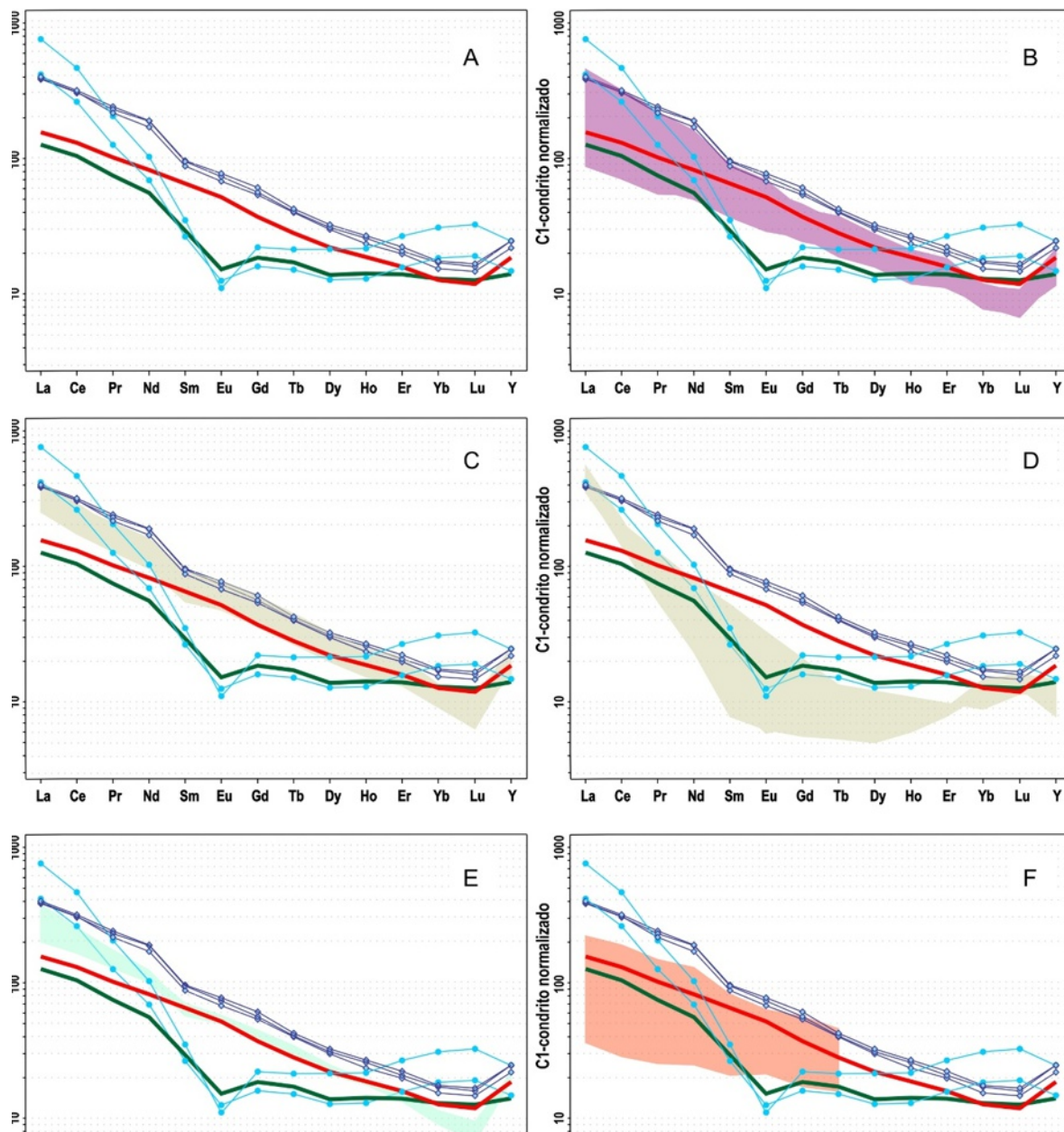


Figura 8: Diagramas de ETR das alcalinas básicas de Fortaleza e das alcalinas félsicas do neck Pão de Açúcar normalizados pelo Condrito-C1 (Sun e McDonough, 1989) onde a título de comparação também foram normalizados estes padrões mais OIB, de mesmo autor, e Crosta Continental Superior (Taylor e McLennan, 1995). Nos quadros estão representadas as amostras dos vulcanismos Macau (Ngonge et al. 2016b) (B), Fernando de Noronha (Lopes, 2002;) subdivididas em máficas (C) e félsicas (D) da Fm. Remédios e Fm. Quixaba (E), e Rio Ceará Mirim (Ngonge et al., 2016a) (F).

Os padrões dos ETRs das amostras máficas de Fortaleza apresentam razão Ce/YbN de 18,02 a 20,17, mostram um grau de enriquecimento muito semelhante às alcalinas máficas do vulcanismo Fernando de Noronha (VFN), como exibido na figura 8C e 8E, e ainda apresentam uma assinatura similar a dos vulcanismos Macau (VMac) e Rio Ceará Mirim (VRCM) (Figura 8B e 8F). O comportamento dos padrões ETRs das amostras do neck Pão de Açúcar (VMess) também é bastante semelhante às alcalinas félsicas do VFN, embora menos enriquecido (Figura 8D).

No diagrama Spider (Figura 9) normalizado pelo Condrito-C1 (Sun e McDonough, 1989) as amostras de Fortaleza e as rochas máficas dos VFN e VMac, no geral, tem comportamento bastante semelhante ao padrão OIB e um leve enriquecimento em Nb, embora também estejam enriquecidas em incompatíveis, como Ba, Th e U e depletadas em Sr, como o padrão da Crosta Continental Superior. Essas amostras diferem do VRCM principalmente em relação ao Th, U e Nb. Quando comparadas ao padrão da Costa Continental Inferior (Taylor e McLennan, 1995) as rochas máficas apresentam a mesma depleção em P.

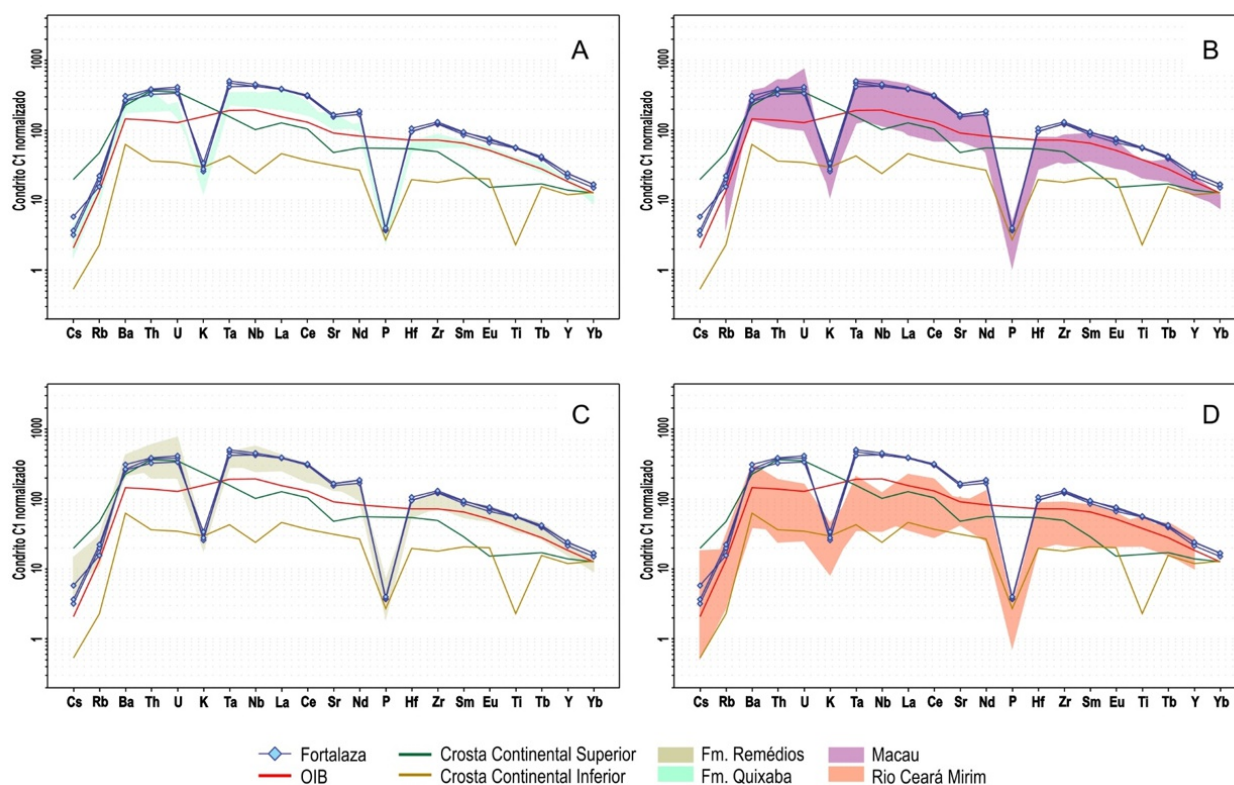


Figura 9: Diagramas do tipo Spider normalizados pelo Condrito-C1 (Sun e McDonough, 1989), onde são comparadas as alcalinas máficas de Fortaleza com os padrões OIB (Sun e McDonough, 1989), Crosta Continental Inferior e Crosta Continental Superior (Taylor e McLennan, 1995). Em cada um dos quadros estão representadas as rochas máficas de Fernando de Noronha (Lopes, 2002), Fm. Remédios e Fm. Quixaba, A e B, respectivamente. Em C as rochas do Vulcanismo Macau (Ngonge et al. 2016b) e em D as rochas do Vulcanismo Rio Ceará Mirim (Ngonge et al., 2016a).

As rochas félsicas dos vulcanismos Messejana (neck Pão de Açúcar) e Fernando de Noronha, por outro lado, aproximam-se mais ao padrão da Crosta Continental Superior, embora para os elementos Ta, Nb, La, Ce e Nd seu comportamento assemelhe-se ao OIB (Figura 10). No geral há enriquecimento

dos incompatíveis e um pequeno enriquecimento em Ta e Nd nas amostras félsicas do vulcanismo continental estudado em relação às rochas do arquipélago Fernando de Noronha, estas amostras apresentam a mesma depleção em P e Ti quando comparadas ao padrão Costa Continental Inferior.

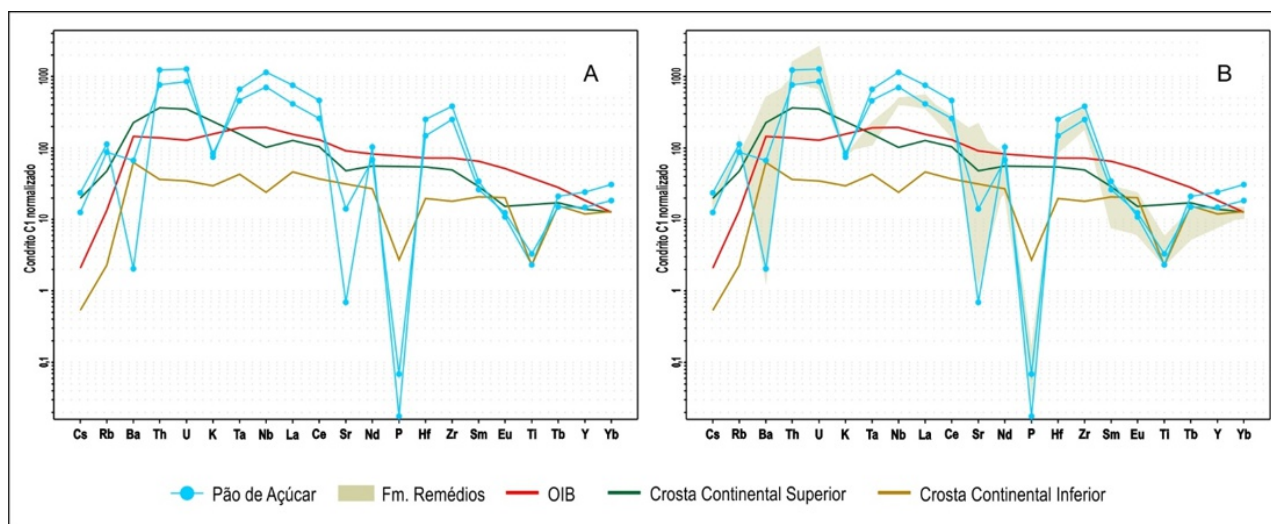


Figura 10: A) Diagrama Spider normalizados pelo Condrito-C1 (Sun e McDonough, 1989) para as rochas do neck Pão de Açúcar (NPA). Em destaque os padrões OIB (Sun e McDonough, 1989), Crosta Continental Inferior e Crosta Continental Superior (Taylor e McLennan, 1995). B) Comparação entre as rochas félsicas da Fm. Remédios relativa ao Vulcanismo Fernando de Noronha (Lopes, 2002) e as rochas do NPA.

3.3.2 Abordagem Geotectônica

No diagrama discriminante geotectônico ternário La-Y-Nb (Cabanis e Lecolle, 1989) as amostras de Fortaleza e do neck Pão de Açúcar (NPA) caem entre os campos das rochas alcalinas e do vulcanismo intracontinental, bem como as amostras do VFN. As amostras analisadas (Fortaleza e NPA) e as do VFN distribuem-se entre os campos OIA (Ocean Island Alkalic), IAT (Island Arc Tholeiite) e CAB (Calcalkalic basalt) do diagrama ternário Mn-Ti-P (Mullen, 1983), sendo as amostras félsicas do NPA apresentando, preferencialmente, maior razão de MnO, como exibidas na Figura 11. No diagrama de variação Th/Yb vs. Nb/Yb de Pearce (2008) (Figura 12),

todas as amostras de Fortaleza e do NPA caem no campo OIB (Ocean Island Basalt), da mesma forma que as amostras do vulcanismo Fernando de Noronha.

4. DISCUSSÕES

A rocha vulcânica máfica subaflorante em Fortaleza corresponde a um corpo com dimensões em torno de 400 por 320 metros em área e no mínimo 20 metros de espessura. Imagens do levantamento de Sísmica Passiva Roadside MASW sobre a área de ocorrência do corpo vulcânico mostram descontinuidades de direção NE-SW correspondentes às margens deste corpo,

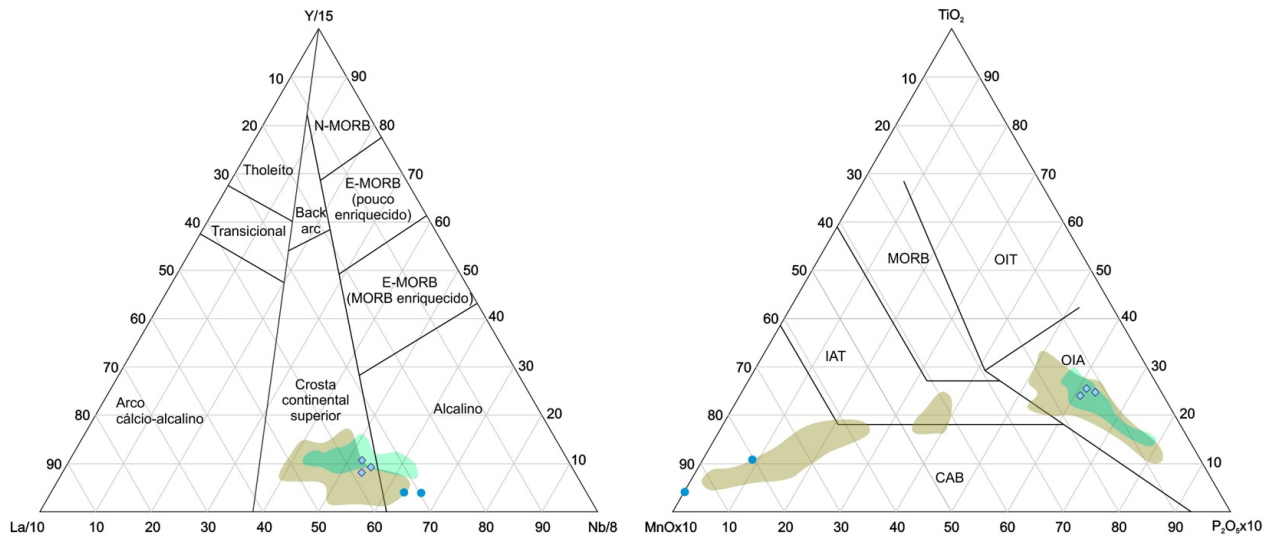


Figura 11: Diagramas ternários onde as amostras de Fortaleza estão representadas por losangos, as duas amostras do neck Pão de Açúcar estão representadas por círculos e as amostras do VFN (Lopes, 2002), subdivididas nas Formações Remédios e Quixaba, por nuvens verde e azul claro, respectivamente. A) após Cabanis e Lecolle (1989); b) após Mullen (1983).

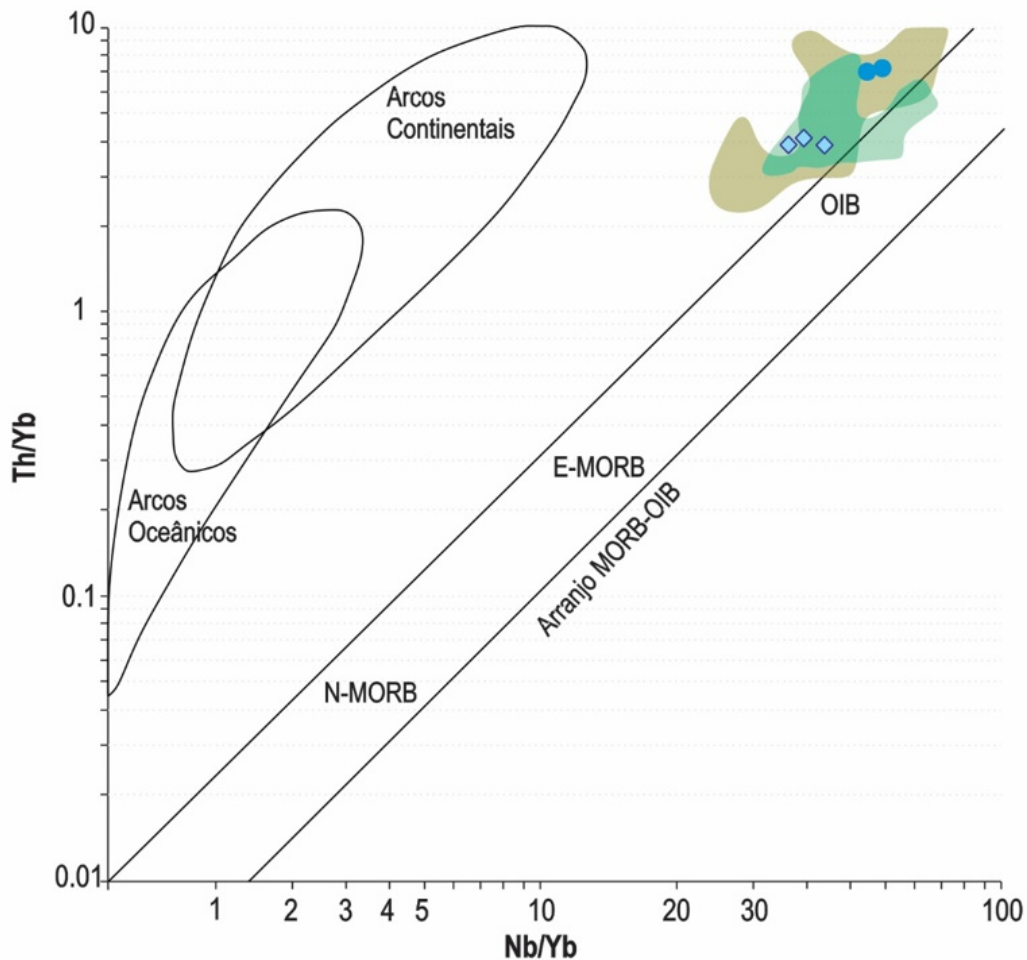


Figura 12: Diagrama de Pearce (2008), onde as amostras de Fortaleza, do neck Pão de Açúcar e do VFN são graficamente representadas como na figura 10 e estão plotadas no campo do OIB.

que apresentam textura bem mais fina em relação às porções centrais desta ocorrência. Estas observações apoiam a interpretação de possíveis falhas para as descontinuidades observadas nas imagens sísmicas.

Na região costeira entre Fortaleza e Acaraú, município a oeste da capital, foi reconhecido um sistema de falhas e fraturas de orientação E–W (Costa *et al.*, 2002), o que confirmaria o prolongamento da Zona de Fratura Fernando de Noronha e permitiria o desenvolvimento do magmatismo alcalino e da sismicidade no continente, condições básicas para a defesa da continuidade de uma zona de fratura oceânica até a litosfera continental (Sykes, 1978). Dadas as dimensões deste corpo e características tais como sua textura afanítica, a presença de olivinas, vesículas e amígdalas, e a não existência de metamorfismo de contato com a unidade superior é possível assumir que esta manifestação vulcânica se deu sob a forma de derrame. Assim, este vulcanismo favoreceu-se do sistema de falhas proposto por Costa *et al.* (2002), permitindo a descompressão do líquido magmático cristalizado a altas temperaturas com liberação de voláteis.

Petrograficamente as rochas vulcânicas subaflorantes em Fortaleza são bastante similares às vulcânicas máficas de Fernando de Noronha (Almeida *et al.*, 1988; Almeida, 2006; Fodor *et al.*, 1998). A relação estatística a partir da análise multivariada entre os elementos químicos das amostras alcalinas máficas de Fortaleza e das amostras classificadas como basanitos dos vulcanismos Fernando de Noronha e Macau mostrou uma maior similaridade entre as amostras de Fortaleza e do Vulcanismo Fernando de Noronha (Werneck *et al.*, no prelo), esta relação é confirmada pela geoquímica deste

estudo.

O Vulcanismo Fernando de Noronha tem uma ampla variedade de indivíduos da série alcalina (Lopes e Ulbrich, 2015), sendo a Formação Remédios composta por indivíduos menos diferenciados aos mais diferenciados, e a Formação Quixaba composta por indivíduos menos diferenciados. A suíte alcalina do continente (Vulcanismo Messejana) restringe-se a traquitos, fonólitos, tefritos, fonotefritos (Guimarães *et al.*, 1982; Macciotta *et al.*, 1990). As amostras reanalisadas do neck Pão de Açúcar, que fazem parte do Vulcanismo Messejana, são as representantes mais diferenciadas da série alcalina. Com base nas avaliações petrológicas e dados geoquímicos deste estudo, que caracterizou como basanita a rocha subaflorante de Fortaleza, esta ocorrência máfica foi adicionada ao Vulcanismo Messejana, que desta forma passa a ter um caráter bimodal, assim como ocorre no arquipélago Fernando de Noronha.

Embora nesta rocha haja minerais secundários tais como epidoto, serpentina e clorita os diagramas de Miyashiro (1975) e Vallance (1974), respectivamente, indicam que as amostras deste basanita não sofreram modificações químicas por processos pós-magmáticos, nem foram cristalizadas em contato direto com a água do mar, como pode ser observado na figura 5, apoiando a ideia de um vulcanismo máfico continental.

Os dados geoquímicos apresentados no diagrama do tipo Harker mostram um trend contínuo para o Vulcanismo Messejana, indicando um controle evolutivo pela cristalização fracionada dos minerais máficos até cerca de 55% de SiO₂, a partir daí o fracionamento passa a ser de feldspatos

alcalinos, plagioclásios e feldspatóides. Embora Rollinson (1993) destaque que as relações entre os elementos maiores visíveis no diagrama de variação Harker podem produzir trends artificiais devido a processos numéricos, o fracionamento positivo de Al_2O_3 e K_2O indica o aparecimento de feldspatos potássicos nas rochas félsicas, enquanto o fracionamento negativo de MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 e CaO sugerem o desaparecimento da olivina e da titano-magnetita e diminuição dos piroxênios nos componentes máficos. A tendência positiva, apesar de dispersa, para NaO indica o incremento de plagioclásio sódico ou feldspatóides para as rochas félsicas. As olivinas e os clinopiroxênios, como a augita, contêm Mn (Mullen, 1983) o que corrobora seu relativo fracionamento negativo.

Os padrões ETRs e os diagramas Spider mostram a similaridade da rocha máfica alcalina com os padrões OIB (Sun e McDonough, 1989) e Crosta Continental Superior (Taylor e McLennan, 1995). Os diagramas ternários de classificação geotectônica, além de confirmarem associações mais alcalinas devido às razões La/Y e Y/Nb , Nb (Cabanis e Lecolle, 1989) também indicam uma sobreposição de ambientes. Cabe ressaltar que as amostras projetadas próximo ao vértice MnO são classificadas por Mullen (1983) como boninitas, entretanto um ambiente do tipo *fore-arc* é descartado pelo presente trabalho.

As similaridades exibidas pelos elementos traço das rochas estudadas com o padrão OIB apontam para uma fonte mantélica, embora sua semelhança com o padrão da Crosta Continental Superior se destaque em relação a alguns elementos (Ba, Th, U e Sr). O Vulcanismo Messejana, bem como os outros vulcanismos mais novos do que 180 Ma

da porção Setentrional da Província Borborema, incluindo-se aí o VFN, apresentam características de basaltos de ilhas oceânicas e ainda assinatura de crosta continental. É difícil correlacionar a abundância dos elementos traço da litosfera continental devido sua composição heterogênea obtida durante enriquecimento e empobrecimento de elementos incompatíveis ao longo do tempo (Fodor *et al.*, 1998). Para alguns autores a geração de magma pode dar-se a partir da mistura de um manto litosférico com um manto astenosférico (Ngonge *et al.*, 2016a; Rivalenti, *et al.*, 2007), entretanto não há consenso sobre o tema. Outra hipótese é a de que o enriquecimento em elementos incompatíveis nas rochas destes eventos vulcânicos indicaria contaminação crustal (Fodor *et al.*, 1998), porém o tempo de ascensão e residência na crosta para tal enriquecimento não são compatíveis. Sendo assim, a fonte sugerida para os magmas deste vulcanismo seria uma fonte mais enriquecida em incompatíveis do que a própria fonte do OIB, ou seja, um manto fortemente enriquecido. A partir deste trabalho e considerando-se todas as características similares entre essas suítes alcalina a relação apresentada por Fodor *et al.* (1998) entre as amostras dos vulcanismos Fernando de Noronha (VFN) e Macau pode ser estendida para o Vulcanismo Messejana.

A ideia de eventos magmáticos associados à convecção de borda sugeridos para o vulcanismo no arquipélago Fernando de Noronha (King, 2007; King e Ristema, 2000; Knesel *et al.*, 2010) pode ser sugerida para os eventos vulcânicos no continente, associados à Zona de Falha Fernando de Noronha. Análises de $^{40}Ar/^{39}Ar$ mostram que houve vulcanismo no continente, relacionado ao Vulcanismo Macau, contemporânea-

mente ao VFN (Knesel *et al.*, 2010). Por isso não deve ser descartada a hipótese de haver rochas vulcânicas mais novas do que $27,8 \pm 0,8$ Ma (Cordani, 1970) na suíte alcalina de Messajana (VMess). Portanto, ainda cabe uma investigação geocronológica desta porção máfica do VMess a fim de se investigar a ocorrência de magmatismo Miocênico também nesta região.

CONCLUSÕES

A rocha vulcânica máfica subafiorante em Fortaleza é subsaturada em sílica e classificada como basanita devido ao seu conteúdo em olivinas, que ultrapassa 10%. Devido à proximidade espacial da ocorrência em Fortaleza em relação aos corpos alcalinos ácidos do Vulcanismo Messejana esta ocorrência passa a integrar o Vulcanismo Messejana.

Este estudo demonstrou a similaridade entre as rochas dos vulcanismos Messejana e Fernando de Noronha a partir de sua análise petrológica e geoquímica. As rochas máficas são portadoras de olivinas, ricas em piroxênios e nefelina normativas e geoquimicamente as rochas félsicas apresentam enriquecimento em Th, U, Ta, Nb, La, Ce, Hf, Zr, Tb, Y e Yb, e depleções em Ba, K, Sr, P e Ti, enquanto as rochas máficas destes vulcanismos apresentam enriquecimento em Ba, Th, U, Ta, Nb, La, Ce, Nd e depleções em K, Sr e P, características que as aproximam dos padrões OIB e Crosta Continental. A sutil diferença entre os indivíduos de cada uma dessas suítes é atribuída a heterogeneidades no manto que deu origem a este magma.

O Vulcanismo Messejana possui indivíduos félsicos e máficos, assim como o Vulcanismo Fernando de Noronha, caracterizando-se um vulcanismo alcalino

bimodal, com dimensão e volumes expressivos. Este trabalho leva a uma consideração de que o número de outros corpos vulcânicos, máficos ou félsicos, encobertos pela Formação Barreiras ou por sedimentos Quaternários seja muito maior, como por exemplo, a ocorrência dos traquitos no município de São Gonçalo do Amarante, no estado do Ceará, que poderiam ser tratados como componentes da Suíte Alcalina Messejana, mas que até o momento não foram estudados.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Governo do Estado do Ceará pela liberação das amostras e aos revisores da Revista de Geologia – UFC pelas preciosas considerações enviadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F.F.M.DE. 1955. Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Rio de Janeiro, DGM/DNPM. 181p. (Monografia 13).
- ALMEIDA F.F.M.DE. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Rev. Bras. Geociências 16:325-349.
- ALMEIDA F.F.M.DE. 2006. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica. Terræ Didactica, 2(1):3-18.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y. (eds.). 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Blücher Ltda, p. 378.
- ALMEIDA F.F.M., AMARAL G., CORDANI U.G., KAWASHITA K. 1973. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin South of the Amazon River. In: A. E. M. Nairn & F. G. Stehli (eds.) The ocean basins and margins. New York, Plenum Publishing, p. 411-446.

- ALMEIDA F.F.M.DE., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. 8 Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas, 363-391. Campina Grande: SBG/Núcleo Nordeste.
- ALMEIDA, F.F.M.DE., CARNEIRO, C.D.R., MACHADO JÚNIOR, D.L., DEHIRA, L.K. 1988. Magmatismo pós-Paleozóico no Nordeste Oriental do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(4):451-462.
- ANDERSON D.L. 2000. The thermal state of upper mantle; no role for mantle plumes. *Geoph. Res. Lett.*, 27:3623-3626.
- ANDERSON, D.L. 2005. Large igneous provinces, delamination, and fertile mantle. *Elements* 1:271-275.
- ARAÚJO, A.L.N., CARLSON, R.W., GASPARGAR, J.C., BIZZI, L.A. 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* 142:163-177.
- ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., PARENTE, C.V. 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and Its Correlation with Nigeria, NW Africa. Geological Society, London, Special Publication, 294:49-67.
- BRANDÃO, R. L. 1995. Mapa geológico da Região Metropolitana de Fortaleza. Texto explicativo. Projeto SINFOR: CPRM. 46p.
- BRASIL. 1981. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA, 24 Fortaleza: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. 488p.
- BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. In: *Crustal Evolution in the Late Proterozoic* (edited by R.J. Stern and W.R. Van Schmus), *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- CABANIS, B., LECOLLE, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus demelange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Series II*, 309:2023-2029.
- CABY, R. 1989. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America Special Paper* 230:145-158.
- CABY R., ARTHAUD M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil. *Geology*, 14(10):871.
- CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F., BENDER, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97-138.
- CORDANI, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. Inst. Geoc. Astron. USP. São Paulo*, 1:9-75.
- CORDANI U.G., MELCHER G.C., ALMEIDA F.F.M. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5:629-632.
- CORDANI U.G., AMARAL G., KAWASHITA K. 1973. The Precambrian evolution of South America. *Geologische Rundschau*, 62:309-317.
- COSTA P.R.C., ANTUNES A.F., SÁ E.F.J. DE, AMARO V.E., MATOS R.M.D.DE. 2002. O registro da deformação mesozóica relacionada à abertura da margem equatorial atlântica no litoral do Estado do Ceará (Nordeste do

- Brasil): evidências a partir da análise de imagens orbitais e de afloramentos. In: Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa SBG. p. 623.
- COURTILLOT V., DAVAILLE A., BESSE J., STOCK J. 2003. Three distinct types of hotspot in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205:295-308.
- DAVIES, G. F. 1988. Ocean bathymetry and mantle convection: 1. Large-scale flow and hotspots. *Jour. of Geophysical Research*, 93(89):10467-10480.
- ERNESTO, M. 2005. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: questioning the mantle-plume model. In: P. Comin-Chiaromonti & C. B. Gomes, eds. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp. 689-705.
- FODOR R.V., MUKASA S.B., SIAL A.N. 1998. Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, 43:197-217.
- GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; SOUZA, G.M.C.DE; LUZ, D.S.DA; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; FRANCA, F.A.B.DE; CABRAL, E.M.A.; MENOR, E.A.; MONTEIRO, N.; BARROS, M.J.G.; RIBEIRO, E.G.; LIMA, E.A.DE; FONSECA, R.A.DA. GEOLOGIA. 1981. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folhas SB.24/25 Jaguaríbe e Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: MME/Secretaria Geral. (Lev. Rec. Nat. 23), 27-300.
- GOMES, P. O; GOMES, B. S.; PALMA, J. J.; JINNO, K.; SOUZA, J. M. 2000. Ocean-continent transition and tectonic framework of ocean crust at the continental margin off NE Brazil: results of LEPLAC Project. In: Mohriak Wu & Talwani M. (Editors). *Atlantic Riffs and Continental Margins. Geophysical Monograph Series*, American Geophysical Union, 115:261-291.
- GORINI, M.A, BRYAN G.M. 1974. A semi-isolated basin off the northeast Brazilian margin. *Amer. Geoph. Union Trans.*, 55:278.
- GUIMARÃES, I.P., SIAL A.N., SILVA FILHO A.F. 1982. Petrologia e geoquímica da província alcalina terciária Fortaleza, Ceará. 32 Cong. Bras. Geol., Anais, 577-588. Salvador: SBG.
- KING, S.D. 2007. Hotspots and edge-driven convection. *Geology* 35:223-226.
- KING, S.D., ANDERSON, D.L. 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160:289-296.
- KING, S.D., RITSEMA, J. 2000. African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. *Science*, 290:1137-1140
- KNESEL, K.M., DE SOUZA, Z.S., VASCONCELOS, P.M., COHEN, B.E., SILVEIRA, F.V. 2010. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology reveals the youngest volcanism in mainland Brazil and no evidence for a plume trace on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 302:38-50.
- LE BAS, M.J., LEMAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., AND ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27:745-750.
- LOPES R.P. 2002. O vulcanismo do Arquipélago de Fernando de Noronha, PE: química mineral e geoquímica. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- LOPES, R. P., ULBRICH, M. N. C. 2015. Geochemistry of the alkaline volcanicsubvolcanic rocks of the Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean. *Braz. J.*

- Geol. [online] 45(2):307-333.
- MACCIOTTA G., ALMEIDA A., BARBIERI M., BECCALUVA L., BROTZU P., COLTORTI M., CONTE A., GARBARINO C., GOMES C.B., MORBIDELLI L., RUBERTI E., SIENA E., TRAVERSA G. 1990. Petrology of the tephritophonolite and cognate xenoliths of the Fortaleza district (Ceara, Brazil) *Europ. J. Miner.*, 2:687-709.
- MARTINS, G., BELLINI, G., COMINCHIARAMONTI, P., MELFI, A.J., MACEDO, M.H.F., PICCIRILLO, E.M. 1989. O enxame de diques máficos mesozóicos Rio Ceará-Mirim -Nordeste do Brasil. In: Workshop Diques Máficos Pré-cambrianos do Brasil, I, São Paulo. Projeto PICG - 257, IUGS-UNESCO.
- MIYASHIRO, A. 1975. Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83, 249-281.
- MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A.; MILANI, E. J.; CÉSERO, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in the northeastern region of Brazil, South America. *Journal of South America Earth Sciences*, 15:183-198.
- MONTELLI, R., NOLET, G., DAHLEN, F.A., MASTERS, G. 2006. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7(11):1-69.
- MULLEN, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62:53-62.
- NGONGE, E. D.; HOLLANDA, M.H.B.M.; ARCHANJO, C. J.; OLIVEIRA, D. C.; VASCONCELOS, P. M. P.; MUÑOZ, P.R.M. 2016a. Petrology of continental tholeiitic magmas forming a 350-km-long Mesozoic dyke swarm in NE Brazil: Constraints of geochemical and isotopic data. *Lithos*, 258-259:228-252.
- NGONGE, E.D., HOLLANDA, M.H. B. M.; PIMENTEIL, M. M., OLIVEIRA, D. C. 2016b. Petrology of the alkaline rocks of the Macau Volcanic Field, NE Brazil, *Lithos* – online.
- OLIVEIRA, D. C. 1998. Evolução Magmática da Bacia Potiguar. In Congresso Brasileiro de Geologia, 40. Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG, 1998. 1:102.
- OLIVEIRA, D. C. 2000. New data on the relative-age and petrochemistry of the Magmatic Cuó event (Potiguar Basin; Northeast Brazil). In: SBG/Núcleo Sudeste, International Geological Congress., 31, Rio de Janeiro.
- PEARCE J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, 100:14-48.
- PERLINGEIRO, G., VASCONCELOS, P.M., KNESEL, K.M., THIEDE, D.S., CORDANI, U. 2013. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Fernando de Noronha Archipelago and implications for the origin of alkaline volcanism in the NE Brazil – *Jour. Volcanology and Geothermal Research*, 249:140-154.
- RAO, A. B.; SIAL A. N. 1972 Observations on alkaline plugs near Fortaleza city. Ceará State, Brazil. 24th International Geological Congress, 14, 56-60.
- RITSEMA, J., VAN HEIJST, H.J., WOODHOUSE, J.H. 1999. Complex shear velocity structure beneath Africa and Iceland. *Science* 286:1925–1928.
- RIVALENTI, G., MAZZUCHELLI, M., GIRARDI, V.A.V., VANNUCCI, R.,

- BARBIERI, M.A., ZANETTI, A., GOLDSTEIN, S.L. 2000. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 138:308–325.
- RIVALENTI, G., ZANETTI, A., GIRARDI, V.A.V., MAZZUCHELLI, M., TASSINARI, C.C.G., BERTOTTO, G.W. 2007. The effect of the Fernando de Noronha plume on the mantle lithosphere in north-eastern Brazil. *Lithos* 94:111–131.
- ROLLINSON, H. R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London (Longman Scientific and Technical). 352 p.
- SIAL A.N. 1987. The Tertiary alkaline province of Fortaleza, State of Ceará, Brazil: oxygen isotopes and REE-geochemistry. *Geoch. Brasil*, 1:41-51.
- SIAL, A.N., LONG, L.E., PESSOA, D.A.R., KAWASHITA, K. 1981. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 53:115–122.
- SILVEIRA, F. V. 2006. Magmatismo cenozoico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Tese (Doutorado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra – UFRN.
- SLEEP, N.H. 2003. Fate of mantle plume material trapped within a lithospheric catchment with reference to Brazil. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4:8509–8526
- SOUZA, Z.S., VASCONCELOS, P.M.P., NASCIMENTO, M.A.L., SILVEIRA, F.V., PAIVA, H.S., DIAS, L.G.S., THIEDE, D., CARMO, I.O., SOUZA, Z.S., VASCONCELOS, P.M.P., NASCIMENTO, M.A.L., SILVEIRA, F.V., PAIVA, H.S., DIAS, L.G.S., THIEDE, D., CARMO, I.O. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. Short Papers-IV South Amer. Symposium on Isotope Geol, pp. 691–694.
- SUN, S.S. AND MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D. and Norry M.J., Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Vol. 42, Geological Society, London, Special Publications, 313-345.
- SYKES L.R. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 16(4):621-687.
- TAYLOR, S.R. AND MCLENNAN, S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics* 33:241-265. DOI: 10.1029/95RG00262
- THOMAZ FILHO, A. 1983. Datações radiométricas de rochas ígneas básicas da bacia do Ceará. Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes. (Rel. interno, Cenpes, 673-4462).
- TROMPETTE, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 p
- ULBRICH, M.N.C. 1993. Petrography of alkaline volcanic–subvolcanic rocks from the Brazilian Fernando de Noronha Archipelago, Southern Atlantic Ocean. *Geochimica Brasiliensis* 8 (1):21–29.
- VALLANCE, T. G. 1974. Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. *Journal Petrology*, 15, 79-96.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B.,

- HACKSPACHER, P., BABINSKI, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. S. Am. Earth Sci.* 8:267–288.
- VANDOROS P., OLIVEIRA M.A.F. 1968. Sobre o fonólito de Mecejana, Ceará. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 40(2):203-206.
- VOGT, P.R. 1991. Bermuda and Appalachian-Labrador rises: common non-hotspot processes? *Geology* 19:41–44.
- WERNECK, L. S., MAGINI, C., SALGUEIRO A. R. (no prelo). Análise de Correspondências nas relações litogeoquímicas de vulcanismos Cenozoicos da Província Borborema.
- WOHLETZ, K. 2016. KWare Magma: calculates IUGS volcanic rock classification, densities and viscosities. *Geological Software. Versão 2.50.0133*