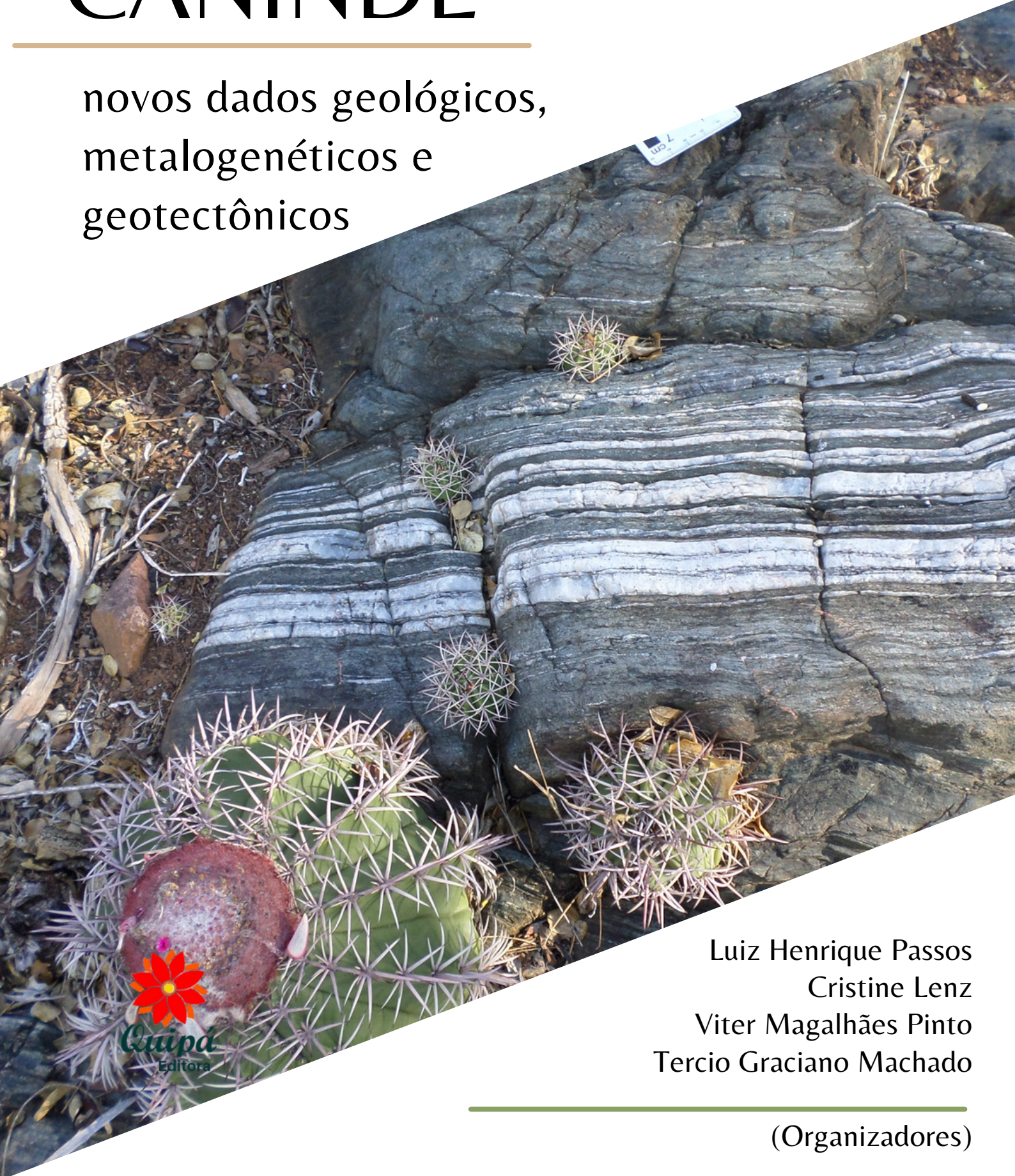


DOMÍNIO CANINDÉ

novos dados geológicos,
metalogenéticos e
geotectônicos



Luiz Henrique Passos
Cristine Lenz
Viter Magalhães Pinto
Tercio Graciano Machado

(Organizadores)

**DOMÍNIO CANINDÉ:
NOVOS DADOS GEOLÓGICOS, METALOGENÉTICOS E GEOTECTÔNICOS**

Luiz Henrique Passos
Cristine Lenz
Viter Magalhães Pinto
Tercio Graciano Machado

(Organizadores)

**DOMÍNIO CANINDÉ:
NOVOS DADOS GEOLÓGICOS, METALOGENÉTICOS E GEOTECTÔNICOS**

1ª Edição

Quipá Editora

2022

Copyright © dos autores e autoras. Todos os direitos reservados.

Esta obra é publicada em acesso aberto. O conteúdo dos capítulos, os dados apresentados, bem como a revisão ortográfica e gramatical são de responsabilidade de seus autores, detentores de todos os Direitos Autorais, que permitem o download e o compartilhamento, com a devida atribuição de crédito, mas sem que seja possível alterar a obra, de nenhuma forma, ou utilizá-la para fins comerciais.

Revisão e Normalização: dos autores e autoras.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

D671 Domínio Canindé: novos dados geológicos, metalogenéticos e geotectônicos / Organizado por Luiz Henrique Passos... [et al.]. — Iguatu, CE : Quipá Editora, 2022.

103 p. : il.

ISBN 978-65-5376-022-6

DOI 10.36599/qped-ed1.141

1. Mapeamento geológico. I. Passos, Luiz Henrique. II. Título.

CDD 551

Elaborada por Rosana de Vasconcelos Sousa — CRB-3/1409

Quipá Editora
www.quipaeditora.com.br
@quipaeditora

APRESENTAÇÃO

Esta obra, intitulada “**Domínio Canindé: novos dados geológicos, metalogenéticos e geotectônicos**” constitui um compilado de dados inéditos sobre uma área de grande complexidade geológica, mas de grande interesse científico e econômico.

A obra apresenta dados de um mapeamento em escala 1:50000 realizado na região central do Domínio Canindé, noroeste do Cinturão Sergipano, com informações sobre a variação litológica da região e algumas características em microescala das principais rochas da área estudada. São ainda apresentados dados petrológicos, geocronológicos e metalogenéticos sobre a intrusão máfica-ultramáfica Canindé, que hospeda mineralizações de Fe-Ti e outros sulfetos.

A grande divergência de pensamentos em relação ao ambiente tectônico formador das rochas do Domínio Canindé, levou ao desenvolvimento de um trabalho de comparações geoquímicas. Essas comparações envolveram a análise de dados de geoquímica de elementos traços de vários ambientes tectônicos ativos (arcos de ilha, arcos continentais, retroarcos e riftes), que foram comparados com as rochas básico-intermediárias das Unidades Novo Gosto e Gentileza, afim de encontrar similaridades entre os ambientes antigos e os modernos.

*Luiz Henrique Passos
Cristine Lenz
Viter Magalhães Pinto
Tercio Graciano Machado*

(Organizadores)

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1.....06 **MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PORÇÃO CENTRAL DO DOMÍNIO CANINDÉ,** **CINTURÃO SERGIPANO, NE - BRASIL**

Francisco Dias de Souza Júnior
Cristine Lenz
Viter Magalhães Pinto
Luiz Henrique Passos
Ingrid da Cunha Torres Mota

CAPÍTULO 2.....30 **MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DA SUÍTE** **INTRUSIVA CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO**

Tássia Vanessa Paes Dantas
Viter Magalhães Pinto
Luiz Henrique Passos
Cristine Lenz
Ingrid da Cunha Torres Mota

CAPÍTULO 3.....56 **PETROGÊNESE E METALOGENIA DOS ÓXIDOS DE Fe-Ti DA INTRUSÃO MÁFICO-** **ULTRAMÁFICA CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO, BRASIL**

Viter M. Pinto
Luiz Henrique Passos
Francisco Dias de Souza Junior
Ingrid da Cunha Torres Mota
Cristine Lenz

CAPÍTULO 4.....80 **COMPARAÇÕES DE PADRÕES GEOQUÍMICOS DE CLÁSSICOS AMBIENTES** **TECTÔNICOS MODERNOS COM ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO** **CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO**

Alan Dantas Cardoso
Cristine Lenz
Luiz Henrique Passos
Karoline Ferreira da Silva Mecnas

SOBRE OS AUTORES.....102

CAPÍTULO 1

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA PORÇÃO CENTRAL DO DOMÍNIO CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO, NE - BRASIL

Francisco Dias de Souza Júnior

Cristine Lenz

Viter Magalhães Pinto

Luiz Henrique Passos

Ingrid da Cunha Torres Mota

Resumo: Com intuito de um detalhamento cartográfico de informações litológicas e estruturais, foi realizado um mapeamento na escala 1:50.000 na porção central do Domínio Canindé, contextualizado no Cinturão Sergipano, Província Borborema. O domínio em questão apresenta litotipos com idades meso a neoproterozóicas e abrange um complexo de rochas metavulcanossedimentares, intrudidas por uma suíte gabróica diferenciada e granitóides diversos. Sobre esse conjunto de rochas, atuou metamorfismo regional de fácies anfibolito, com posterior modificações retrometamórficas para fácies xisto verde. Quanto às estruturas, a foliação metamórfica tem direção preferencial NW-SE, e a região é configurada por dobras de grande amplitude superpostas, cujos eixos são deslocados por falhamentos NE-SW de rejeito horizontal, sinistral. A área mapeada apresenta uma complexa distribuição estrutural, bem como, uma grande diversidade de tipos litológicos. Contudo, através da integração e interpretação de dados obtidos com a revisão bibliográfica, tratamento digital de imagens de satélite, trabalhos de campo e análises petrográficas, foi possível integrar e subdivir os litotipos da área em questão, de acordo com suas afinidades genéticas, em quatro unidades: Granitóide Tipo Garrote, Unidade Novo Gosto-Mulungu, Suíte Gabróica Canindé e Suíte Ígnea Bimodal Gentileza-Curralinho, bem como sua evolução geológica-estrutural.

Palavras-chave: Mapeamento geológico; Domínio Canindé; Cinturão Sergipano.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho consiste do resultado de um mapeamento geológico em escala 1:50.000 da porção central do Domínio Canindé (DC), abrangendo uma área entre os municípios de Poço Redondo e Canindé do São Francisco, no alto sertão sergipano. E tem como principal objetivo contribuir com o refinamento cartográfico, além de um melhor entendimento da evolução tectono-estratigráfica da região, através da integração e interpretação de dados obtidos com a revisão bibliográfica, tratamento digital de imagens de satélite, trabalhos de campo e análises petrográficas.

A área mapeada está inserida na região central do DC, o qual está na zona limítrofe do Cinturão Sergipano (CS) com o Bloco Pernambuco-Alagoas (Peal), unidades geotectônicas consolidadas durante o Ciclo Brasileiro, pertencentes à Zona Meridional da Província Borborema (PB). O domínio em questão apresenta litotipos com idades meso a neoproterozóicas e abrange um

complexo de rochas metavulcanossedimentares intrudidas por uma suíte gabróica diferenciada e granitóides diversos.

Visto isso, temos que a área mapeada apresenta uma complexa distribuição estrutural, bem como, uma grande diversidade de tipos litológicos, que condicionam a presença de importantes recursos minerais. Estas premissas corroboraram para o desenvolvimento de estudos de mapeamento geológico mais detalhados na região.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cinturão Sergipano (Figura 1) consiste de uma faixa em forma triangular com direção principal ESE-WNW, localizada no extremo sul da Província Borborema, entre o Cráton do São Francisco e o Bloco Peal, e foi formada pela colisão entre as unidades supracitadas durante a Orogenia Brasileira (Davison & Santos, 1989). De maneira geral, o CS é composto por cinco domínios litotectônicos, nomeados de norte a sul como Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância, sendo separados, uns dos outros, pelas zonas de cisalhamento neoproterozóicas de Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga, respectivamente (Oliveira *et al.*, 2010), sendo ainda seccionada pelas bacias sedimentares fanerozóicas de Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas. O CS representa o seguimento ocidental do orógeno Oubanguides que se estende no NW africano (Tromppet, 1994).

O DC é separado do Domínio Marancó-Poço Redondo, através da Zona de Cisalhamento Mulungu-Alto Bonito (ZCMAB). Composto por uma sequência de rochas metavulcanossedimentares, intrudidas por rochas gabróicas acamadadas e granitóides diversos. Seus diferentes litotipos encontram-se metamorfizados nas fácies xisto verde a anfibolito e apresentam pelo menos quatro fases principais de deformação.

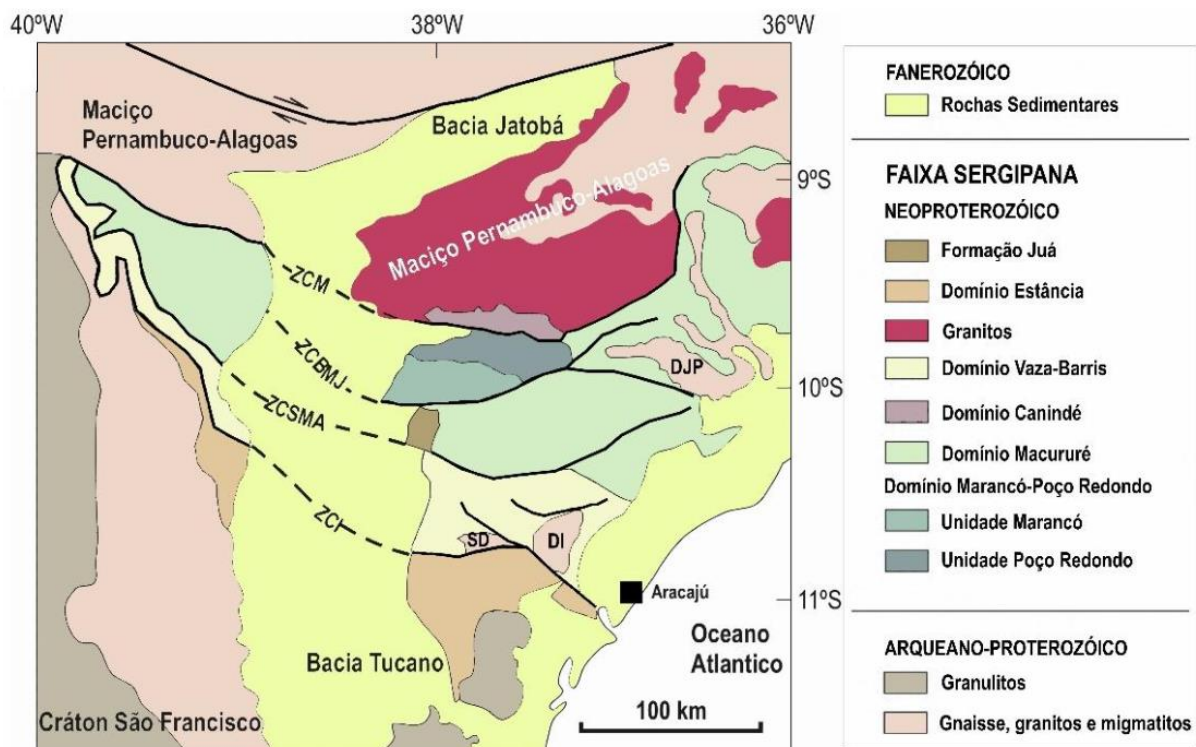


Figura 1: Mapa de contexto geológico regional do Cinturão Sergipano (Modificado de Oliveira *et al.*, 2010). SD – Domo de Simão Dias; DI – Domo de Itabaiana; DJP – Domo Jirau do Ponciano; ZCM – Zona de Cisalhamento Macururé; ZCBMJ – Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo; ZCSMA – Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo; ZCI – Zona de Cisalhamento Itaporanga.

2.1. DOMÍNIO CANINDÉ

O DC constitui-se de uma faixa alongada WNW-ESE, entre os estados de Alagoas e Sergipe, com largura variando de 5 a 15 km. É separada dos migmatitos do subdomínio Poço Redondo ao sul pela ZCMAB, e a norte é intrudida por diversos granitóides do Bloco Peal. O limite leste está em contato com os xistos granadíferos do Domínio Macururé, e a oeste é recoberto pelos sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano-Jatobá (Figura 2).

O DC apresenta litotipos com idades meso a neoproterozóicas e abrange um complexo de rochas metavulcanossedimentares, intrudidas por uma suíte gabróica diferenciada e granitóides diversos. Sobre este conjunto de rochas, atuou metamorfismo regional da fácies anfibolito, sofrendo modificações retrometamórficas para fácies xisto verde. Quanto às estruturas, a foliação metamórfica tem direção preferencial NW-SE, sendo configurada por dobramentos de grande amplitude e caracterizada por superposição de dobramentos, cujos eixos são deslocados por falhamentos NE-SW de rejeito horizontal, apresentando, em sua maioria, movimentação sinistral (Nascimento, 2005). Do

ponto de vista econômico, é marcante a presença de óxidos de Fe e Ti e sulfetos de Cu e Ni, principalmente na área de ocorrência das rochas básicas (Santos *et al.*, 1998).

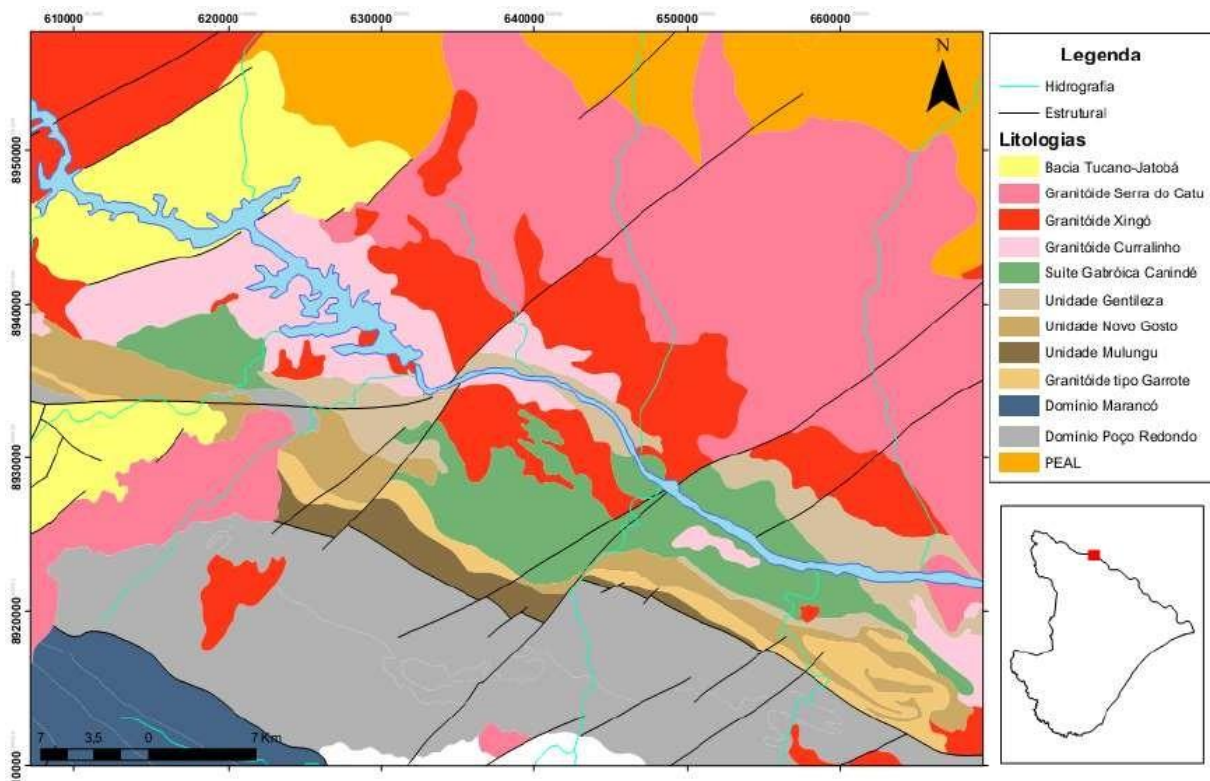


Figura 2: Mapa da geologia local no contexto do Domínio Canindé (gerado a partir de dados vetoriais da base de dados da CPRM).

O contexto estratigráfico estabelecido por Silva Filho *et al.*, (1979), particularizou as unidades geológicas com base na afinidade genética das litologias e na representatividade cartográfica. O denominado **Complexo Canindé** é composto por um conjunto de rochas metavulcanossedimentares, graníticas e gabróicas individualizadas nas unidades, Garrote, Novo Gosto (+ Mulungu) e Gentileza, encaixantes do plutonismo gabróico, denominado de Suíte Gabróica Canindé. Essas rochas foram intrudidas por granitoides diversos definidos por Santos *et al.*, (1998) como Curralinho, Xingó e Serra do Catu, os quais cortam todo o domínio e ocorrem também nas adjacências. Os contatos são geralmente tectônicos, podendo ser gradativos a depender da intensidade da deformação.

As unidades Novo Gosto e Mulungu foram recentemente colocadas em uma mesma unidade, porém aqui faremos a descrição separada de cada uma:

A **Unidade Novo Gosto** congrega a maior diversidade de litotipos do Complexo Canindé, e pode ser subdividida em três subunidades, são elas: subunidade inferior, essencialmente anfibolítica e calciossilicática, com níveis carbonáticos (mármore) na base; subunidade média, primordialmente

quartzítica; e a subunidade superior, contendo anfibolitos, xistos, quartzitos finos grafitosos e metacarbonatos. Em geral, os anfibolitos ocorrem associados às rochas calciossilicatadas, e apresentam características tanto de origem, a partir de sedimentos margosos, como de ortoderivados. O quadro estrutural da área mostra forte transposição da foliação, o que torna difícil a reconstituição do empilhamento original.

A **Unidade Mulungu** é composta por uma sequência de intercalações de leptitos, anfibolitos, hornblenda biotita gnaisses, quartzitos feldspáticos, além de lentes de metacarbonatos e metaultramáficas. A textura dessas rochas é frequentemente cataclástica, principalmente nas proximidades do contato sul ZCBMJ com os granitoides do tipo Glória. Na unidade, são frequentes os dobramentos isoclinais apertados com variação de mergulho dos seus eixos. Quanto à ambiência geotectônica, Silva Filho *et al.*, (1979) interpretou como complexo de subducção, mas dúvidas persistem quanto à origem dos seus litotipos, se provenientes de lavas ácidas ou se derivados de sedimentos arcoseanos.

Originalmente incluída por Silva Filho *et al.*, (1979) no Complexo Canindé como Unidade Garrote, composta por leptitos e augen gnaisses, foi redefinida como plutonismo granítico mais antigo da área, baseado em estudos petrográficos e espectrográficos efetuados por Barbosa (1979) apud Silva Filho *et al.*, (1979), que tende a considerá-la como resultante de uma lava ácida original. Gava *et al.*, (1983) apud Santos *et al.*, (1998) levanta a possibilidade destas rochas serem intrusivas em litotipos do Complexo Canindé.

De maneira geral, os **Granitóides Tipo Garrote**, apresentam composição granítica com presença de biotita, moscovita e granada, ocorrem desde granitos porfiríticos a augen gnaisses porfiroblásticos, gradando para gnaisses com fino bandamento milonítico e evoluindo a ultramilonítico, a depender da taxa de deformação. A presença de intensos microdobramentos e crenulações são características distintivas das demais unidades. Exibem ainda estruturas, cuja geometria se assemelha a dobras braquiantiformes e do tipo bainha, seus contatos com as demais unidades são geralmente tectônicos, com foliação milonítica de alto ângulo. Segundo Santos *et al.*, (1998), esses granitóides são provavelmente do tipo “S”, peraluminosos, e foram datados por Van Schmus e Brito Neves *et al.*, 1997 apud Santos *et al.*, (1998) pelos métodos U/Pb e Sm/Nd em 715 Ma e $T_{DM} = 1,16$ Ga, respectivamente.

A **Unidade Gentileza** é composta principalmente por anfibolitos de granulação fina, provavelmente metabasaltos e metadiabásios, quase sempre associados com corpos tabulares de granito leucocrático róseo (metadacitos). Ocorrem ainda, rochas gnáissicas de composição quartzo feldspáticas e anfibolítica.

A **Suíte Gabróica Canindé** ocorre de forma intrusiva nos litotipos metassedimentares e metavulcânicos do Complexo Canindé, por vezes seus contatos são tectônicos, quando não, são afetados por forte granitização. Está situada numa região de relevo pouco acidentado, dificultando a ocorrência de bons afloramentos. Seus principais litotipos apresentam grande diversidade composicional, onde são identificados gabros, noritos, microgabros, olivina gabros, leucogabros, anortositos, troctolitos e ultramáficas, por vezes, exibem textura cumulus e intercumulus, indicativas de diferenciação magmática. Níveis enriquecidos em Fe e Ti ocorrem próximo ao contato sul do corpo principal de rochas gabróicas, onde são compostos predominantemente de magnetita e ilmetina.

Diversos corpos granitóides invadem os litotipos do Complexo Canindé e da suíte gabróica homônima, além dos domínios adjacentes. São de natureza sin, tardi e pós-tectônicos, relacionados à orogênese brasileira, denominados de Tipo Curralinho, Xingó e Serra do Catú.

Os **Granitóides Tipo Curralinho**, definido por Santos *et al.*, (1998), são rochas de composição granítica a granodiorítica com biotita e hornblenda. Em geral, exibem textura porfirítica, localmente foliadas. Apresentam também, feições de fluxo magmático e ocorrem em íntima associação com metabasaltos da Unidade Gentileza, sugerindo mistura de magmas, evidenciados por textura rapakivi presente em seus litotipos. Gava *et al.*, (1983) apud Santos *et al.*, (1998) datou pelo método K/Ar esses granitóides em 611 Ma.

Os **Granitóides Tipo Xingó** se mostram amplamente distribuídos, com contatos irregulares e discordantes, constituem desde diques centimétricos até maciços quilométricos, exibindo uma gama de litotipos, muitas vezes englobando xenólitos das demais unidades geológicas. São de coloração rosa a cinza, granulação fina a média, isotrópicos, classificados por Santos *et al.*, (1998) como leucogranitos, biotita granitos, moscovita granitos e turmalina- moscovita granitos. São do tipo “S” de natureza tardi a pós-tectônico e são afetados por deformação dútil. Foram datados pelo autor supracitado, com método Rb/Sr, em 600 Ma.

Os **Granitóides Tipo Serra do Catu** são constituídos por corpos irregulares, discordantes da estruturação regional e foram assim denominados por Santos *et al.*, (1998). Correspondem a rochas de cor rosa, de granulação média a pegmatóide, isotrópica, com litologias variando de hornblenda sienito, quartzo sienito e monzonito pórfiro a quartzo monzonito. Segundo Brito *et al.*, (2009), esses litotipos pertencem a série shoshonítica e ultrapotássica e possuem idade modelo TDM variando de 1,4 a 1,6 Ga.

Segundo Silva Filho *et al.*, (1979), o Complexo Canindé concerne um estilo estrutural com padrão de dobramentos de grande amplitude, com eixos orientados NW-SE, configurando dobras apertadas assemelhando-se ao tipo chevron, caracterizam-se por planos axiais com forte mergulho a

subverticais, inclinados para NW e SE, refletindo na simetria e na disposição das litologias em mapa. Outras feições conspícuas que compõem o arcabouço estrutural da área, são as falhas de direção NE-SW de rejeito horizontal, formando pares conjugados com movimentação sinistral e dextral, impondo forte cataclase na região.

Para Oliveira *et al.*, (2010), o DC exhibe deformação semelhante as rochas supracrustais do Domínio Poço Redondo-Marancó, e está bem preservada nas rochas metassedimentares e anfibolitos da Unidade Novo Gosto. Três fases deformacionais são reconhecidas na área, a fase D1 é comumente transposta por D2, com S1 sendo reconhecida em pequenas dobras paralelas ou oblíquas a S0, a fase D2 exhibe deformação progressiva e é o principal evento deformacional do DC, sendo dividido em dois incrementos, o primeiro diz respeito a formação de dobras de empurrão, apertadas, com vergência NNW-SSE e exibem lineação de estiramento de baixo ângulo, o segundo incremento à S2 evolui para uma foliação milonítica de alto ângulo, relacionada com a ZCMAB, durante esta fase vários granitos deformados, sin-colisionais, foram colocados paralelos a S2. A última fase D3 é de caráter rúptil, e pode ser correlacionável com o evento D4, que afetou todo o Cinturão Sergipano, se distingue pela orientação preferencial de pares conjugados nas direções NE-NW com cisalhamento sinistral predominante.

Não há consenso quanto à origem e a evolução do Domínio Canindé, devido a grande complexidade litoestratigráfica e a incongruência dos dados geoquímicos e isotópicos dos diversos autores. Vários modelos foram criados para tentar explicar a geração dessas rochas, o primeiro deles deve-se a Silva Filho *et al.*, (1979), que denominou as rochas ultramáficas da região como sendo parte de uma suíte ofiolítica. Para Jardim de Sá *et al.*, (1986), o DC teria sido gerado em um ambiente de arco insular, baseado na existência de rochas metavulcânicas félsicas e máficas (magmatismo bimodal). Para Oliveira & Tarney (1990), os gabros e as rochas metavulcânicas apresentam semelhança geoquímica com basaltos continentais. Já Bezerra *et al.*, (1992) apud Nascimento *et al.*, (2005) sugeriu para o DC a formação em um ambiente anorogênico intra-continental ou sin-orogênico de arco, para a suíte gabróica, ele propôs uma ambiência sin-orogênica toleítica. Por sua vez, Seixas & Moraes (2000) concluíram que houve para a suíte gabróica três pulsos magmáticos distintos, gerando as diferentes unidades do DC. Mais recentemente, Nascimento *et al.*, (2005) apresenta um modelo de evolução tectônica para o DC, que corresponde a uma sequência de rifte intra-continental, e Passos *et al.*, (2021) interpreta como um ambiente do tipo arc-back-arc similar ao que ocorre atualmente na borda leste da Ásia.

3. METODOLOGIA

Foram realizadas três etapas de campo, totalizando-se 21 dias, onde foram feitas coletas de dados geológico-estruturais, utilizando-se um formulário padrão para descrição de afloramento, com ênfase na descrição litológica, relações de contato, tomada de atitudes das principais feições estruturais, construção de perfis geológicos, além da amostragem dos diversos litotipos para análises petrográficas.

O levantamento dos dados de campo constou de caminhamentos transversais, aproveitando os principais cursos d'água e estradas, que cortam a sequência de rochas da área, construindo-se perfis, com auxílio do mapa-base gerado através de imagens de satélite junto aos diversos mapas geológicos da região.

A análise petrográfica fundamentou-se na caracterização mineralógica qualitativa e na descrição dos aspectos texturais e estruturais gerais, exibidos por nove secções delgadas polidas do acervo do Projeto Canindé, confeccionadas pela CPRM/BA e analisadas com luz normal e refletida em microscópio petrográfico Leica 2000, nas instalações do Projeto CAMURES-Carbonato, UFS.

4. RESULTADOS DO MAPEAMENTO GEOLÓGICO

4.1. GRANITÓIDE TIPO GARROTE (GTG)

Apresenta-se como uma faixa contínua, irregular, orientada WNW-ESE, em contato tectônico com o sub-domínio Poço Redondo e em contato tectônico e transicional com as unidades superiores, deslocado por falhas direcionais. Frequentemente, exhibe em seus afloramentos foliação milonítica, além de sinformes e antiformes invertidos com caimento.

Em geral, os litotipos são de coloração rosácea a creme variando a cinza claro, com granulação fina a média-grossa, textura milonítica a ultramilonítica, exibindo estrutura tipo “augen” (ocelar), mas localmente ocorrem de forma isotrópica. Quanto à composição, é essencialmente quartzo – feldspática a anfibolítica, com biotita, moscovita e granada como acessórios. De acordo com critérios texturais e composicionais, foram individualizadas três litologias, augen gnaiss sienogranítico, hornblenda biotita granito gnaiss e biotita moscovita granito.

O augen gnaiss sienogranítico (Figura 3A) é a litologia mais expressiva desses granitóides. Sua granulação varia de média a grossa, alternam leitos ricos em biotita e anfibólio com bandas quartzo-feldspáticas, exhibe textura porfiroblástica, com cristais de feldspato rotacionados,

preferencialmente, no sentido dextral, por vezes, apresenta-se ultramilonitizados com cristais de feldspato totalmente estirados.

Em lâmina, este litotipo apresenta estrutura foliada, com textura granoblástica, fina a média e mineralogia composta por: quartzo, microclínio, hornblenda, biotita e moscovita. O quartzo apresenta contatos retos e extinção ondulante em fitas de quartzo policristalino, o microclínio (Figura 3D) mostra geminação e extinção difusa com cristais de diferentes tamanhos, a hornblenda ocorre associada à biotita, com cristais estirados de tamanho variando de milímetros a microns (Figura 3E) e a moscovita exibe cristais lamelares concordantes com o aspecto fitado dos quartzos. A rocha pode ser classificada como um sienogranito variando a álcali-granito.

O hornblenda biotita granito gnaiss (Figura 3B) exibe granulação fina a média, com alternância de bandas de espessura centimétrica a métrica, máficas, compostas por anfibólio e biotita, e félsicas, essencialmente, quartzo-feldspática, contendo granada localmente. Em lâmina, corresponde a um augen gnaiss e exibe textura semelhante a anterior, com um geral afinamento da granulação, além do aspecto estirado, exibe estrutura ocelar em cristais de microclínio (Figura 3F). Em relação à mineralogia, a composição e seus aspectos são basicamente os mesmos das outras litologias, contrastando na quantidade de biotita e hornblenda, e no menor tamanho dos cristais de microclínio.

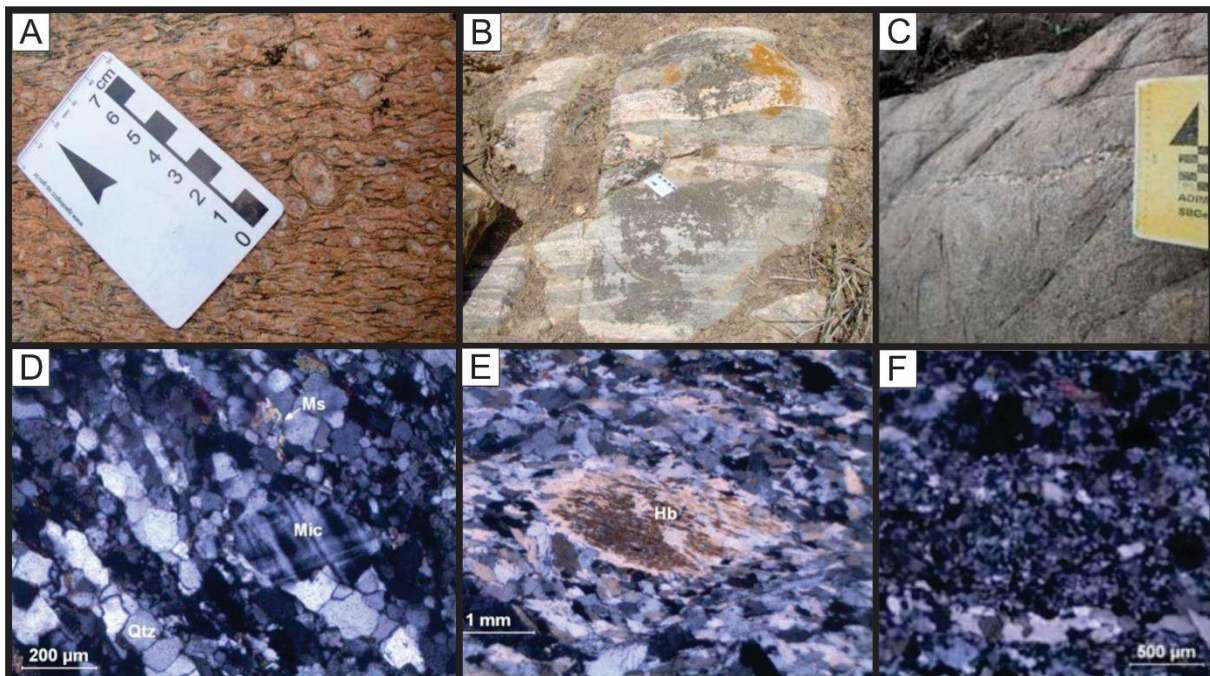


Figura 3: (A) Augen gnaiss sienogranítico com textura porfiroblástica. (B) Hornblenda biotita granito gnaiss com alternância de bandas máficas, compostas por anfibólio e biotita, e félsicas, essencialmente quartzo-feldspática, contendo granada localmente. (C) Biotita muscovita granito, isotrópico, com presença de veios pegmatóides de mesma composição. (D) Fotomicrografia do augen gnaiss sienogranítico, mostrando textura granoblástica. (E) Cristais estirados de hornblenda ocorrendo associados à biotita. (F) Fotomicrografia do hornblenda biotita granito gnaiss mostrando textura ocelar em cristal de microclínio.

O biotita muscovita granito (Figura 3C) ocorre de forma isolada, presente no núcleo de dobras de grande porte, e é visto como porções pouco deformadas da rocha original, em geral, tem de cor cinza, isotrópico, com presença de veios pegmatóides de mesma composição.

4.2. UNIDADE NOVO GOSTO – MULUNGU (UNGM)

Constitui-se de uma faixa com espessura irregular, não contínua, orientada segundo a direção geral do DC (WNW-ESE). É truncada pela suíte gabróica e está em contato tectônico com os granitóides do tipo Garrote e os litotipos da Suíte Ígnea Bimodal, descrita abaixo. O bandamento apresentando por seus litotipos, por vezes xistificados, a frequente transposição da foliação em dobras apertadas, configuradas em sinformes e antiformes invertidos, além da forte epidotização, são as principais características da litologia dessa unidade.

Composicionalmente predominam anfibolitos, anfibolitos-xistificados, quartizitos feldspáticos, metarritimitos, mármore e níveis calciosilicáticos, as litologias apresentam diversas tonalidades, apresentando granulação média a fina, chegando a afanítica, exibem estrutura bandada, ritimada em leitos claros e escuros, mostrando ainda, aspecto xistoso em alguns litotipos.

Os anfibolitos (Figura 4A) são de cor cinza a roxo, escuros e apresentam granulação fina a afanítica, com bandamento pouco desenvolvido, compostos essencialmente por plagioclásio, hornblenda e quartzo. Os anfibolitos-xistificados são verdes, claro a escuro, granulação fina e textura xistosa, compostos basicamente por hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo e epidoto, localmente ocorrem associados a essa litologia, níveis calciossilicáticos (Figura 4B).

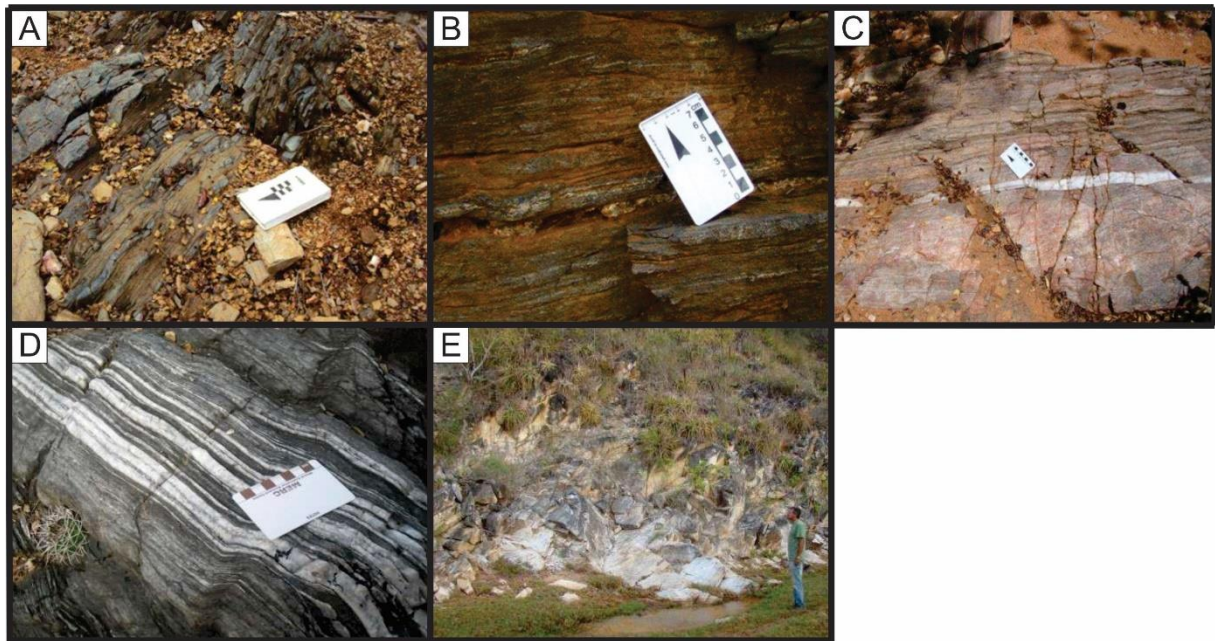


Figura 4: (A) Intercalação de anfibolitos puros e xistificados da Unidade Novo Gosto-Mulungu. (B) Presença de níveis cálcio-silicáticos em anfibolitos xistificados. (C) Níveis de quartzito puro em rocha quartzo-feldspática com aspecto laminado. (D) Metarritimitos da Unidade Novo Gosto-Mulungu. (E) Mármore da Unidade Novo Gosto-Mulungu.

Os quartzitos puros e quartzo-feldspáticos (Figura 4C) têm cor cinza e rosa a creme, respectivamente, exibem granulação média a fina, com laminação bem marcada nos níveis feldspáticos e são bastante recristalizados nos leitos quartzíticos, os minerais associados a essas litologias são a biotita e a moscovita; por vezes, ocorrem bandas anfibolíticas.

Os metarritimitos (Figura 4D) que alternam bandas centimétricas a métricas, claras e escuras, apresentando granulação fina a média, com textura granoblástica constituídas principalmente de quartzo, plagioclásio, feldspato, hornblenda e biotita. Encontram-se frequentemente dobrados e cataclados, por vezes sofrendo forte epidotização. Os mármore (Figura 4E) ocorrem de forma restrita na charneira de grandes dobras, de cor cinza a branco, granulação média a fina, maciços, composta basicamente por calcita e dolomita, ocorrendo moscovita subordinada.

4.3. SUÍTE GABRÓICA CANINDÉ (SGC)

Consiste de um corpo alongado, deslocado pela falha do Rio Jacaré, cuja porção mais larga encontra-se a oeste, estreitando-se para leste. Na porção sul, encontra-se intrudindo o Granitóide Tipo Garrote e a Unidade Novo Gosto-Mulungu, no seu limite norte é intrudido por metabasaltos e granitos, principalmente ao longo da falha que o secciona. Boa parte desse corpo está situada numa região de relevo aplainado, restringindo os afloramentos a pequenos morrotes sustentados por blocos rolados.

Esta suíte apresenta uma vasta gama de litologias, variando de tipos ultra-básicos a básicos, incluindo peridotito, norito, gabro-norito, gabro, troctolito, anortosito e níveis enriquecidos em óxidos de ferro e titânio, localmente exhibe feições de diferenciação magmática com bandamento composicional e textura cumulática, o que junto aos dados petrográficos corroboraram a subdivisão deste corpo em três níveis, inferior, médio e superior. De maneira geral, não apresenta sinais de deformação dúctil, sugerindo uma natureza mais resistente à deformação que as demais rochas do DC. Por sua vez, encontram-se fortemente cisalhadas em zonas de falhas, estando ligado a esta fase, por vezes, sulfetos disseminados incluindo pirita e calcopirita.

Na porção leste da Suíte Gabróica, predominam litotipos do nível inferior a intermediário, constando de peridotito, norito, olivina-norito, gabronorito, olivina-gabro e suas variações. Na porção mais larga, a oeste da falha do Rio Jacaré, predominam os litotipos gabróicos do nível intermediário e superior como, gabro-norito, gabro, leucogabro, Fe-Ti gabro, troctolito e anortositos.

Os peridotitos (Figura 5A) são rochas bastante densas, de coloração verde escuro a preto, granulação fina a afanítica; por vezes, apresentam textura cataclástica e presença de sulfetos, são compostos por piroxênio (alterando para anfibólio), olivina (passando para serpentina) e plagioclásio.

Os gabronoritos (Figura 5B) são de cor cinza a branco esverdeado, com textura fanéritica fina a grossa, chegando a pegmatóide (Figura 5C), compostos primordialmente de plagioclásio e piroxênio, passando para anfibólio, é notável a presença de “box work”. Em secção delgada, mostram textura adcumulática bimineralica, contato reto dos cristais de plagioclásio (em estágio de saussuritização) com orto e clino-piroxênio, ambos encontram-se maclados, alterados para anfibólio (Figura 5D), como acessório temos clorita e zircão (Figura 5E). Em luz transmitida, é notável a presença de sulfetos como, pirita, rosa claro, euédrica, com inclusões de calcopirita, dourada, anédrica, os contatos são ondulantes e mostram borda de reação sugerindo duas fases de sulfetação (Figura 5F).

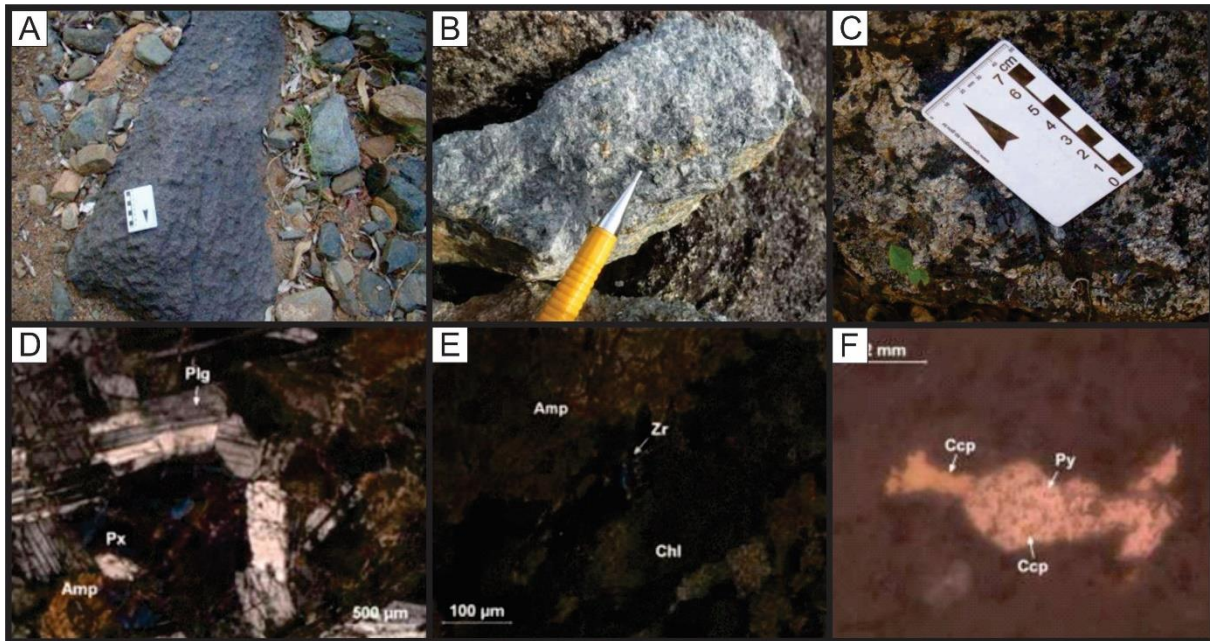


Figura 5: (A) Peridotito da Suíte Gabróica Canindé. (B) Gabronorito com textura fanerítica média com presença de box work. (C) Gabronorito porfirítico com cristais de piroxênio anfibolitizados. (D) Textura adcumulática bimineralica, com cristais maclados de piroxênio para anfibólio (Fotomicrografia de gabronorito da SGC). (E) Cristal de zircão em destaque (Fotomicrografia de gabronorito da SGC). (F) Foto em luz refletida mostrando Sulfetos Pirita e Calcopirita com contatos ondulantes e borda de reação sugerindo duas fases de sulfetação (Fotomicrografia de gabronorito da SGC).

Os noritos (Figura 6A) são de cor cinza a verde, variando tons claros e escuros, com textura fanerítica média a grossa, chegando a pegmatóide, sendo compostos por: plagioclásio e piroxênio, com serpentina nas porções mais alteradas. Em lâmina, apresenta cristais de plagioclásio, bem formados, com contato reto e geminação albita e albita carlsbad difusa, intersticial a estes cristais, ocorre olivina e flogopita, o piroxênio apresenta textura poiquilitica com inclusões de plagioclásio em sua estrutura e extinção reta, característica de orto-piroxênio, sua composição esta no campo dos noritos a olivina-norito (Figura 6B).

Os gabros e suas variações para olivina-gabro, metagabro e leucogabro são as litologias predominantes deste corpo, a principal diferença entre estas litologias é feita pela percentagem de plagioclásio na rocha, a granulação varia de fina a grossa, chegando a pegmatóide, são isotrópicas, por vezes apresentando textura de fluxo magmático e bandamento composicional. O olivina-gabro (Figura 6C) é composto essencialmente por plagioclásio (sericitizado) em contato lobado com cristais de clinopiroxênio, olivina e biotita (Figura 6D). Os metagabros encontram-se na borda sul do corpo, de cor cinza a verde, granulação fina com coronas de piroxênio e enclaves de rocha metassedimentar (Figura 6E). Os leucogabros diferenciam-se dos demais pela granulação grosseira e maior percentagem de plagioclásio, chegando a termos anortosíticos (Figura 6F).

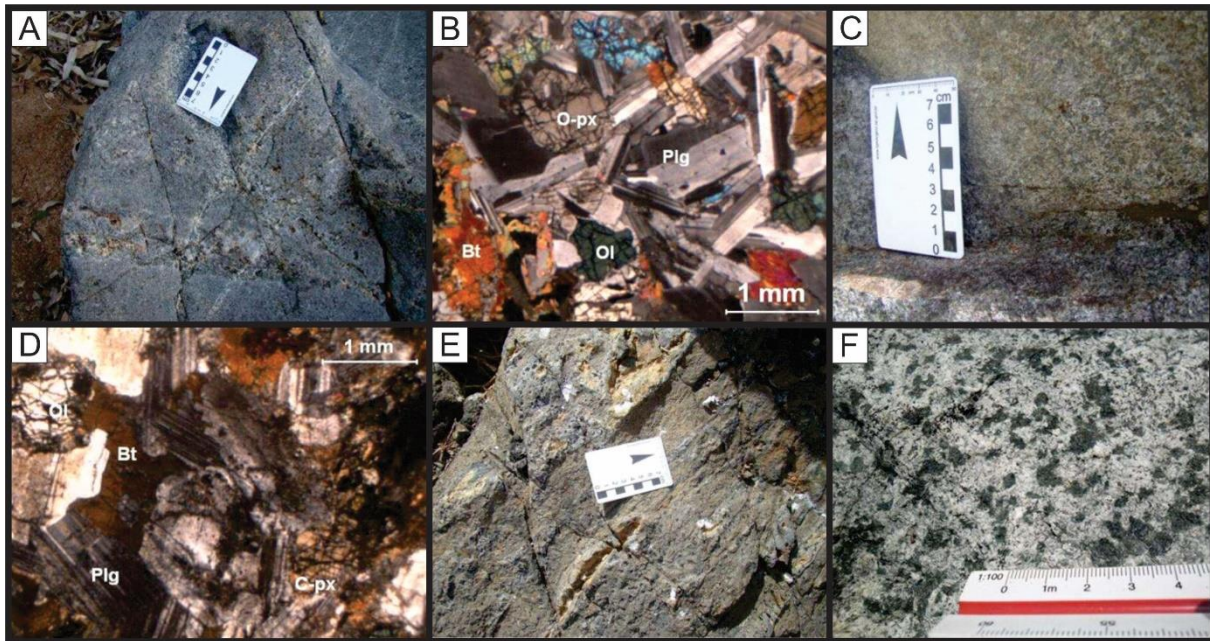


Figura 6: (A) Norito da SGC com bolsões pegmatóide. (B) Fotomicrografia de um norito com textura poiquilitica em cristal de orto-piroxênio. (C) Olivina gabro da SGC. (D) Fotomicrografia de um olivina gabro, com cristais de olivina, clino-piroxênio e flogopita. (E) Metagabro com coronas de piroxênio englobando fragmentos de rocha metassedimentar. (F) Leucograbro da SGB.

Os Níveis de Fe Ti ocorrem em gabros próximo ao contato sul do corpo principal com as rochas metassedimentares, as margens da SE-206, que liga Poço Redondo a Canindé do São Francisco, apresentam-se com estrutura maciça, quando alterados e ora bandada mostrando evidências de diferenciação gradativa, com bandas ricas em óxidos e outras de composição gabróica (Figura 7A). Em lâmina, são compostos predominantemente de magnetita e ilmenita com textura de exsolução (Figura 7B).

Os troctolitos e anortositos ocorrem de maneira restrita em relação às outras litologias, em sua maioria apresentam-se como bolsões dentro de rochas gabróicas, evidenciando processo de diferenciação magmática (Figura 7C).

4.4. SUÍTE ÍGNEA BIMODAL GENTILEZA CURRALINHO (SIBGC)

A SIBGC é a unidade de maior expressão superficial do DC, consiste em corpo alongado, disposto nas porções noroeste, norte e nordeste da área, ocorre de forma intrusiva (diques compostos) e em contato tectônico com os litotipos da suíte gabróica e da Unidade Novo Gosto. Foram aqui individualizados nesta suíte ígnea bimodal, a Unidade Gentileza e os Granitóides Tipo Curralinho, visto a forte relação de coexistência dos seus litotipos. Tendo como base relações de

campo e análises petrográficas foram descritas as seguintes litologias: hornblenda granito gnaiss, anfibolitos, quartzo monzodiorito, quartzo monzonito e quartzo sienito.

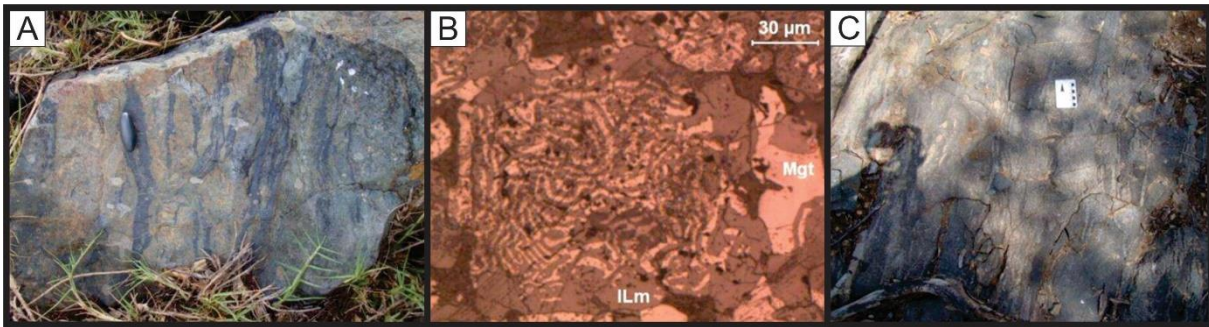


Figura 7: (A) Níveis de Fe e Ti em gabro, mostrando diferenciação gradativa. (B) Cristais de magnetita e ilmenita com textura de exsolução. (C) Textura de diferenciação magmática em troctolitos e anortositos da SGC.

O hornblenda granito gnaiss é caracterizado pela alternância de bandas máficas e félsicas, de cor cinza e creme, respectivamente, é composto por anfibólio, quartzo, feldspato e plagioclásio, exibe granulação fina a média, com forte anisotropia marcada pelo anfibólio, concordantes a foliação, são observadas textura ocelar, ptigmática e estromatítica (Figura 8A), sendo classificado como gnaiss de injeção ou “lit-par-lit” (Figura 8B).

Os anfibolitos são de cor cinza a preto, granulação fina a média, formados por plagioclásio, hornblenda e biotita, e composição variando de meta-basaltos a dioritos, exibem textura vulcânica a sub-vulcânica (Figura 8C), respectivamente, ocorrem quase sempre como enclaves, associados a rochas graníticas com feições de “*magma mingling*” e “*magma mixing*” (mistura de magmas), caracterizadas por textura agmatítica, flebítica e “*schlieren*” (Figura 8D, 8E, 8F) formadas sob forte pressão e temperatura, com intensa mobilidade dos constituintes, que gradam para rochas porfíricas de natureza híbrida.

As rochas graníticas têm cor cinza a rósea, granulação fina a grossa e variam de monzodiorito, passando para monzonito a sienito (Figura 9A, 9B, 9C), são compostas por feldspato alcalino, plagioclásio, hornblenda, quartzo e biotita. Exibem anisotropismo acentuado, com pórfiros ovalados e arredondados “augen” estirados segundo a foliação, algumas vezes esta orientação é marcada apenas pela tendência dos enclaves ao alinhamento, assim como dos pórfiros, adquirindo em algumas áreas aspecto isotrópico, com fenocristais euédricos de feldspato alcalino envoltos por plagioclásio, evidenciando textura rapakivi (Figura 9D).

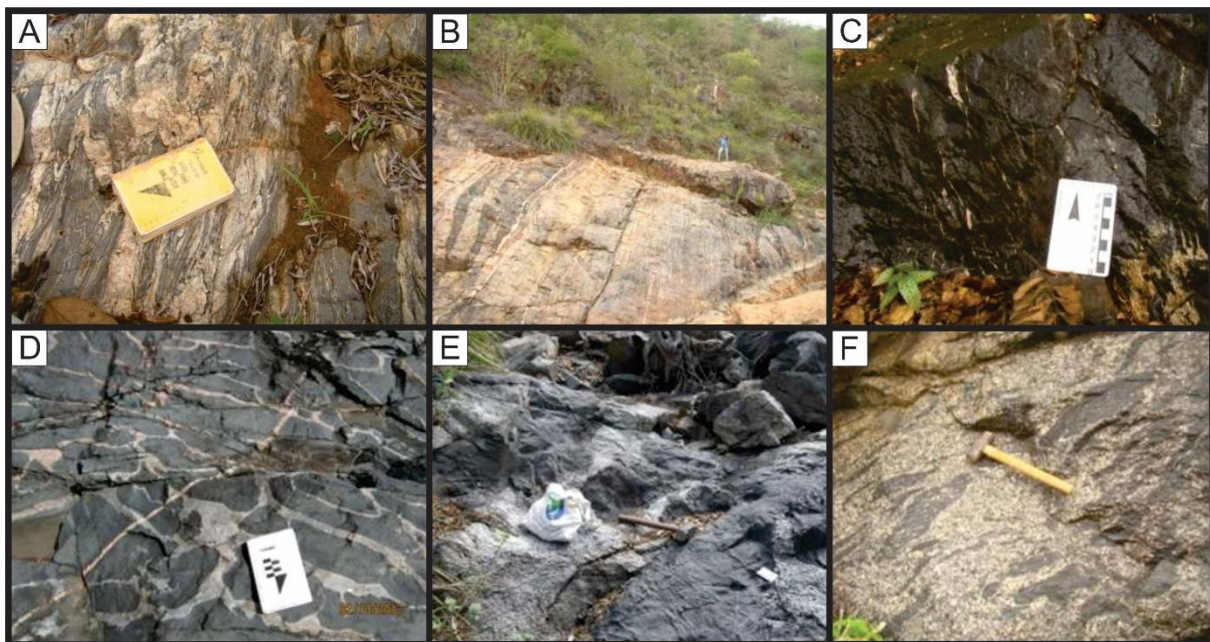


Figura 8: (A) Hornblenda granito gnaiss exibindo dobras ptigmáticas. (B) Hornblenda granito gnaiss exibindo textura estromatítica, gnaisses de injeção. (C) Metabasaltos anfibolitizados. (D) Enclaves anfibolíticos associados a rochas graníticas exibindo textura agmatítica, (E) flebítica e (F) “Schilieren” que caracterizam feições de “*magma mingling*” e “*magma mixing*” (mistura de magmas)

Em secção delgada, o quartzo monzodiorito apresenta cristais de plagioclásio e microclínio bem formados, com geminação e extinção difusas, contatos retos, por vezes com bordas de corrosão. Exibem textura poiquilítica, com inclusões de hornblenda, mimerquítica com intercrescimento de feldspato em plagioclásio e rapakivi com cristais de microclínio envoltos por plagioclásio (Figura 9E, 9F, 10A). O quartzo ocorre em agregados policristalinos com extinção ondulante, e bordas azuladas. Preenchendo os interstícios ocorrem hornblenda e biotita além de zircão e opacos como acessórios. Em microscopia, os enclaves máficos são compostos essencialmente de hornblenda, ocorrendo associada à biotita e epitodo, apresentando-se maclada, com resquícios de cristais de piroxênio; o plagioclásio exibe ripas de granulação fina e contatos retos, em estágio de saussuritização (Figura 10B, 10C).

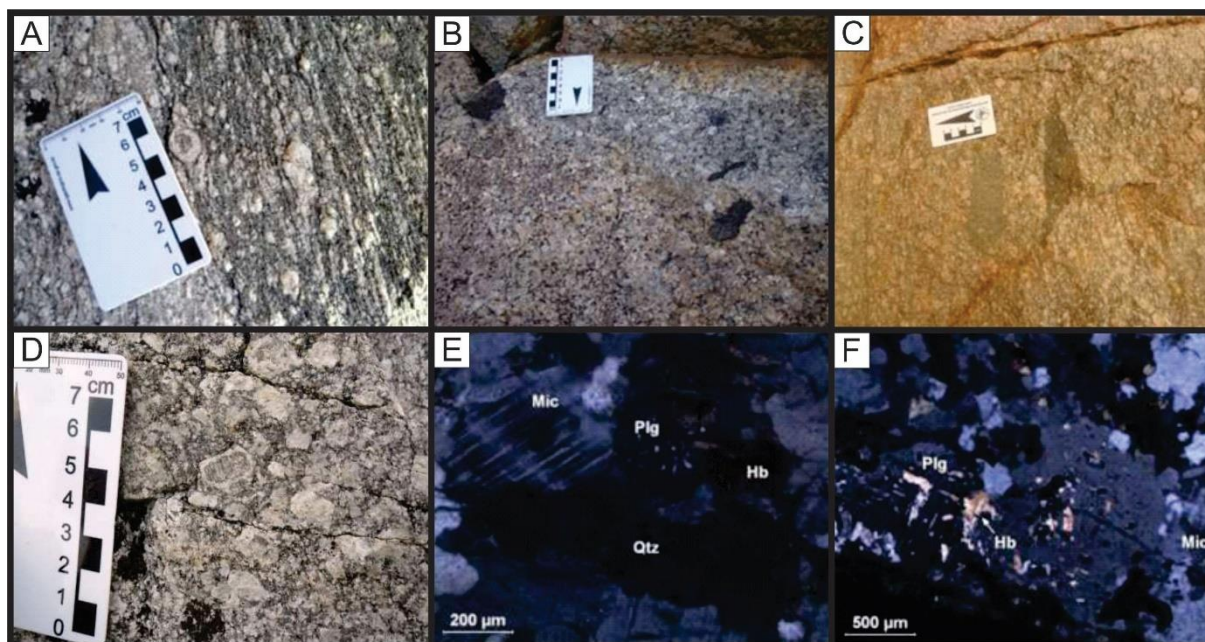


Figura 9: Variação composicional dos litotipos granitóides da SIBGC, gradando de tipos monzodioríticos (A), passando para monzonitos (B) a sienitos (C). (D) Quartzo monzodiorito com textura rapakivi da SIBGC. Quartzo monzodiorito com textura miquerquítica (E) e poquilítica (F).

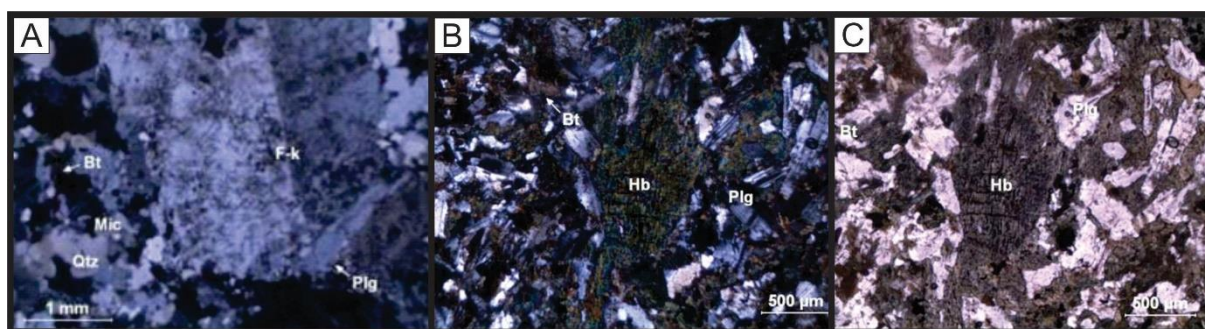


Figura 10: (A) Quartzo monzodiorito com textura rapakivi. (B) e (C) Fotomicrografia de um enclave anfibolítico em quartzo monzodiorito, mostrando hornblenda maclada e cristais de plagioclásio com contatos retos.

4.5. GRANITO XINGÓ

Ocorrem na porção NNW da área, cortando os litotipos da SIBGC, são de cor rósea a creme, granulação fina a média e correspondem a leucogranitos de composição monzogranítica a álcali-granítica, formados por quartzo, feldspato, biotita, moscovita e plagioclásio com turmalina e epidoto como acessórios, são isotrópicos, e colocam-se principalmente como diques apliticos, preenchendo fraturas, ocorrendo por vezes como bolsões pegmatóides.

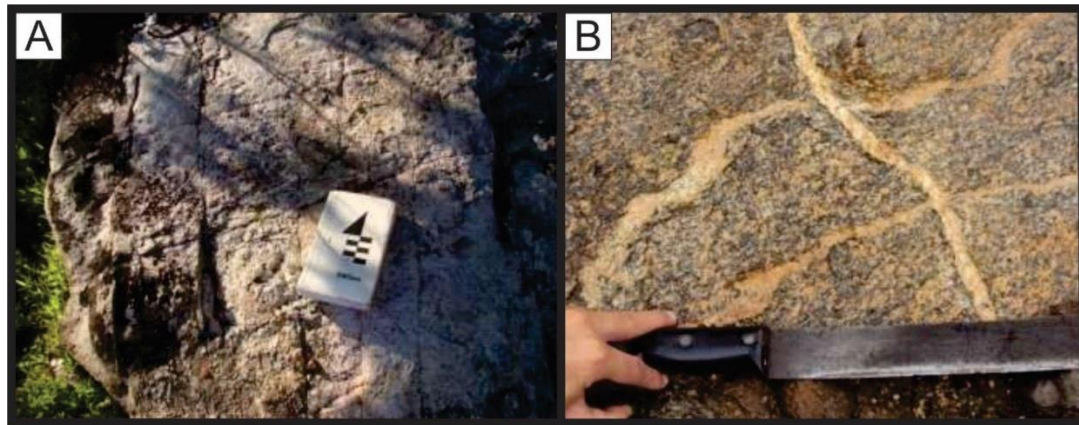


Figura 11: (A) Granito Xingó mostrando fraturas conjugadas. (B) Diques aplíticos do granito Xingó preenchendo fraturas.

5. RESULTADOS DA GEOLOGIA ESTRUTURAL

O DC exibe um arcabouço tectônico de estilo estrutural próprio, com direção geral N70W, limitado a sul pelo DPR, através da ZCMAB, e a norte por granitóides pós-tectônicos do BPA. Consiste de um padrão estrutural com dobras de grande amplitude, apertadas, com eixo inclinado e plano axial com caimento variando para NE e SW, assemelhando-se ao tipo “chevron”, estas são seccionadas por falhas de direção NE-SW, de rejeito direcional, com componentes sinistrais e dextrais, formando estruturas “en echelon” (rabo de cavalo), esse arcabouço estrutural denota fenômenos de transposição da foliação em pelo menos três fases de deformação dúctil e uma fase dúctil-rúptil.

A fase D1 deforma as superfícies primárias de acamamento (S0), que corresponde ao bandamento composicional das rochas metassedimentares (Figura 12A), é reconhecida em pequenas dobras comumente transpostas por D2, preservadas em zonas menos deformadas.

A segunda e terceira fases são resultado de deformação progressiva compressional, onde, D2 é caracterizada pelo aparecimento de dobras fechadas sobre o bandamento S1, com vergência ENE-WSW (Figura 15), é representada por foliação plano-axial orientada NNW-SSE (320-350), representada em “pod’s” (Figura 12B), com mergulhos para NE, associadas a empurrões de baixo ângulo (Figura 12C). Sobreposta a esta, a fase D3 marca regionalmente a estruturação geral do DC, tem caráter transpressivo, com vergência NNE-SSW (Figura 16), representada por foliação orientada WNW-ESSE (280-320), com mergulho de alto ângulo para SW, exibindo foliação milonítica e dobras em “m”, “s” e “z” (Figura 12D) relacionada à zona de cisalhamento transcorrente, denominada ZCMAB, outra característica dessa fase consiste de dobras antiformais e sinformais invertidas com caimento dos seus eixos, com mergulhos variando para NE e SW (Figura

13A), formadas pelo redobramento em regime transtrativo da foliação S2, gerando figuras de interferência do tipo 3 (Figura 13B), (Ramsey, 1984).

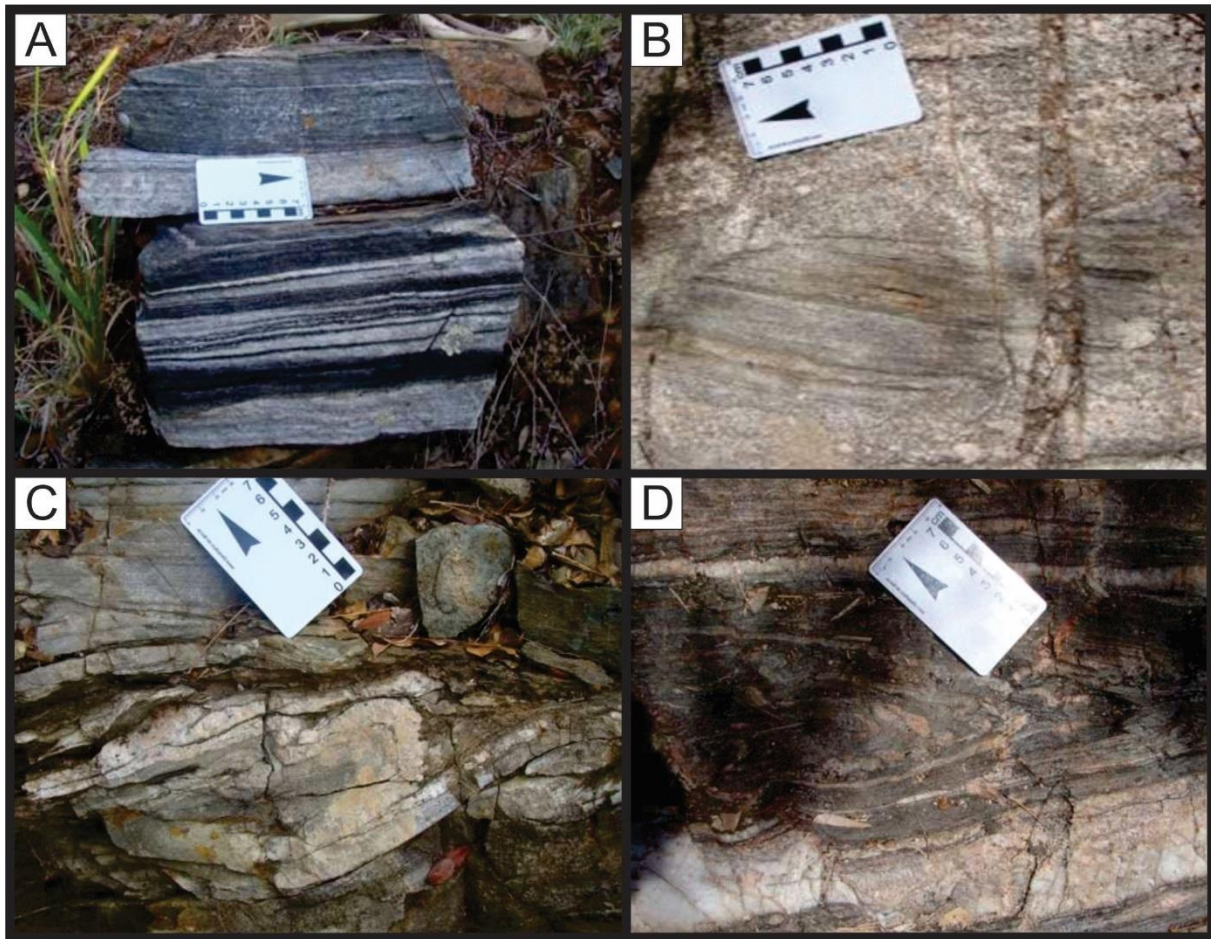


Figura 12: (A) Metarritimitos da UNGM mostrando o bandamento composicional S0. (B) *Pod* em hornblenda biotita granito gnaiss, mostrando foliação S2 sendo truncada por S3. (C) Empurrões de baixo ângulo em níveis calciossilicáticos da UNGM. (D) Dobras em “M”, “S” e “Z” característica de deformação transpressional progressiva.

D4 é de natureza dúctil-rúptil, representada por estruturas formadas em regiões onde foram impostos esforços transtrativos, como: boudins, tension gashes, com ou sem preenchimento, estruturas SC's, de desvio da trajetória da foliação (Figura 14), e pares de fraturas conjugadas associadas a falhas de rejeito horizontal, com forte componente sinistral (Figura 13C). Foram identificadas três famílias de falhas/fraturas (Figura 17) para este regime de esforço, sugerindo uma vergência NW-SE para o campo de maior tensão.

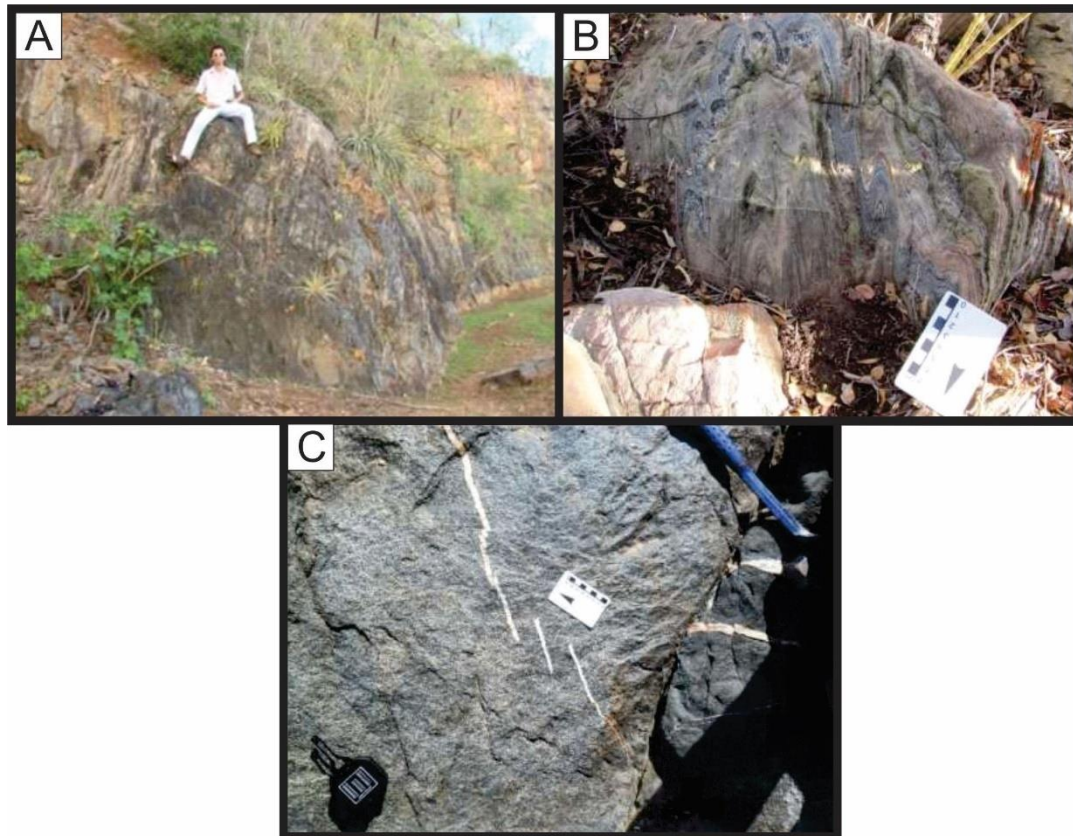


Figura 13: (A) Antiformes e sinformes invertidos com caimentos variando para NE e SW. (B) Padrão geral de dobramentos assemelhando-se ao padrão de interferência do tipo 3 (Ramsey, 1967). (C) Falhas escalonadas com rejeito horizontal sinistral.

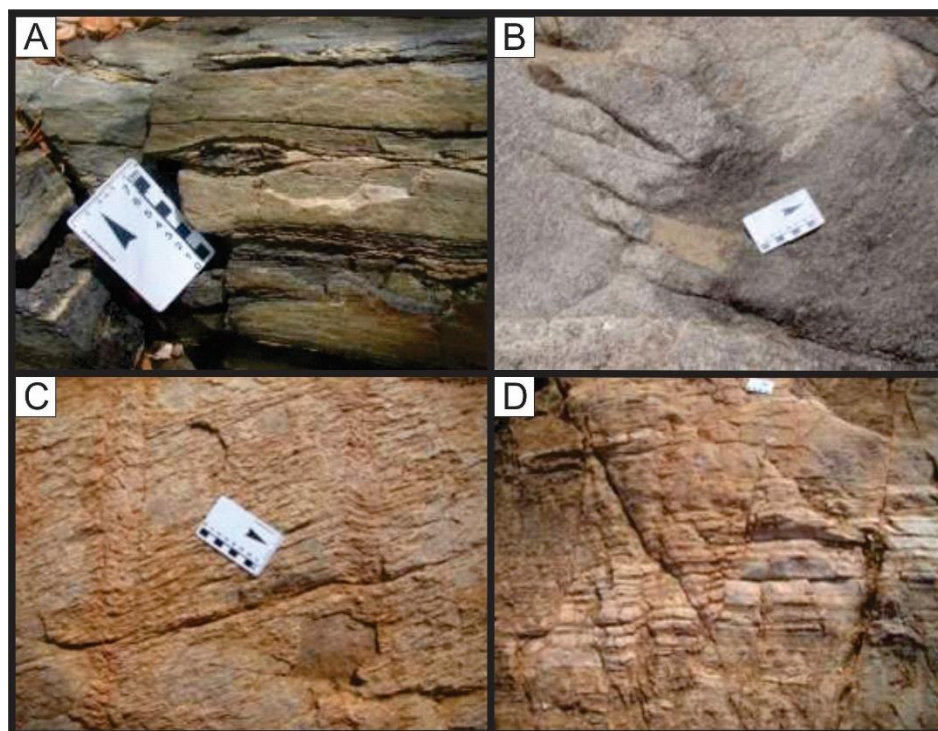


Figura 14: Feições de deformação dúctil-rúptil (A) boudins, (B) Tension gashs veins escalonados, perpendiculares à foliação principal, (C) Estruturas S/C de inflexão da foliação, (D) fraturas de riedel, indicador de zona de cisalhamento rúptil.

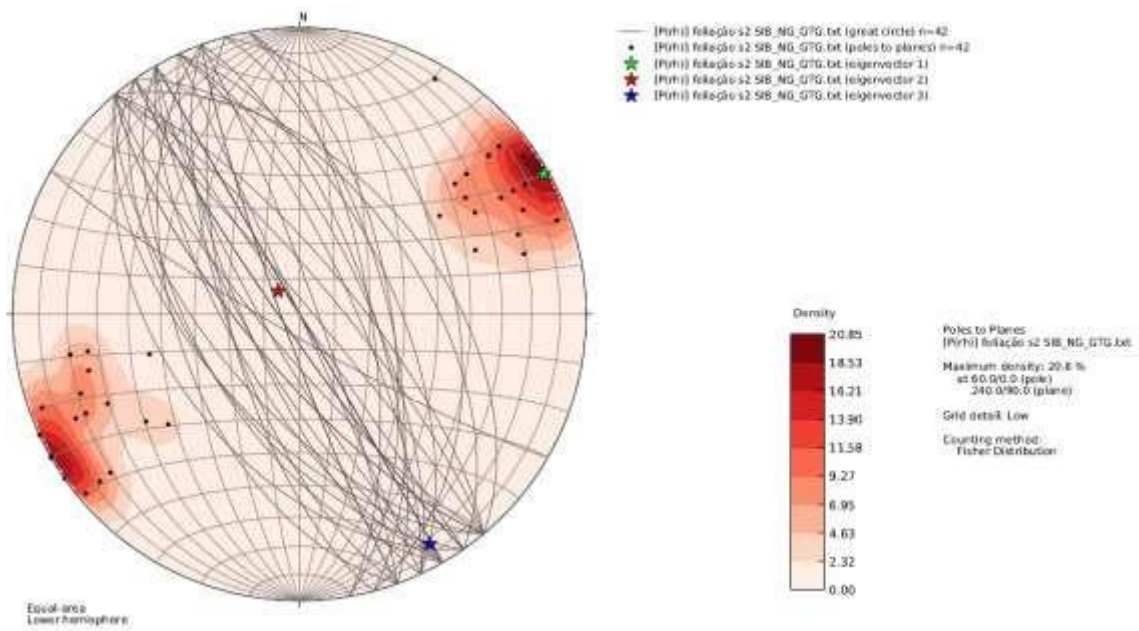


Figura 15: Estereograma para foliação plano axial S2.

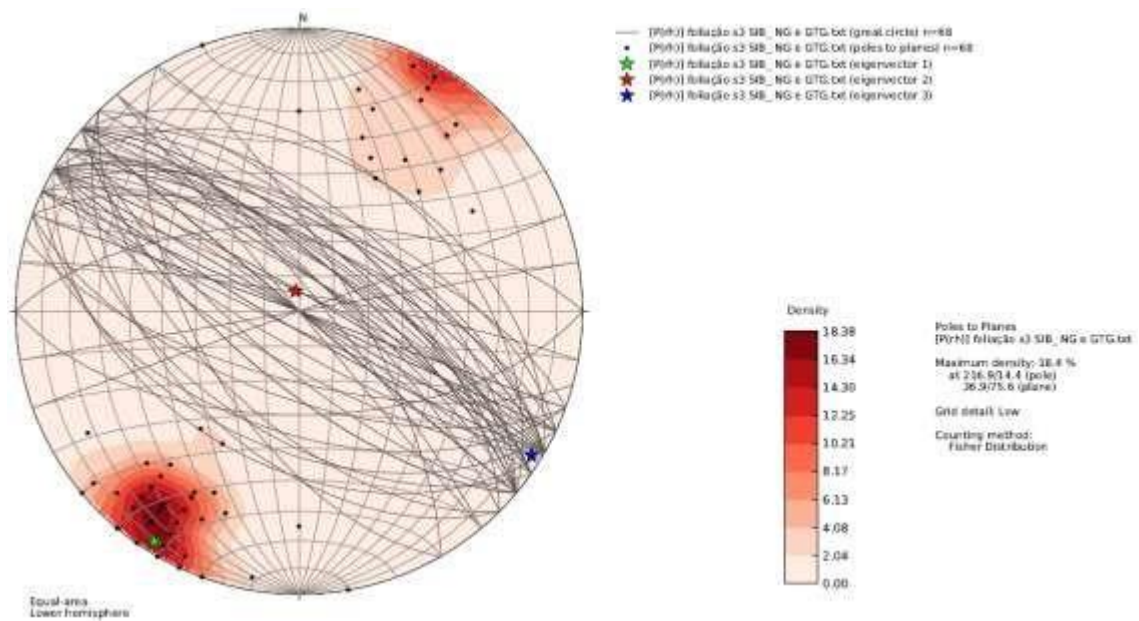


Figura 16: Estereograma para foliação plano axial S3.

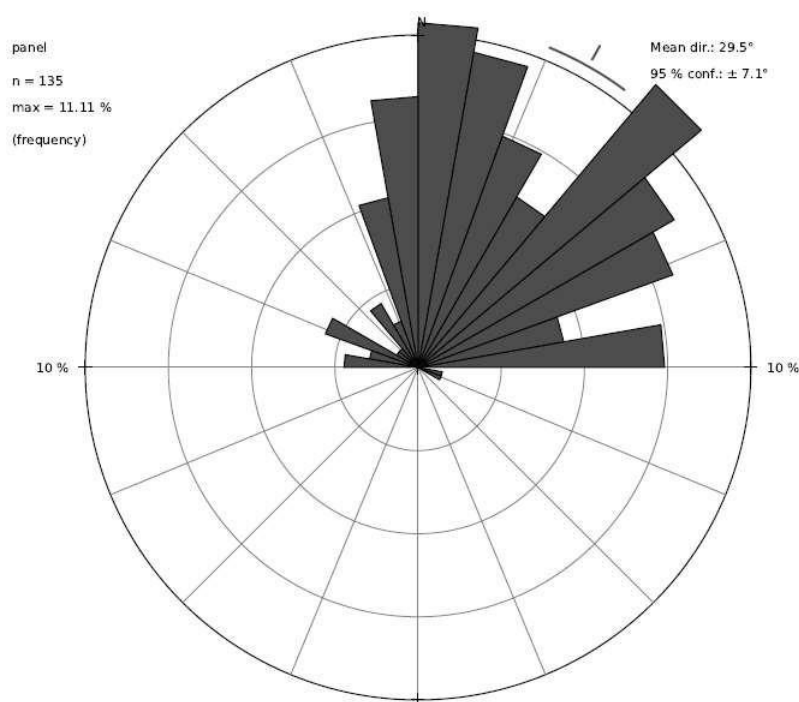


Figura 17: Diagrama de rosetas mostrando três direções preferenciais de cisalhamento rúptil.

6. CONCLUSÕES

O presente trabalho propiciou o levantamento e a compilação de novos elementos geológicos e estruturais, que junto a posteriores dados geoquímicos e geocronológicos, facilitarão na compreensão dos problemas da geologia da área, principalmente no que diz respeito à individualização de unidades geológicas, tomando como base sua mapeabilidade e afinidade genética, bem como sua evolução geológica e estrutural.

As unidades foram redefinidas espacialmente em meio digital, com base na resposta espectral das imagens de satélite, junto aos agrupamentos litológicos nas unidades, Granitóide Tipo Garrote, Unidade Novo Gosto-Mulungu, Suíte Gabróica Canindé e Suíte Ígnea Bimodal Gentileza Curralinho, compilados com os dados estruturais. No anexo está exposto o mapa resultado desse trabalho.

7. AGRADECIMENTOS

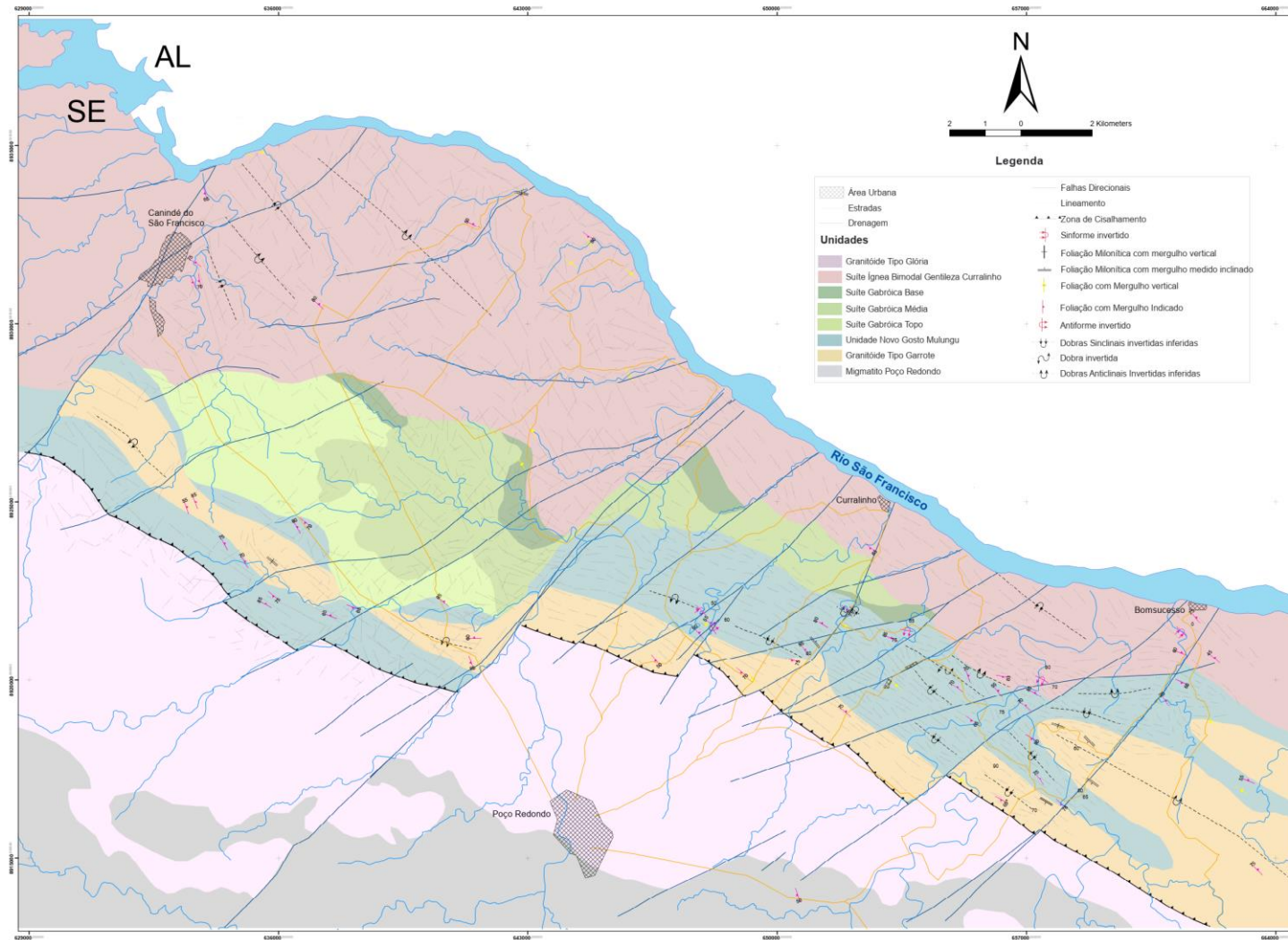
Agradeço ao Professor Antônio Jorge Garcia por ceder às instalações do laboratório PROGEOLOGIA. Agradeço a todos que fizeram parte do Projeto Canindé e contribuíram arduamente para o levantamento dos dados. Por fim, agradeço a UFS.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., CAMPOS NETO, M.C., KOZUCH, M., 1995. **O evento Cariris Velho na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas.** Revista Brasileira de Geociências, 25(4), 279-296.
- BUENO, J.F., OLIVEIRA, E.P., SOUZA, J.J., ARAÚJO, M.N.C., 2009. **Evolução tectono-cronológica da estrutura de interferência de Nossa Senhora de Lourdes, Faixa Sergipana, NE-Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, 39(4), 608-623.
- CARVALHO, M.J., 2005. **Evolução tectônica do domínio Marancó - Poço Redondo: cratons and Neoproterozoic cover.** Journal of South American Earth Sciences, 12, 453-470.
- DAVISON, I., SANTOS, R.A., 1989. **Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny.** Precambrian Research, 45, 319-342.
- D'EL-REY SILVA, L.J.H., 1995. **Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, 25, 315-332.
- JARDIM DE SÁ, E.F., MORAES, J.A.C., SILVA, L.J.H.D., 1986. **Tectônica tangencial na Faixa Sergipana.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Anais (3), p. 1246.
- NASCIMENTO, R.S., 2005. **Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de rifte continental Neoproterozóica.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 159p.
- OLIVEIRA, E.P., WINDLEY, B.F., ARAUJO, M.N.C., 2010. **The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana.** Precambrian Research, 181, 64-84.
- OLIVEIRA, E.P., TARNEY, J., 1990. **Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, northeastern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 3, 125-140.
- PASSOS, L.H., FUCK, R.A., CHEMALE, F., LENZ, C., PIMENTEL, M.M., MACHADO, A., PINTO, V.M., 2021. **Neoproterozoic (740-680 Ma) arc-back-arc magmatism in the Sergipano Belt, southern Borborema Province, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 109, p.103280.
- SANTOS, R.A., MARTINS, A.A.M., NEVES, J.P., 1998. **Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe.** CPRM/Codise. 107p.
- SEIXAS, S.R.M., MORAES, L.C., 2000. **The Canindé Domain: its different gabbroic rocks.** In: Internatinal Geological Congress, Rio de Janeiro, 31, Anais, p.6.
- SILVA FILHO, M.A., BONFIM, L.F.C., SANTOS, R.A., LEAL, R.A., BRAZ FILHO, P.A., RODRIGUES, T.L., SANTOS, J.C. BRUNI, D.C., 1979. **Projeto Complexo de Canindé do São Francisco.** Relatório Final. DNPM/CPRM.
- TROMPETTE, R., 1994. **Geology of Western Gondwana.** A. Balkema, Amsterdam, 350 pp.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKI, M., 1995. **U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, NE Brazil: Initial conclusions.** Journal of South American Earth Sciences, 8, 267-288.

9. ANEXO

MAPA GEOLÓGICO 1:50.000 DA PORÇÃO CENTRAL DO DOMÍNIO CANINDÉ



CAPÍTULO 2

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ANÁLISE PETROGRÁFICA DAS ROCHAS DA SUÍTE INTRUSIVA CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO

*Tássia Vanessa Paes Dantas
Viter Magalhães Pinto
Luiz Henrique Passos
Cristine Lenz
Ingrid da Cunha Torres Mota*

Resumo: O presente estudo está localizado na região central do Domínio Canindé, noroeste do Cinturão Sergipano e porção meridional da Província Borborema. Corresponde a um dos cinco domínios tectono-estratigráficos do Cinturão Sergipano: Domínio Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância. O Domínio Canindé ocorre encaixado entre o Bloco Pernambuco-Alagoas e o Domínio Poço Redondo-Marancó, distribuindo-se como uma faixa NW-SE, paralela ao rio São Francisco. É constituído por uma sequência de rochas metavulcano-sedimentares e rochas bimodais do Complexo Canindé, intrudidas por um corpo gabróico estratificado (Suíte Intrusiva Canindé), além de granitóides diversos, deslocada em vários pontos por falhas transcorrentes sinistrais transversais, de direção NE-SW. O propósito deste trabalho é o mapeamento geológico na escala de 1:50.000 e a análise petrográfica da Suíte Intrusiva Canindé que constitui a área de estudo, a fim de obter dados para o entendimento da evolução tectônica e a potencialidade mineral da região. A área de estudo mapeada abrange a folha Piranhas (SC.24-X-C-VI) escala 1:100 000 da SUDENE, localizada na porção leste do município de Canindé do São Francisco, abrangendo uma área de aproximadamente 48 km². É constituída pelos metabasaltos e metadiabásios da Unidade Gentileza, dos anfíbolitos, metagrauvaca, metapelito, metassiltito, metachert, xisto, grafita-xisto, mármore, rochas calciossilicáticas da Unidade Novo Gosto, do olivina gabro-norito, leucogabro, anortosito, troctolito, norito e peridotito da Suíte Intrusiva Canindé e os diversos granitóides neoproterozóico, Boa Esperança, Serrota, Garrote, Curralinho e Xingó..

Palavras-chave: Mapeamento geológico; Domínio Canindé; Suíte Intrusiva Canindé.

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho é o resultado do mapeamento geológico em escala 1:50.000 e da análise petrográfica da Suíte Intrusiva Canindé em uma faixa localizada na região central do Domínio Canindé, extremo noroeste do estado de Sergipe. Neste estudo está reportada a caracterização geológica da região, através de dados de campo e petrográficos.

A área da pesquisa localiza-se, entre os municípios de Poço Redondo e Canindé do São Francisco, sendo o limite da pesquisa delimitada na porção leste da sede municipal de Canindé do São Francisco, a partir do Riacho das Onças, abrangendo uma área de

aproximadamente 48 km², situado entre as coordenadas UTM 643943/8935868 NE e 626067/8921029 SW.

No contexto geológico, a área de estudo está inserida na porção norte do Cinturão Sergipano, englobando o Domínio Canindé com as seguintes unidades litoestratigráficas: Unidade Novo Gosto (metavulcanossedimentares), Unidade Gentileza (subvulcânicas), sendo invadidas pela Suíte Intrusiva Canindé e diversos granitos (Boa Esperança, Serrota, Garrote, Curralinho e Xingó). A região apresenta metamorfismo na fácies xisto verde a anfibolito, é apresentada por uma faixa de direção NW-SE, paralela ao rio São Francisco. É limitada a sul/sudoeste pelos migmatitos do subdomínio Poço Redondo através da Zona de Cisalhamento contracional Mulungu - Alto Bonito (ZCMAB), a leste está em contato com os litotipos do Domínio Macururé, e a oeste é recoberto pelos sedimentos da Bacia Tucano-Jatobá.

O Domínio Canindé é caracterizado por apresentar um potencial metalogenético, com inúmeras ocorrências de ferro, níquel e cobre, sendo uma região altamente favorável para a prospecção de sulfetos disseminados e maciços. Outra atividade mineral exercida na região é a extração de rochas para a construção civil e de rochas ornamentais.

A conjuntura tectônica do Domínio Canindé é bastante contraditória, sendo originadas várias propostas ao longo dos anos. Sendo assim, este trabalho visa descrever as informações identificadas durante o mapeamento geológico e da análise petrográfica de uma das unidades litoestratigráficas encontradas na área de estudo, a fim de contribuir na caracterização do contexto geotectônico do referido domínio e do potencial metalogenético da Suíte Intrusiva Canindé.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1 CINTURÃO SERGIPANO

O Cinturão Sergipano é um orógeno neoproterozóico, localizada no sul da Província Borborema, formada durante o ciclo Brasileiro/Pan-Africano. Está situada entre o limite nordeste do cráton do São Francisco – CSF - e o Bloco Pernambuco-Alagoas – PEAL - (Almeida, 1977; Brito Neves *et al.*, 2000) e limitada a leste pela bacia sedimentar de Sergipe e a oeste pela bacia sedimentar do Tucano.

O Cinturão Sergipano é composto por rochas metassedimentares e metavulcânicas, com idades Mesoproterozóicas a Neoproterozóicas, com metamorfismo variando de fácies

zeolita, xisto verde a anfibolito, segmentados em domínio tectono-estratigráficos. Está dividida em cinco domínios litoestratigráficos de norte para sul: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Silva Filho *et al.*, 1979; Davison & Santos, 1989; Santos *et al.*, 1998; D'el-Rey Silva, 1999; Oliveira *et al.*, 2010), sendo cada um deles limitados por importantes zonas de cisalhamento. Estes domínios apresentam características estruturais, metamórficas e litoestratigráficas distintas, justapostos por tectônica compressiva vergente para sudoeste, relacionada ao ciclo Brasileiro, na forma de falhas e zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo (Figura 1).

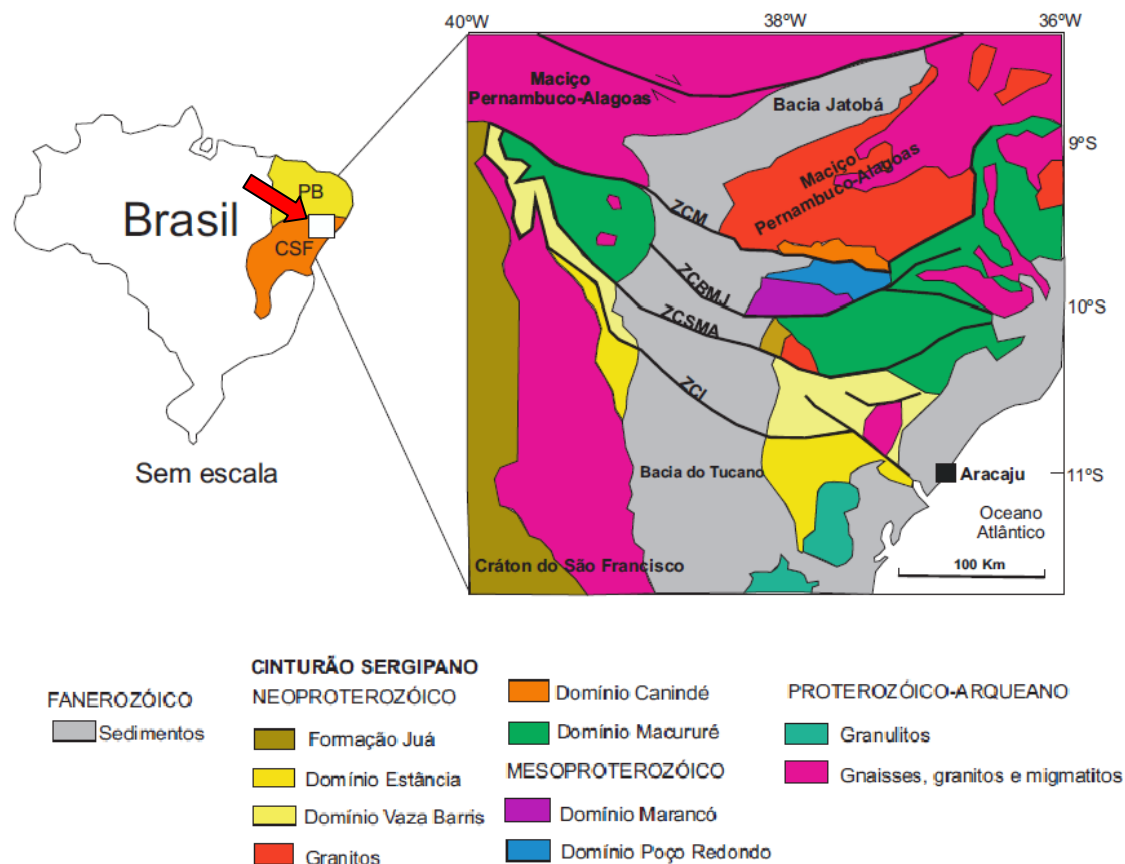


Figura 1: (A) Mapa da localização da Província Borborema e a área de estudo. (b) Mapa geológico do Cinturão Sergipano. Modificado de Piaia, 2008.

2.3. DOMÍNIO CANINDÉ

O Domínio Canindé, onde está inserida a área estudada, ocorre no extremo norte do Estado de Sergipe e limita-se com o subdomínio Poço Redondo através da zona de cisalhamento Mulungu-Alto Bonito com movimentação sinistral e direção ESSE- WNW.

O Domínio Canindé, conforme Nascimento (2005) e Oliveira *et al.* (2010), contém as seguintes unidades litoestratigráficas: Unidade Novo Gosto - Mulungu

(metavulcanossedimentares), Unidade Gentileza (subvulcânicas e granitos associados), sendo intrudida pela Suíte Intrusiva Canindé e diversos granitos (Lajedinho, Boa Esperança, Serrota, Sítios Novos, Curralinho e Xingó). Estas unidades serão descritas a seguir.

Unidade Novo Gosto - Mulungu é formada essencialmente por metagrauvaca, metapelito, metassiltito, metachert, xisto, grafita-xisto, mármore, rochas calciossilicáticas, anfibolito, truncado por diques máficos e félsicos, assim como corpos gabróicos ricos em Fe e Ti (Nascimento *et al.*, 2005).

Unidade Gentileza é composta por anfibolitos de granulação de fina a média com foliação NW40°/80°SW e lineação mineral de 38°NW/50° cortados por diques de diabásio, além de corpos gabróicos restritos e injeções de granitos. Também apresentam um caráter subvulcânico com rochas de granulação média com composição diorítica e foliação NW58°/50NE, sendo estas invadidas por injeções graníticas de quartzo-monzodiorito e quartzo-monzonito, que gradam para rochas porfiríticas de natureza híbrida com fenocristais de quartzo azul e de feldspato com textura rapakivi (Nascimento, 2005). Segundo Nascimento *et al.*, (2005) os quartzo-monzodiorito deste domínio têm a seguinte idade U-Pb de 688±6 Ma.

Suíte Intrusiva Canindé é um corpo alongado na direção WNW-ESE, e é composto por maciços e camadas de olivina gabro-norito, leucogabro, anortosito, troctolito, e menores gabros pegmatíticos, norito e peridotito. Estas unidades são intrudidas por granitos, granodioritos e granitos rapakivi (Oliveira *et al.*, 2010). Segundo Nascimento (2005), as rochas da Suíte Intrusiva Canindé mostram variação composicional desde tipos ultramelanocráticos (piroxênio-peridotito) passando a mesocráticos (olivina gabro-norito, olivina-gabro, gabro-norito, gabro, gabro-pegmatítico) até leucocráticos (leuco-troctolito, anortosito). Essas rochas foram afetadas por metamorfismo de baixo grau (fácies xisto-verde), sendo comum minerais como tremolita-actinolita, clorita, epidoto, serpentina e talco. Brito Neves *et al.* (2005) sugere que a Suíte Intrusiva Canindé é uma intrusão composta relacionada a um sistema magmático ativado em aproximadamente 867 Ma, e permaneceu ativo até cerca de 670 Ma, ou 715 Ma (idade U-Pb), segundo Nascimento *et al.* (2005).

Os granitos intrusivos do Domínio Canindé são representados pelos granitóides Boa Esperança (o mais expressivo), Serrota, Lajedinho, Garrote, Curralinho e o Xingó.

O **Granito Boa Esperança** corresponde a monzogranitos, leucocrático e porfiríticos, com fenocristais de alcali-feldspato. Ocorre em íntima associação com as rochas da Unidade Gentileza, sugerindo uma mistura magmática, formada por um magma básico, subvulcânico (Unidade Gentileza) e um magma ácido, relacionado ao magmatismo do Boa Esperança. O

granito de textura “rapakivi” do Boa Esperança possui idade U-Pb de 641 ± 5 Ma (Nascimento *et al.*, 2005).

O **Granito Serrota** é diferenciado do Granito Boa Esperança por ser intensamente deformado, apresentando estrutura gnaissica com bandas de composição granodioríticas com biotita e pequenos enclaves de anfibolito.

O **Granito Lajedinho** corresponde a monzogranito e granodiorito, de granulação grossa, com fenocristais de plagioclásio. Exibem uma estrutura de fluxo magmático, representada pela orientação dos enclaves de anfibolitos. O granodiorito possui idade U-Pb de 621 ± 9 Ma (Nascimento *et al.*, 2005).

O **Granito Garrote** é o plutonismo granítico mais antigo da área com idade de U-Pb 715 Ma (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 1997). Têm composição granítica, frequentemente com biotita, muscovita e granada, foliação milonítica, e por vezes, textura porfiroclástica grossa e em zonas de mais altas taxas de deformação são transformados em gnaisses, com fino bandamento milonítico, evoluindo por vezes até utramilonitos (Santos *et al.*, 1998).

O **Granito Curralinho** tem composição granítica a granodiorítica com presença de minerais de hornblenda, biotita e quartzo azulado. Apresenta frequentemente feições de fluxos magmáticos, com enxames de autólitos dioríticos alongados e orientados paralelamente ao fluxo (Santos *et al.*, 1998). Em datações geocronológicas de K/Ar, em biotita, forneceu a idade de 611 ± 18 Ma para esse granitóide (Gava *et al.*, 1983).

2.4. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA REGIÃO

O Cinturão Sergipano é uma cunha orogenica de direção geral ESE-WNW, compostas, segundo Bueno (2008), por diversas associações petroectônicas, que foram primeiramente interpretadas como características de um ambiente geossinclinal (Allard & Hurst, 1969), em seguida como o produto da colagem neoproterozóica de terrenos tectonoestratigráficos ou microplacas (Davison & Santos, 1989) e, atualmente, como um cinturão de dobramentos e cavalgamentos produzido durante a inversão de uma bacia de margem passiva mesoproterozóica (D’el-Rey Silva, 1999).

O Cinturão Sergipano foi submetido a três episódios de deformação principal relacionadas com o evento colisional Brasileiro (Jardim de Sá *et al.*, 1986; D’el-Rey Silva, 1995). Eventos colisionais anteriores, que geraram texturas gnaiss-migmatíticas (Dn), podem ser relacionadas a deformação do Pré-Brasileiro ou a uma estrutura precoce relacionada com o início da colisão.

Segundo Oliveira *et al.*, (2006) e Bueno (2009), a primeira deformação é a D1 que é caracterizada por nappes com vergência para sul e zonas de cavalgamento que transportaram rochas metassedimentares dos Domínios Macururé, Vaza Barris e Estância sobre o Cratón São Francisco. A deformação D2 é marcada pela reativação do episódio D1 e está associado com movimentos de regime transpressivo que afetou todo o cinturão. O último episódio foi o D3 que encerra a deformação imposta ao Cinturão Sergipano sendo responsável por uma série de soerguimentos que são formados em resposta a uma compressão em regime de transição dúctil-rúptil.

Oliveira *et al.*, (2010), sugere um modelo diferente para a evolução tectônica do Cinturão Sergipano (Figura 2). Esta se inicia com a ruptura do continente Paleoproterozóico, seguido pelo desenvolvimento de um arco-continental Mesoproterozóico (~980-960 Ma), possivelmente na margem Paleoproterozóica do Bloco Pernambuco-Alagoas. Na extensão desse bloco continental foi possível a colocação do granito Serra Negra (tipo A) associado as rochas sedimentares dos domínios Poço Redondo-Marancó num ambiente de antearco na margem sul do Bloco Pernambuco-Alagoas. Entre o Domínio Poço Redondo-Marancó e o Bloco Pernambuco-Alagoas coloca-se a sequencia vulcanossedimentar Canindé e uma margem passiva começa a ser gerada no extremo sul do Bloco Pernambuco-Alagoas. Uma segunda margem passiva se forma sobre o cráton São Francisco (unidade basal do Domínio Vaza Barris - Formação Itabaiana). A ausência de quaisquer rochas ofiolíticas sugere que os basaltos de fundo oceânico que separeavam as duas margens opostas foram removidas por processo de subducção, necessário para a geração de um arco magmático continental mais tardio, entre 630 e 620 Ma.

A deposição de sedimentos na margem passiva do Bloco de Pernambuco- Alagoas começou após ca. 900 Ma, ou seja, a idade dos zircões detríticos mais jovens em rochas sedimentares do domínio Macururé e Marancó. A sedimentação do domínio Canindé provavelmente começou em cerca de 715 Ma (idade U-Pb do granito Garrote) e continuou a pelo menos 625 Ma (idade dos zircões detríticos mais jovens na unidade Novo Gosto-Mulungu). A deposição das Formações Juetê e Itabaiana na margem passiva do Cráton São Francisco poderia ter começado a qualquer momento após 1.975 Ma (idade de zircões mais jovens na Formação Itabaiana).

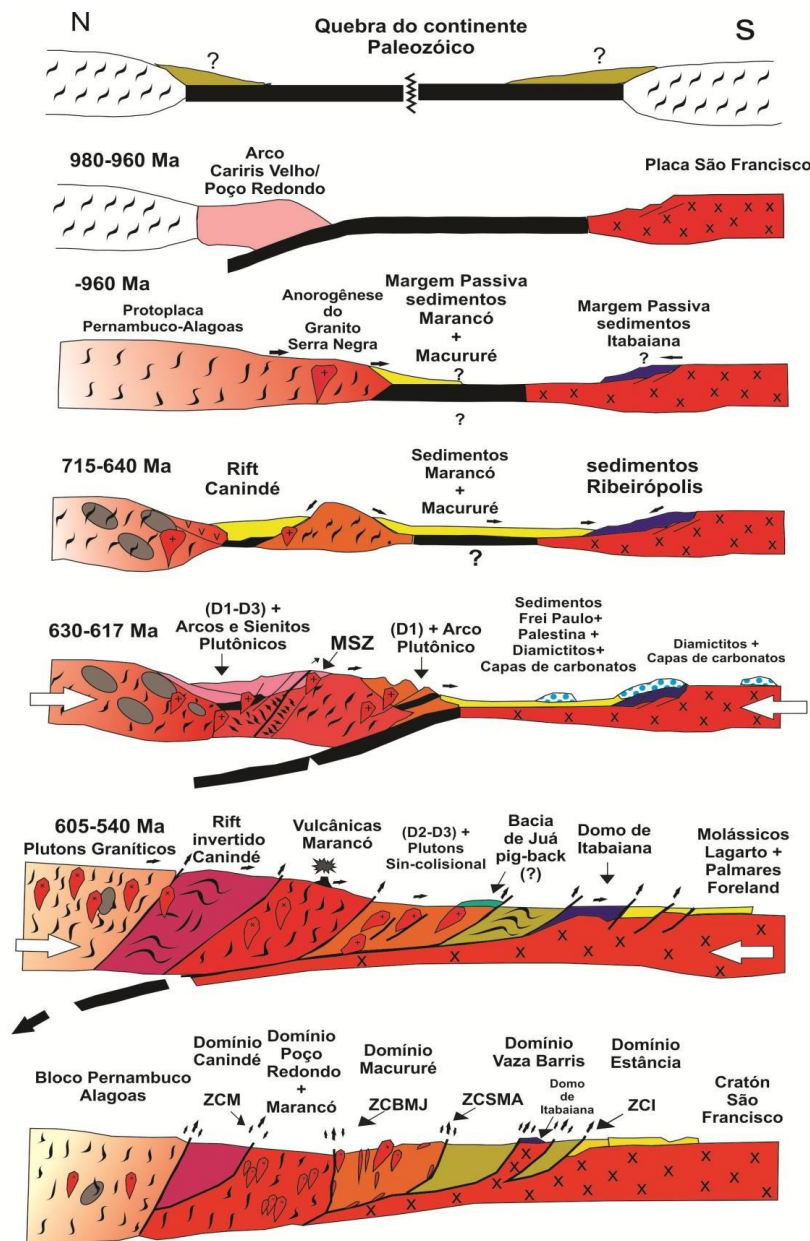


Figura 2: Proposta de evolução tectônica da Cinturão Sergipano no Mesoproterozóico e Neoproterozóico. Zonas de Cisalhamento: ZCM (Marancó), ZCBMJ (Belo Monte – Jeremoabo), ZCSMA (São Miguel do Aleixo) e ZCI (Itaporanga). Modificado de Oliveira *et al.*, (2010).

A convergência do bloco de Pernambuco-Alagoas e do Craton São Francisco levou à deformação de sedimentos da plataforma, permitindo a construção de um arco de margem continental entre 630 Ma e 620 Ma, envolvendo os domínios Macururé, Poço Redondo-Marancó e Canindé.

Pouco depois, a exumação do Bloco de Pernambuco-Alagoas e dos domínios Canindé, Poço Redondo-Marancó e Macururé, no norte, levou à deposição de sedimentos clásticos nos domínios Estância e Vaza Barris, no sul, possivelmente em uma bacia foreland, e no final

empurrando as rochas sedimentares da margem continental sobre o Craton São Francisco (Oliveira *et al.*, 2010).

2.5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO DOMÍNIO CANINDÉ

A configuração tectônica do Domínio Canindé é controversa desde 1976, quando Silva Filho (1976) interpretou o domínio como sendo o fragmento de um ofiolito. Mais tarde, Jardim de Sá *et al.*, (1986) sugeriu um arco de ilhas, Oliveira & Tarney (1990) um magmatismo intracontinental, e Bezerra (1992) e Silva Filho (1998) como sendo uma sequência de arco intra-oceânico.

Segundo Oliveira *et al.*, (2010) no Domínio Canindé o rifteamento continuou até cerca de 640 Ma, com a colocação de associações ígneas bimodais do granito Garrote (715 Ma) e rochas máficas vulcânicas continentais da unidade Novo Gosto-Mulungu, colocação do complexo gabróico continental Canindé (ca. 700 Ma), dos microgabros e quartzo-monzodiorito (688 Ma) e do granito rapakivi da unidade Gentileza (684 Ma), e dos granitos com textura rapakivi dos granitos Boa Esperança (641 Ma). Basaltos em forma de pillows deformado e lentes de mármore são intercalados nas relíquias do provável assoalho oceânico do Domínio Canindé. O fechamento da bacia oceânica Canindé começou em ca. 630 Ma, com a intrusão de plutons do tipo arco granítico.

O modelo evolutivo do Domínio Canindé proposto por Nascimento (2005), é de rifte continental e pode está relacionado a anomalias termais do manto superior por forças tectônicas do evento Brasileiro, gerando fusões com contaminação da crosta (Figura 3).

Segundo Nascimento (2005), a evolução tectono-estrutural da região apresenta pelo menos quatro fases principais de deformação. A fase D1 deforma as superfícies primárias (S0) de acamamento, que corresponde ao bandamento composicional das rochas da pilha metovulcanosedimentar do Domínio Canindé. A fase D2 é caracterizada por dobras do bandamento da fase D1 e está bem preservada em metasedimentos da Unidade Novo Gosto, cujas camadas mergulham para NE. A fase D3 é marcante, predomina regionalmente, e possivelmente ocorreu em regime dúctil, sendo registrada pelas foliações com direções NW-SE que afetam principalmente os litotipos da unidade Novo Gosto e os granitos do Boa Esperança e Xingó. A esta fase está relacionada zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais (como a zona de cisalhamento Mulungú-Alto Bonito), de direção NW-SE.

A fase deformacional D4, com características rúpteis corta os litotipos do Domínio Canindé com direção NE-SW e está associada às zonas rúpteis do Rio Jacaré e Bonsucesso com movimentação sinistral.

A convergência do Bloco Pernambuco-Alagoas e do cratón São Francisco (orogênese brasileira) gerou feições como os cinturões orogênicos com abertura e fechamento de bacias. O domínio Canindé é um exemplo da evolução tectônica do Neoproterozóico e, portanto, tem importância regional na evolução do Cinturão Sergipano, durante a amalgamação do Gondwana Oeste.

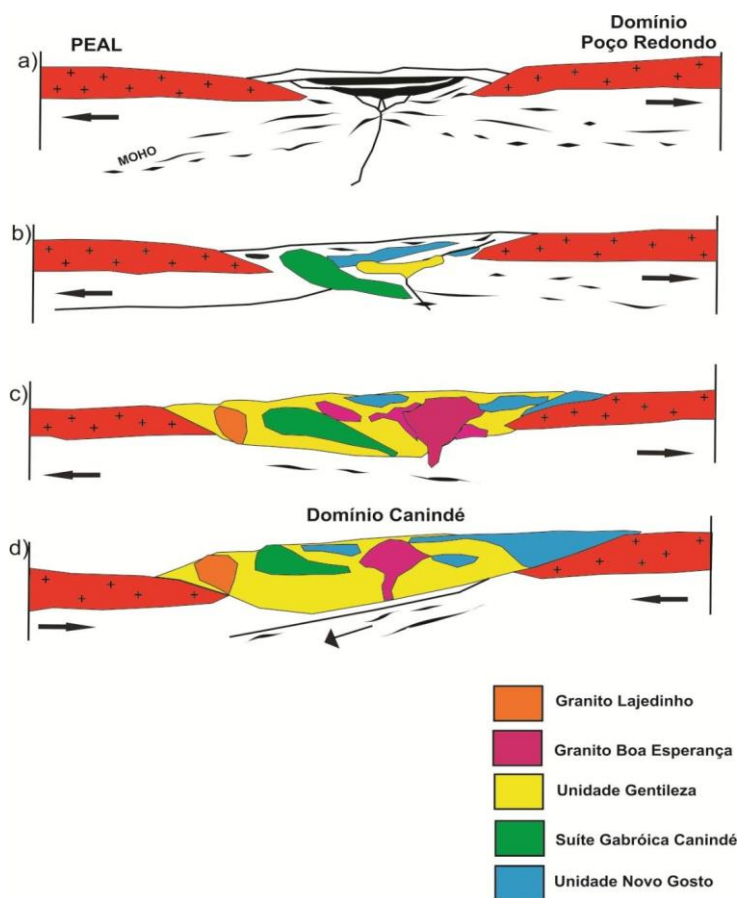


Figura 3: Modelo evolutivo do rifte continental para o Domínio Canindé. (a) Colapso da litosfera continental por afastamento das massas continentais PEAL e subdomínio Poço Redondo, subsidência, sedimentação, subida da MOHO e consequente magmatismo, primeiro pulsos e sedimentação da Unidade Novo Gosto (ca. 970 Ma) a qual foi invadida pela Suíte Gabróica de Canindé e Unidade Gentileza (690 Ma) (b). (c) Intrusão do granito Boa Esperança e posteriormente o Granito Lajedinho (634 Ma). (d) Fechamento da bacia de Canindé com novos pulsos de sedimentação da Unidade Novo Gosto (a partir de 634 Ma) (Modificada de Nascimento, 2005).

3. METODOLOGIA

Uma campanha de campo foi realizada o reconhecimento regional e o mapeamento da área de estudo, visitados 62 pontos visando a melhor abrangência possível para a região estudada (Figura 4), porém em algumas áreas foi difícil o acesso devido à ausência de estradas

transitáveis na área mapeada. Em cada ponto foram feitas as descrições de campo em fichas de afloramento, coletadas amostras que representassem bem os afloramentos, e sendo todos os pontos localizados por medidas de GPS e plotados no mapa preliminar.

Foram selecionadas 3 (três) amostras para a confecção de lâminas petrográficas e 1 (uma) para a seção polida da Suíte Intrusiva Canindé (Figura 4). As lâminas delgadas e as seções polidas foram preparadas no Laboratório da CPRM da Bahia. As análises foram realizadas no Laboratório do Projeto Carapeba (Rede CARMOD/UFS), na Universidade Federal de Sergipe, onde se buscou identificar diversos aspectos como: constituição mineralógica, classificação modal, texturas, estruturas, reações metamórficas e produtos de alteração.

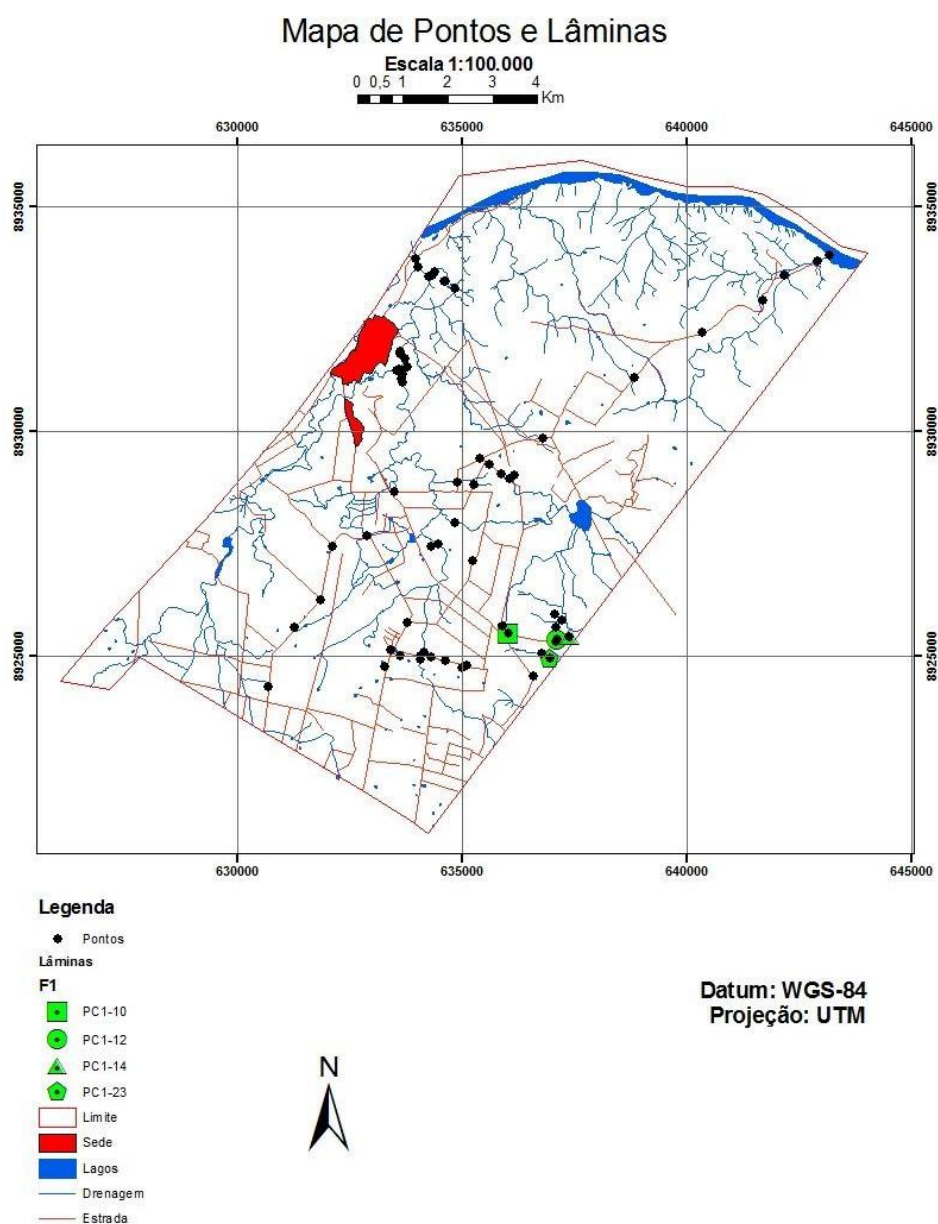


Figura 4: Mapa de pontos e amostragem das lâminas analisadas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na área de estudo foram identificados sete conjuntos litológicos atribuídos a Unidade Novo Gosto, Unidade Gentileza, Suíte Intrusiva Canindé e os Granitos Boa Esperança, Garrote, Serrota e Xingó. Os litotipos encontrados estão, preferencialmente, na direção WNW-ESE marcada pela zona de cisalhamento Mulungu-Alto Bonito, que separa o Domínio Canindé do subdomínio Poço Redondo.

Serão descritas a seguir os litotipos encontrados na área mapeada e as características petrográficas da Suíte Intrusiva Canindé.

4.1. UNIDADE GENTILEZA

A Unidade Gentileza é representada na área de estudo com uma variação de composição de anfibolito, diorito e metabasalto, estando localizada no extremo norte e em locais dispersos da área mapeada. Geralmente apresenta-se em contato, intrudindo ou em mistura de magmas (*mingling*) com o Granito Boa Esperança, e por vezes exibem injeções de diques do Granito Xingó. Em alguns de seus contatos com o Granito Boa Esperança, ele ocorre em zona de cisalhamento rúptil apresentando inúmeras fraturas. As rochas desta unidade sofreram uma assimilação das encaixantes, principalmente do Granito Boa Esperança, que frequentemente resulta em rochas híbridas. Essas feições encontradas na área de estudo são mostradas na Figura 5.

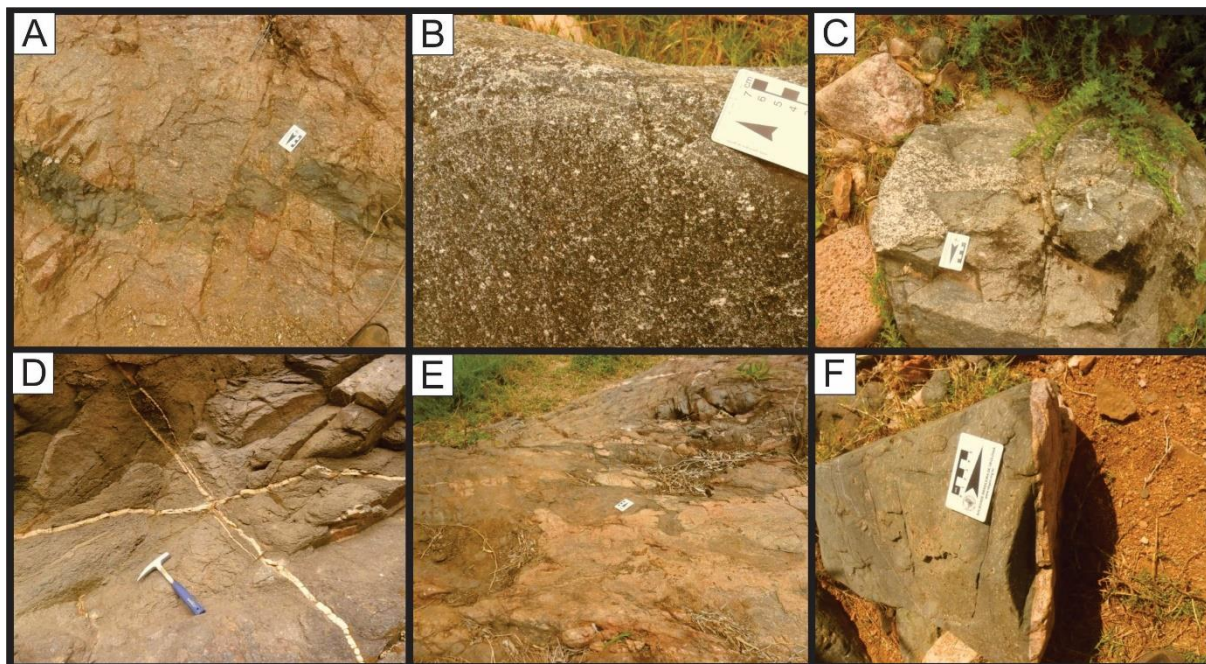


Figura 5: Unidade Gentileza na zona de falha do Riacho das Onças, (a) Dique do Gentileza fraturado intrudindo o Boa Esperança; (b) Rocha de composição diorítica; (c) Contato irregular entre o Gentileza e o Boa Esperança; (d) Diques do Granito Xingó apresentando fraturas conjugadas; (e) Mistura de magmas (minglin); (f) Assimilação de cristais da rocha encaixante.

4.2. UNIDADE NOVO GOSTO

A Unidade Novo Gosto está localizada na área mapeada no extremo oeste, em contato com o Gentileza, e ao sul está delimitando o contato com o subdomínio Poço Redondo, sendo uma rocha encaixante na zona de cisalhamento Mulungu- Alto Bonito. Na área está representada pelos metapelitos, metasiltitos, metacherts, xistos e rochas calciossilicáticas. Localmente se apresenta xisto de estruturas com camadas orientadas para $215^{\circ}/40^{\circ}$ de cor cinza claro, rochas gnaissificadas e fortemente dobradas e fraturadas pelas fases de deformação que o ocorrem no Domínio Canindé (Figura 6). Em contato com a zona de cisalhamento ocorre a presença de veios de epidoto e de quartzo, além de intensa carbonatação.

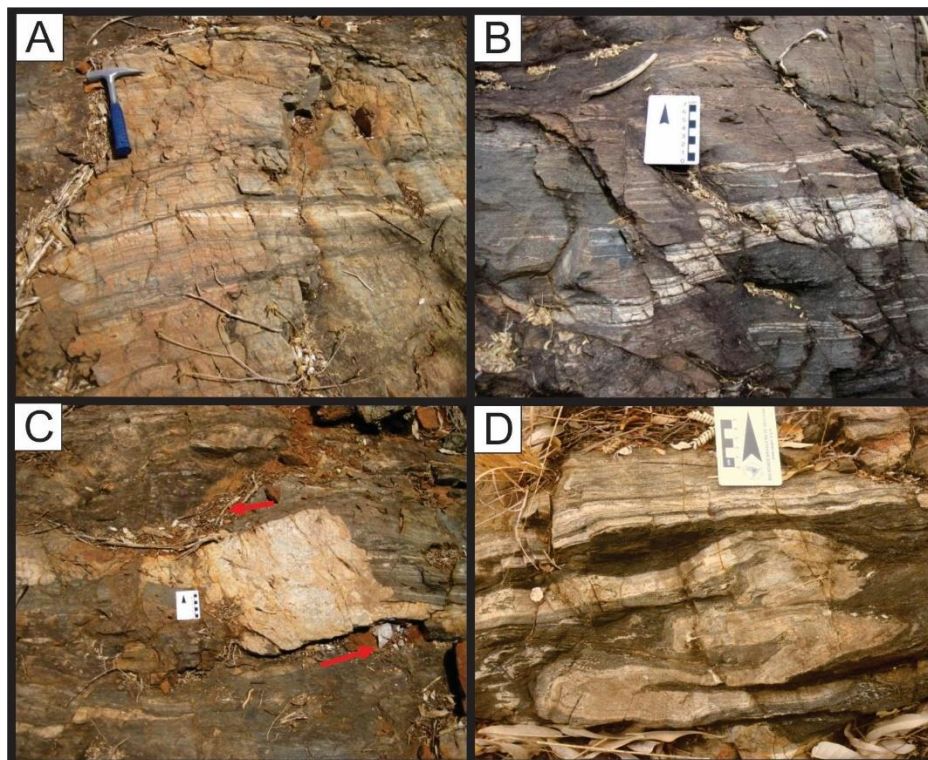


Figura 6: Rochas metassedimentares da Unidade Novo Gosto. (a) Rocha gnáissica com bandamentos de orientação N245/71NW; (b) Filito com veios de quartzo concordantes apresentando microfraturas; (c) Indicador cinemático de movimentos sinistral; (d) Presença de dobras apertadas.

4.3. SUÍTE INTRUSIVA CANINDÉ

A Suíte Intrusiva Canindé, também chamada de Suíte Gabróica Canindé, aflora na área mapeada como um corpo maciço que representa um plutonismo gabróico diferenciado, encaixados nas rochas do Complexo Canindé. Os tipos litológicos dominantes são os gabros de cor cinza escura a esverdeada, de granulação média a grossa. Apresentam as variedades de gabros, leucogabros, olivina gabros, troctolitos e anortositos, por vezes sendo intrudidas por diques de diabásio. Exibe um acamamento ígneo, indicativas de diferenciação magmática por processos de acumulação, além de um nível diferenciado de óxidos de Fe e Ti (Figura 7).

As rochas da suíte, na área mapeada, mostram-se de composição que varia de mesocráticas (olivina gabro e gabro) até a leucocráticas (leucotroctolito e anortosito). Em geral essas rochas apresentam em sua mineralogia, piroxênio, plagioclásio, ortopiroxênio e olivinas, com alteração das rochas pela serpentinização. Essas rochas foram afetadas por um metamorfismo de baixo grau, sendo comum minerais compatíveis com a fácies xisto verde, como a tremolita, actinolita, epidoto, serpentina e talco (Figura 8).

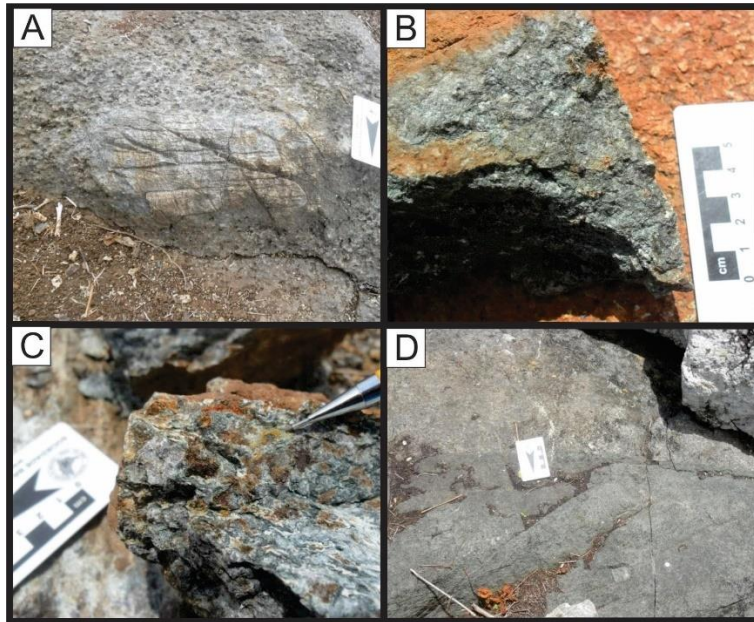


Figura 7: Suíte Intrusiva Canindé (a) Aspecto de acamadamento ígneo; (b) Gabros de cor cinza escura a esverdeada; (c) Presença de óxidos de Fe e Ti; (d) Intrusão do dique de diabásio.

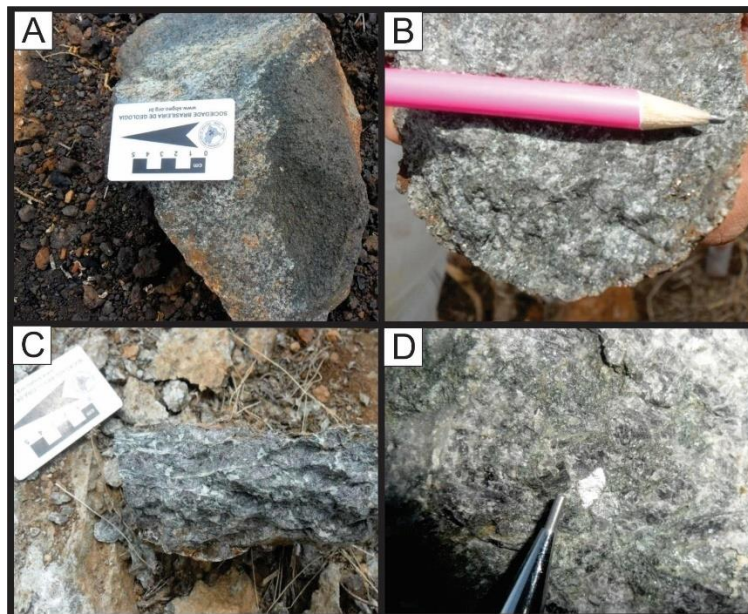


Figura 8: Rochas da Suíte Intrusiva Canindé, (a) Contato lobado do gabro leucocrático com o troctolito (máfico), (b) Gabro leucocrático com presença de sulfetos; (c) Olivina gabro serpentinizada; (d) Gabro com grandes cristais de piroxênio e sulfetos.

4.3.1. Caracterização Petrográfica da Suíte Intrusiva Canindé

- PC1-10 Troctolito (Figura 9)

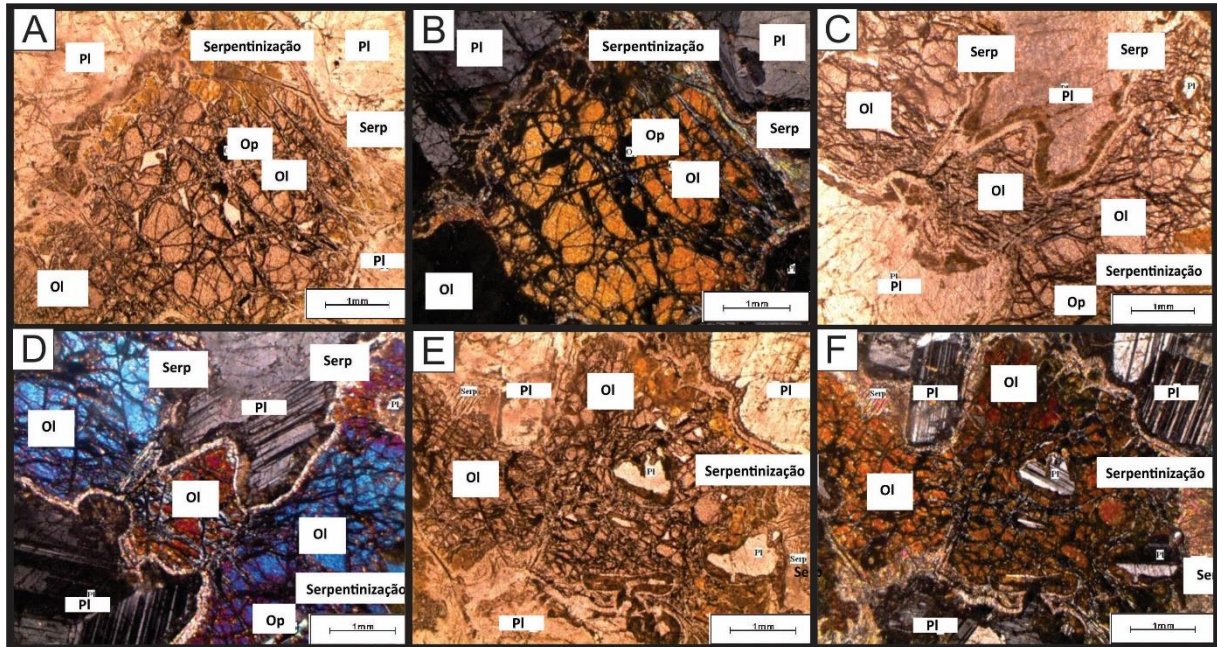


Figura 9: Análise Petrográfica, em luz plana e polarizada, de um troctolito, apresentando minerais de plagioclásio, olivina e biotita, por vezes serpentinizados (Ol- Olivina, Pl-Plagioclásio, Serp-Serpentina).

Rocha holocristalina, com fenocristais de plagioclásio e olivina sendo alterada para serpentina, textura granular. Possui cristais de plagioclásio subédricos, variando entre 0,5mm e 3,5mm, predominando cristais com aproximadamente 2,0mm. Os cristais estão geminados segundo as leis de Albita e Albita-Carlsbard. Exibe contatos irregulares, principalmente, com a olivina e apresenta inclusões de minerais máficos. Os cristais de olivina apresentam-se como cristais anédricos, com preocroísmo variando por vezes marrom escuro a cinza e azul a rosa. Sua granulação varia de 0,7mm até 4,8mm. Exibe alteração da olivina para a serpentina, apresentando bordas de reação. Apresenta texturas poiquilíticas de plagioclásio e minerais opacos. Os cristais de biotita ocorrem envolvendo os cristais de plagioclásio apresentando uma textura poiquilítica. O pleocroísmo varia de marrom escuro a marrom claro e faz contato irregulares e reentrantes com o plagioclásio.

Composição: Olivina 43%, Plagioclásio 57%, Clinopiroxênio 2% e Opacos 3%.

- **PC1-12 Gabro com Olivina (Figura 10)**

Rocha holocristalina com textura intragranular com fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, apresentando cristais de biotita alterada para argilominerais.

A textura intergranular consiste em cristais de plagioclásio, que se apóiam entre si, gerando espaços intersticiais nos quais os cristais de piroxênio se desenvolvam de maneira irregular. Os cristais de plagioclásios apresentam-se subédricos a anédricos, com 3,0mm a 0,3mm de tamanho. Estão geminados segundo as leis de Albita-Carlsbard e Carlsbard, apresentando também cristais zonados com extinção ondulante. Faz contato irregular com os piroxênios e possuem textura subofítica e em alguns cristais apresentam textura de exsolução em porções. Os clinopiroxênios, por vezes sofre uralitização (alteração para anfibólio) e possuem tamanhos entre 0,7mm a 1,9mm, predominando os que têm tamanho de 0,9mm. São subédricos a anédricos, alongados e dispostos nos interstícios dos cristais de plagioclásio. Apresentam cristais de epidoto próximo aos cristais de clinopiroxênio, indicando a alteração desse mineral para uma fase de mais baixa temperatura. Presença de biotita sendo alterada para argilominerais. Os minerais opacos apresentam-se cúbico a alongados, chegando a 0,8mm de tamanho. Apresentam cristais de zircão e exibe um mosaico poligonal de plagioclásio, provavelmente gerado por difusão ou infiltração do magma.

Composição: Plagioclásio 46%, Clinopiroxênio 43% , Olivina 8% e Opacos 3%.

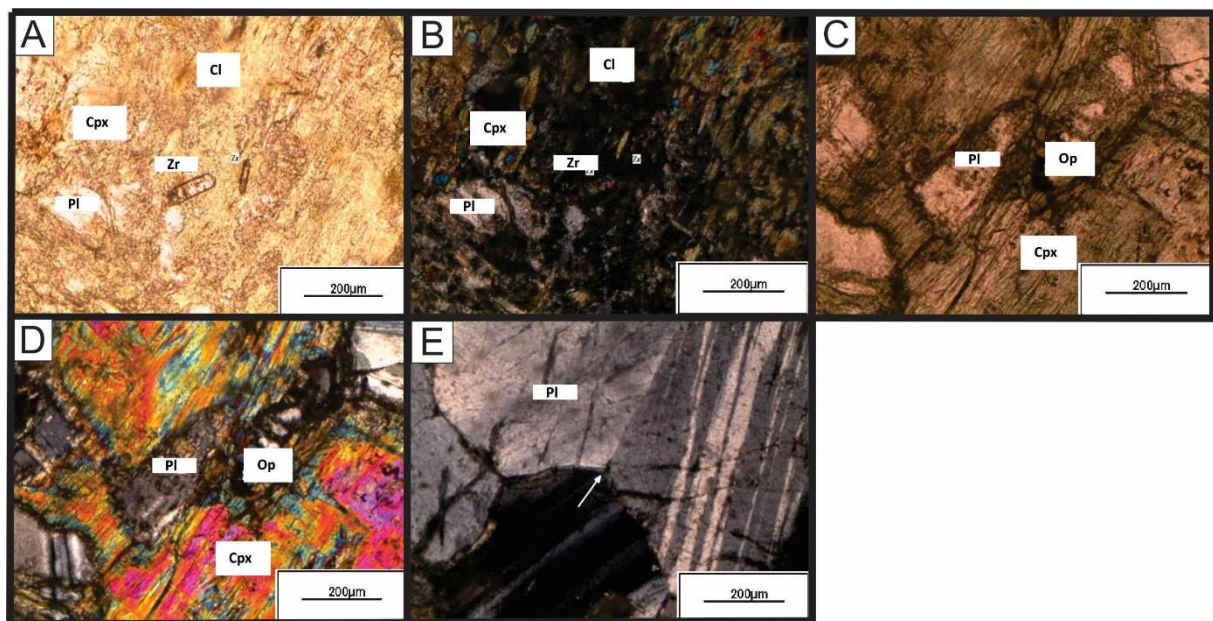


Figura 10: Análise Petrográfica, em luz plana e polarizada, de um gabro com olivina, apresentando minerais de plagioclásio, clinopiroxênio e zircão (Cl-Clorita, Cpx- Clinopiroxênio, Pl-Plagioclásio, Op-Opacos, Zr-Zircão).

- **PC1-14 Olivina Gabro (Figura 11)**

Rocha holocristalina com textura intragranular com fenocristais de plagioclásio. Apresentam piroxênios, olivinas ricas em ferro, cristais de biotita alterada para argilominerais e uma grande quantidade de minerais opacos.

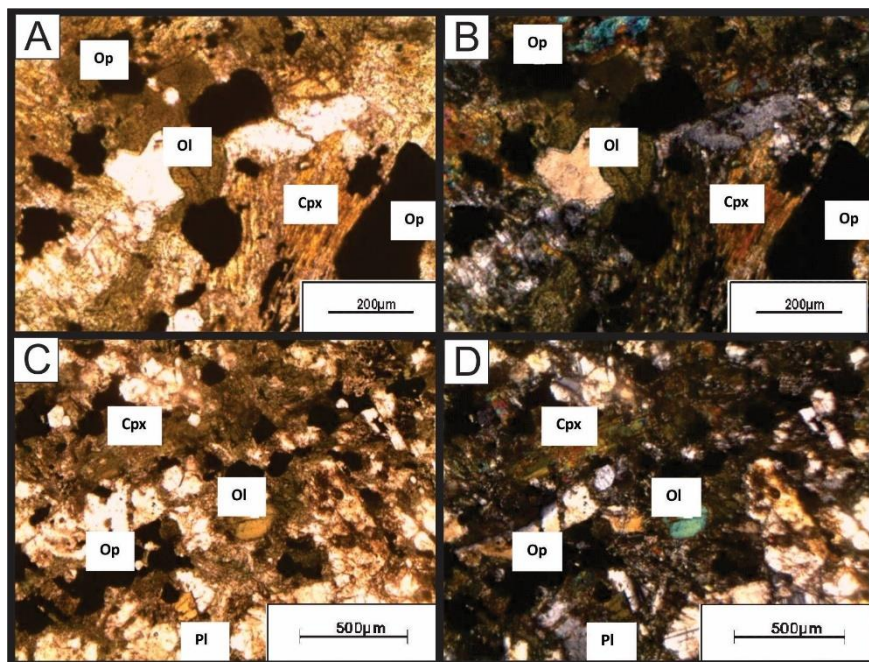


Figura 11: Análise Petrográfica, em luz plana e polarizada, de uma rocha olivina gabro, apresentando minerais de Pl-plagioclásio, Cpx-clinopiroxênio, Ol-olivina e Op- minerais opacos.

Os cristais de plagioclásios apresentam-se anédricos, com 1,0mm a 0,3mm de tamanho e estão geminados segundo as leis de Albita-Carlsbard. Nos piroxênios há uma predominância dos clinopiroxênios que são subédricos a anédricos, alongados, por vezes sofre uralitização e possuem tamanhos entre 0,5mm a 1,9mm. Os cristais de ortopiroxênio possuem uma alta birrefringência, nos entanto pouco cristais são observados na lâmina. Exibe uma grande presença de minerais opacos com formas cúbicas a alongadas, chegando a 1,8mm de tamanho.

Composição: Plagioclásio 43%, Clinopiroxênio 21% Ortopiroxênio 9%, Olivina 19% e Opacos

- **PC1-23 (Seção Polida) Gabro com Ortopiroxênio (Figura 12)**

Rocha holocristalina com textura intragranular com fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênios apresentando uma textura cumulática. Os cristais de plagioclásios

apresentam-se anédricos, com 1,0mm a 3,5mm de tamanho e estão geminados segundo as leis de Albita-Carlsbard. Apresentam clinopiroxênios que são subédricos a anédricos, alongados, por vezes sofre sericitização e carbonatação. Possuem tamanhos entre 0,5mm a 2,7mm. Exibem pequenos cristais de ortopiroxênio, pouco significativos e escassos minerais opacos. Esta rocha representa uma cristalização fracionada, seguindo de dois pulsos magmáticos, um rico em plagioclásio e outro posterior rico em piroxênios.

Composição: Plagioclásio 55%, Clinopiroxênio 35% Ortopiroxênio 8%, e Opacos 2%.

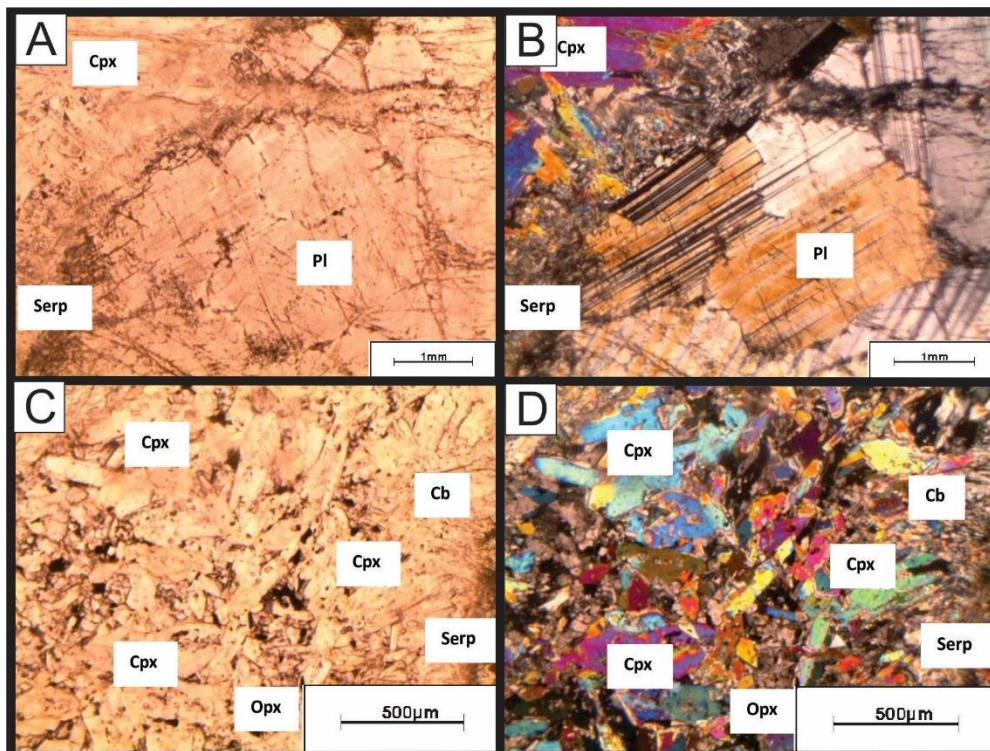


Figura 12: Análise Petrográfica, em luz plana e polarizada, de um gabro com ortopiroxênios, apresentando minerais de plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, sericitização e carbonatação (Cpx-Clinopiroxênio, Opx-Ortopiroxênio, Pl-Plagioclásio, Serp-Serpentina, Cb – Carbonatação).

A classificação integrada das rochas da Suíte Intrusiva Canindé encontra-se no diagrama de classificação de rochas plutônicas máficas e ultramáficas representada na figura 13, baseada em Streckeisen, 1973 e LeMaitre, 1989.

4.4. GRANITO SERROTA

O Granito Serrota está situado na porção centro norte da área estudada, onde se destaca pela topografia da área, Morro da Serrota. É diferenciado do Granito Boa Esperança apenas pelas estruturas, onde se apresenta intensamente deformado e com estruturas

gnáissicas de composição granodiorítica com biotita e foliação de direção N65/80NE. (Figura 14).

4.5. GRANITO GARROTE

O Granito Garrote é um corpo contínuo, que está disposto lateralmente a unidade Novo Gosto e que juntamente com as rochas dessa unidade tem sido fortemente deformado. Apresenta-se como augen gnaisses bastantes milonitizados (Figura 15).

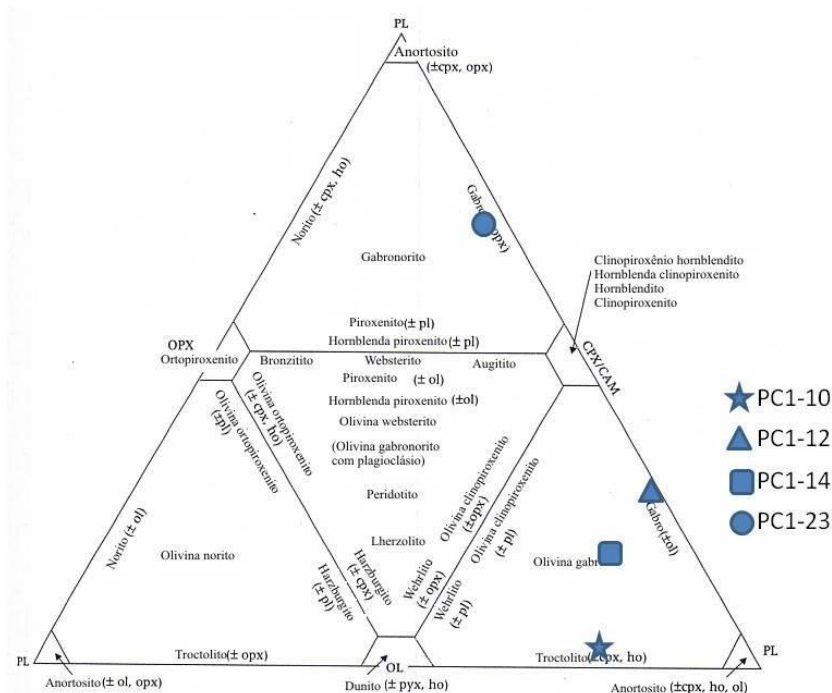


Figura 13: Classificação de rochas máficas e ultramáficas baseado em Streckeisen (1973) e LeMaitre (1989).

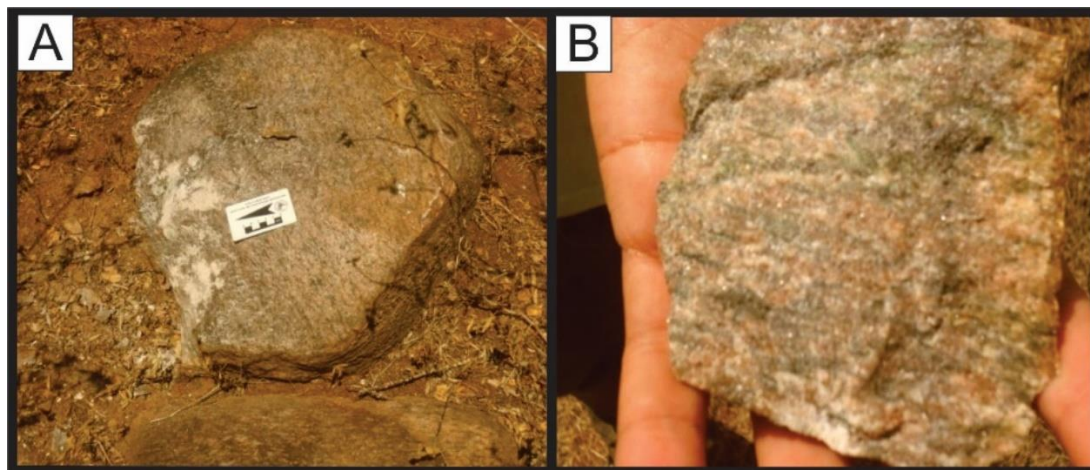


Figura 14: Granito Serrota (a) Estrutura gnáissica de composição granodiorítica com biotita; (b) Amostra de mão mostrando o aspecto do granito.

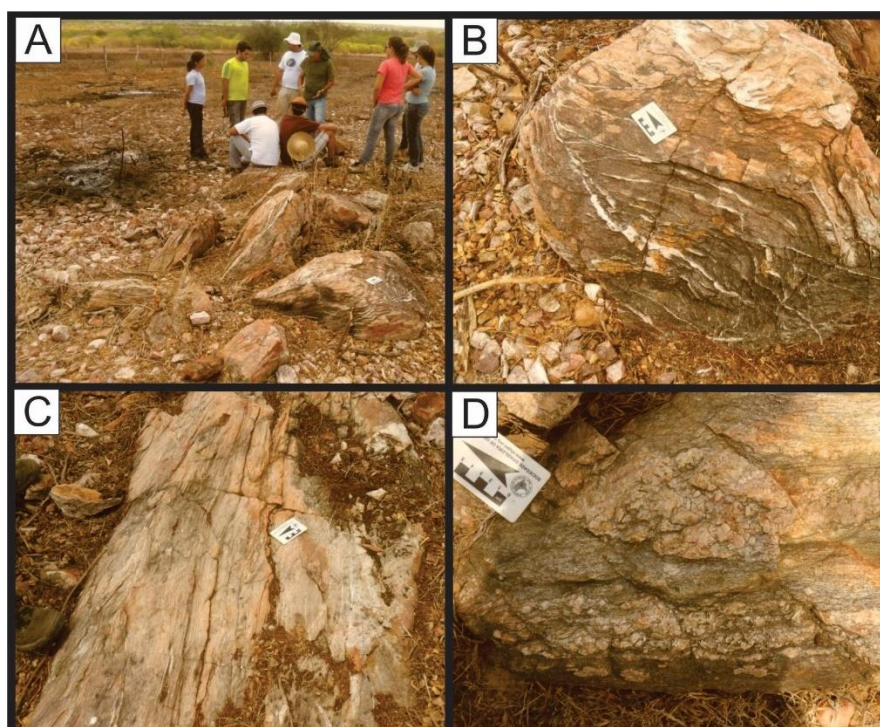


Figura 15: Granito Garrote, (a) Visão geral do afloramento; (b) Granito milonitizado com vênulas de quartzo; (c) Faixa contínua do Garrote orientada NW-SE, estruturalmente concordante com a unidade Novo Gosto; (d) Granito Milonitizado com orientação N50W/60NE.

4.6. GRANITO BOA ESPERANÇA

O Granito Boa Esperança aflora na porção NW da área, apresenta cor rósea de granulação fina a grossa, composição leucocrática monzogranítica porfirítica, com fenocristais predominantemente de álcali-feldspato. Eles ocorrem em estreita associação com as rochas básicas da unidade Gentileza, formando uma rocha híbrida de composição quartzo-

monzonítica. Esta associação está integrada numa mistura de magmas (*mingling*), formada por magma básico, subvulcânico, ligado ao evento que originou a Unidade Gentileza, e outro ácido, relacionado ao magmatismo Boa Esperança (Figura 16).

No mapa geológico de Santos *et al.*, 1988, na região NW da área de estudo, o granito caracterizado é o Granito tipo Curralinho. O Granito Boa Esperança e o Granito Curralinho são semelhantes em sua composição. Os granitos do Curralinho apresentam quantidades maiores de texturas “rapakivi” e possui idade de 611 ± 18 Ma em K/Ar (Gava *et al.*, 1983), também ocorre associada a rochas de misturas máficas (anfíbolito) e mais félsicas (quartzo-monzodiorito porfiríticos) da unidade de Gentileza de idade 748 ± 17 Ma em K/Ar (Gava *et al.*, 1983). Porém o Granito Boa Esperança contém raras textura rapakivi e é mais jovem com idade U-Pb de 641 ± 5 Ma (Nascimento *et al.*, 2005,) do que o granito Curralinho. Feições de campo evidenciam a ocorrência do granito Boa Esperança, pois não foram encontrados granitos que possuíssem a textura rapakivi. Para melhor validação do mapeamento é necessário estudos mais aprofundados, como por exemplo, trabalhos de análise química e datação radiométrica nos granitos desta região.

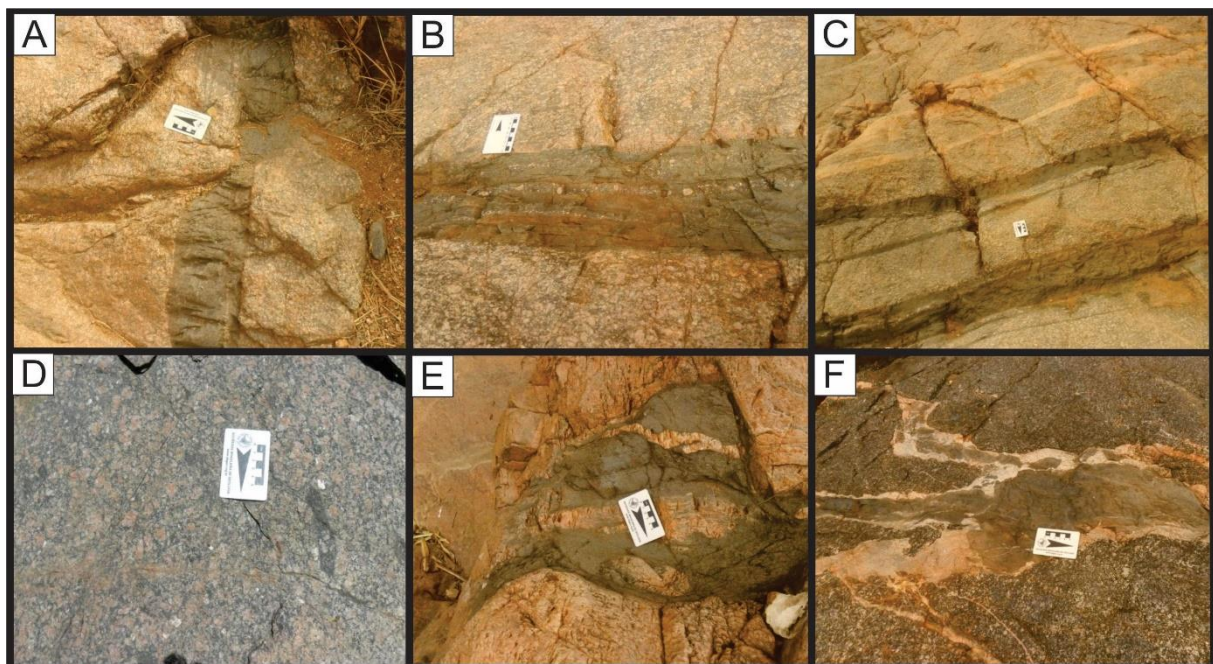


Figura 16: Riacho das Onças (a) Intrusão de dique da Unidade Gentileza no Granito Boa Esperança, (b) Assimilação do Boa Esperança no dique da Unidade Boa Esperança, (c) Diques do Boa Esperança paralelos aos diques do Gentileza, (d) Rocha híbrida de composição quartzo-monzonítica, (e) e (f) mistura de magmas (*mingling*).

4.7. GRANITO XINGÓ

Na área mapeada a ocorrência do Granito Xingó está intimamente ligada à intrusão aos Granitos Boa Esperança. Expõe-se como leucogranitos que por vezes constitui-se de diques centimétricos aplíticos intrudindo o Granito Boa Esperança, mostrando claramente que são tardi a pós-tectônicos com idade Rb/Sr de 600 ± 23 Ma com $R_o = 0.7076$ (Santos *et al.*, 1988).

Próximo à zona de cisalhamento do Riacho das Onças encontra-se o granito Xingó apresentando fraturas de cisalhamento conjugadas do sistema Riedel, mostrando duas tendências de tectônica rúptil (Figura 17).

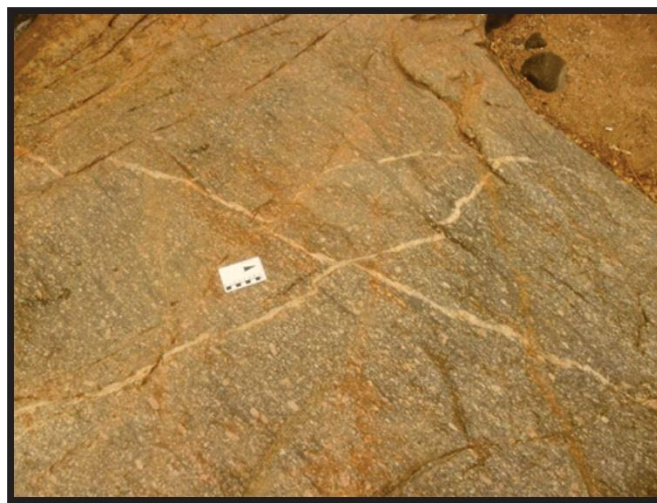


Figura 17: Granito Xingó apresentando fraturas conjugadas.

5. CONCLUSÕES

A delimitação das unidades litoestruturais no produto integrado, de imagens Landsat e informações de campo, levou a elaboração do mapa fotogeológico de escala de 1:50.000 com a individualização de sete unidades litológicas: Unidade Novo Gosto, Unidade Gentileza, Suíte Intrusiva Canindé, os Granitos Garrote, Serrota, Boa Esperança e Xingó.

A descrição petrográfica da Suíte Intrusiva Canindé exhibe as rochas máficas e ultramáficas: Troctolito, Gabro com ortopiroxênio, Olivina gabro e gabro com olivina. Eles apresentam evidências de líquidos intersticiais e cúmulos de cristais, o que sugere a existência de cristalização fracionada. A quantidade de minerais opacos, possíveis óxidos de ferro e titânio e sulfetos, indicam a potencialidade metalogenética da área mapeada.

A integração entre as interpretações, de imagens SRTM e dados de campo permitiu a confecção de um mapa geológico para a área (em anexo), onde é possível notar duas direções

principais de estruturas regionais na área de estudo: NW-SE marcando a D3 e a NE-SW que marca a D4.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M., 1977. **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, 7, 349- 364.

BEZERRA, F.H.R., 1992. **Geologia e evolução petrológica do Complexo Gabróico Canindé do São Francisco e rochas adjacentes (Sergipe e Alagoas)**. Brasília, 220p. Universidade de Brasília.

BRITO, R.S.C., DE, PIMENTEL, M.M, W., WARTHON, J-A., DANTAS E.J., SEIXAS S.R., MORAIS, L.C., 2005. **Braziliano-Pan African Sm-Nd and Ar-Ar dating results from the Canindé do São Francisco gabbros - Sergipano Belt, Brazil**. V South American Symposium on Isotope Geology.

BRITO NEVES B.B., SIAL A.N., BEURLIN H.O., 1977. **O Sistema de Dobramentos Sergipano; análise do conhecimento**. In: **Reunião preparatória para o simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais**. Sociedade Brasileira Geologia, Publicação Especial, 3, 155-193.

BRITO NEVES, B. B., 1975. **Regionalização geotectônica do PréCambriano nordestino**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 198 p.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., 2000. **Tectonic history of the Borborema Province**. In: CORDANI, U. G. *et al.* Tectonic evolution of the South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress. p.151-182.

BUENO, J.F., 2008. **Geochemistry and chronology of collisional granites in the Sergipano Belt, Northeast of Brazil**. Unpublished PhD thesis, University of Campinas, Brazil, 126 p.

D'EL-REY SILVA, L.J.H., 1999. **Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan- African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic cover**. Journal of South American Earth Sciences, 12, 453-470.

D'EL-REY SILVA, L.J.H., 1995. **Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil**. Revista de Geociências, 25, 315-332.

DAVISON, I., SANTOS, R.A., 1989. **Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny**. Precambrian Research 45, 319-342.

GAVA, A., NASCIMENTO, D.A., VIDAL, J.L.B., GHIGNONE, J.I., OLIVEIRA, E.P., FILHO, A.L.S., TEIXERA, W., 1983. **Folhas Aracaju-Recife, MME**. Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL, 30.27-351.

JARDIM DE SÁ, E.F., MORAES, J.A.C., D'EL-REY SILVA, L.J.H., 1986. **Tectônica tangencial na Faixa Sergipana**. Abstracts, 34º Congresso Brasileiro de Geologia 3, 1246-1259.

LE MAITRE, R.W. (ED.), BATEMAN, P., DUBEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SØRENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A.R., ZANETTIN, B., 1989. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Blackwell, Oxford, 193 p.

- MME – MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA, 2009. **Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral (SGM)**. Site institucional. Disponível em <http://www.mme.gov.br/site/menu/>. Acessadas as edições da Prévia da Indústria Mineral.
- NASCIMENTO, R.S., 2005. **Domínio Canindé, Faixa Sergipana, nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma seqüência de rifte continental neoproterozóica**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- NASCIMENTO, R.S., OLIVEIRA, E.P., CARVALHO, M.J., MCNAUGHTON, N., 2005. **Evolução Tectônica do Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil**. III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia, Anais, 239-242.
- OLIVEIRA, E.P., WINDLEY, B.F., ARAÚJO, M.N.C., 2010. **The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana**. Precambrian Res. 181, 64–84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>
- OLIVEIRA, E.P., TOTEU, S. F., ARAÚJO M. J., CARVALHO, M. J., NASCIMENTO, R. S., BUENO, J. F., MCNAUGHTON, N., BASILICI, G., 2006. **Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa)**. Journal of African Earth Sciences, 44, p. 470-478.
- OLIVEIRA, E.P., TARNEY, J., 1990. **Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, northeastern Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, 3, 125-140.
- SANTOS, E.J., MEDEIROS, V.C. 1999. **Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil**. Revista Brasileira de Geociências 29, 73-84.
- SANTOS, R. A. DOS, SOUZA, J. D. DE (ORG.) 1988. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenético/previsional – Escala 1:100.000 (Folha SC.24-X-C-VI Piranhas) Estado da Bahia**. Brasília, DNPM/CPRM. 154 p.
- SANTOS, R.A., MENEZES FILHO, N.R., SOUZA, J.D., 1988. **Programa Levantamentos Básicos; carta geológica, carta metalogenética e previewal, 1:100.000, Projeto Carira**. DNPM/CPRM, 4 vols.
- SANTOS, R.A., MARTINS, A.A.M., NEVES, J.P., 1998. **Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe**. Brazilian Geological Survey (CPRM), Salvador, Brazil.
- SANTOS, E. J., 1995. **O Complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219p
- SILVA FILHO, M.A., TORRES, H.H.F., 2002. **A new interpretation on the Sergipano Belt domain**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 74, 556-557
- SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., SCHMUS, W.R.V., 2000. **High-K calcalkaline granitoids of 983 ca. 1 Ga T_{DM} along the limit PE-AL massif/Sergipano fold belt, NE Brazil: a Mesoproterozoic 984 plate**. Revista Brasileira de Geociências 30, p.182–185.
- SILVA FILHO, M.A., 1998. **Arco Vulcânico de Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: seqüências orogênicas Mesoproterozóicas**. in: XL Congresso Brasileiro Geologia, Vol. 1, Anais. p. 16.
- SILVA FILHO, M. A., BONFIRE, L. F. C., SANTOS, R. A., LEAL, R. A., FILHO, P. A. B., RODRIGUES, T. L. N., SANTOS, J. C., BRUNI, D. C., 1979. **Projeto Complexo Canindé**

do Sdo Francisco: Relatório Final, Vol. I [Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2892]. DNPM/CPRM, Salvador., 98 p.

SILVA FILHO, M.A., 1976. **A suíte ofiolítica da Geossinclinal de Propriá.** in: XXIX Congresso Brasileiro Geologia, Vol. 4, Anais. pp. 51–58.

SOUZA, J.J., NASCIMENTO, R., ARAÚJO, M.N.C., OLIVEIRA, E.P., TEZINI, F.C., 2003. **Interpretação geológica do domínio canindé, faixa sergipana (NE do Brasil), a partir de imagem LANDSAT ETM+.** Anais XI SBSR, Belo Horizonte, Brasil, 05 - 10 abril 2003, INPE, p. 937-942.

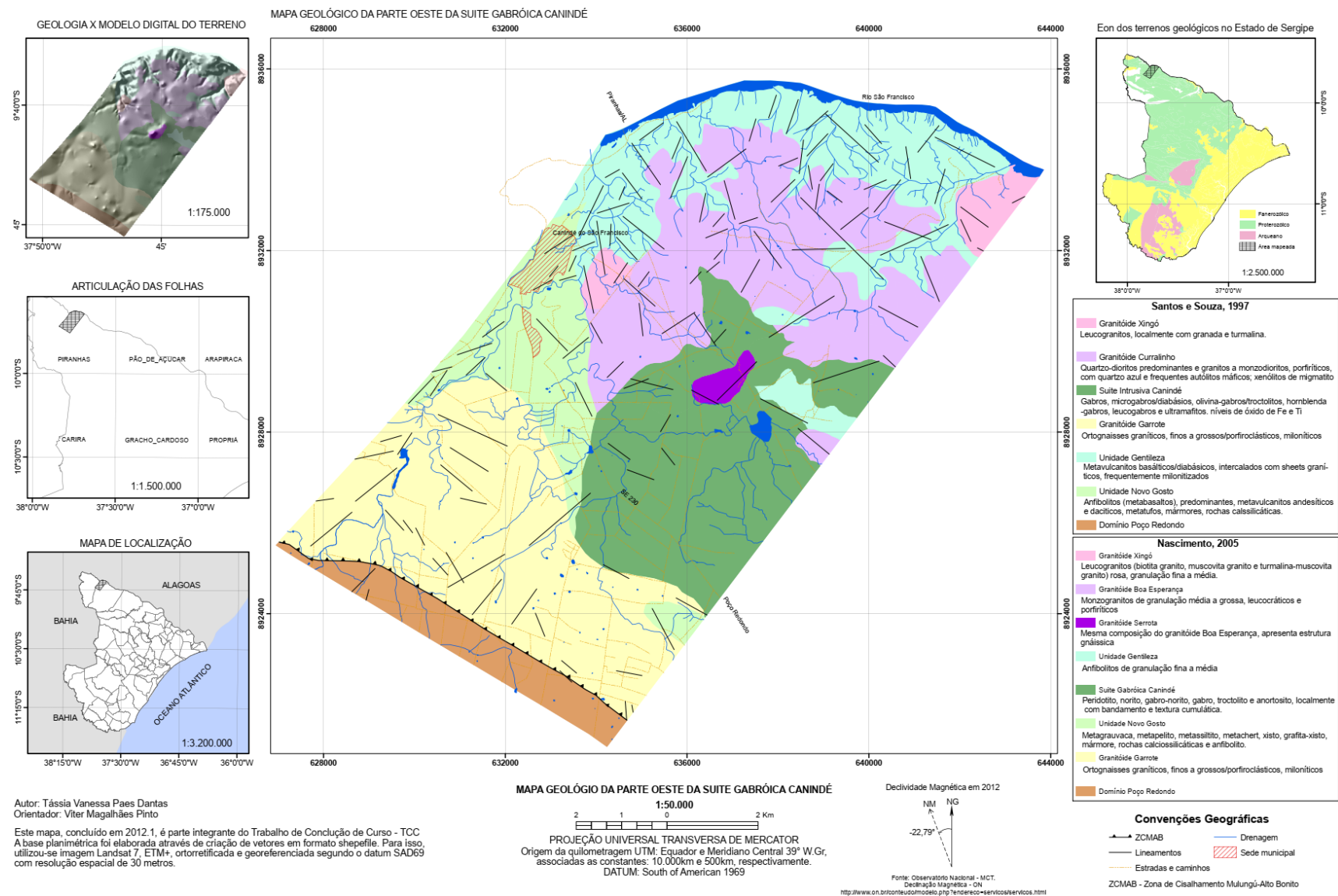
STRECKEISEN, A., 1967. **Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry.** Petrology and Petrogenesis, Oxford.

TROMPETTE, R., 1997. **Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario.** Precambrian Research, 82, 101-112.

VAN SCHMUS W.R., OLIVEIRA E.P., SILVA FILHO A.F., TOTEU S.F., PENAYE J., GUIMARÃES I.P., 2008. **Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt.** Geological Society of London, Special Publication, 294, 69-99.

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C., 1995. **U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 8, 267-288.

7. ANEXO



CAPÍTULO 3

PETROGÊNESE E METALOGENIA DOS ÓXIDOS DE Fe-Ti DA INTRUSÃO MÁFICO-ULTRAMÁFICA CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO, BRASIL

Viter M. Pinto
Luiz Henrique Passos
Francisco Dias de Souza Junior
Ingrid da Cunha Torres Mota
Cristine Lenz

Resumo: A intrusão máfica-ultramáfica de Canindé é hospedada por uma sequência vulcano-sedimentar neoproterozóica e contém mineralização Fe-Ti no Domínio Canindé do Cinturão Sergipano, nordeste do Brasil. A petroquímica deste complexo em camadas e a metalogênese da mineralização de óxido de Fe-Ti associada ainda são enigmáticas. A intrusão compreende três unidades rochosas principais de norte a sul: Unidade I contém melanotroctolito e olivina gabro/gabronorito, a Unidade II consiste em gabro e (leuco)troctolito, e a Unidade III mineralizada Fe-Ti contém leucogabro com lentes de gabro pegmatítico, apatita gabro, hornblenda gabro, Fe-diorito, óxido-gabro e cumulos de óxidos de Fe-Ti e magnetita/hematita. A mineralizada Unidade III contém magnetita de baixo Cr e ilmenita $\pm$ hercinita ocorrendo disseminada e como mineralização maciça em camadas e lentes associadas a leucogabros, próximo às auréolas de contato com as rochas cálcio-silicatadas e anfibolitos encaixantes. Zircões datados pelo método U-Pb em LA-ICP-MS de um gabro da Unidade II produziu uma idade de $703,5 \pm 1,6$ Ma. Nossos dados indicam ainda que as rochas de Canindé são predominantemente relacionadas por processos formadores de cumulus, com alguma assimilação nas zonas de contato. Saturação de apatita precede a formação de magnetita e foi concentrada em apatita-gabro. A perda de fósforo resultante teria diminuído a solubilidade do Fe no líquido restante, e pode, portanto, ter desencadeado a formação de corpos maciços de minério de Fe-Ti de magnetita no topo da intrusão. Finalmente, sulfetos de Ni-Cu foram identificados nas porções intermediárias e associadas a zonas de cisalhamento, mas não foram encontradas concentrações possivelmente econômicas, assim mais estudos ainda são necessários para avaliar o potencial de recursos tanto de sulfetos como Cr-PGE em porções inferiores não expostas.

Palavras-Chave: Óxido de Fe-Ti; Rochas máficas e ultramáficas; Mineralização.

1. INTRODUÇÃO

Intrusões máfico-ultramáficas estratiformes são comumente associadas a vários tipos de mineralização, incluindo Cr, Fe-Ti $\pm$ P, Ni-Cu e elementos do grupo da platina (PGE) (por exemplo, Cawthorn, 1996; Zhou *et al.*, 2005). Os depósitos de óxidos de Fe-Ti magmáticos são de natureza variável e podem ocorrer como óxidos disseminados em rochas gabróicas ou anortositicas, como veios, lentes ou camadas de óxidos maciços de Fe-Ti ($\pm$ P) que estão em contato brusco com as rochas hospedeiras (por exemplo, Duchesne *et al.*, 1999). Elas podem

estar associadas a complexos de anortositos proterozóicos (por exemplo, Tellnes, Lac Tio; Charlier *et al.*, 2015), partes superiores de grandes intrusões máficas estratiformes (por exemplo, Bushveld; Maier *et al.*, 2013 e Skaergaard; McBirney, 1996), ou partes inferiores de intrusões máficas (por exemplo, Panzhihua Intrusion, China; Pang *et al.*, 2010).

Embora esses depósitos de minério sejam importantes fontes de ferro e titânio, sua metalogênese ainda é debatida, pois é altamente complexa e pode envolver muitos diferentes processos, incluindo cristalização fracionada com flutuabilidade de plagioclásio e outros minerais, mistura de magmas, imiscibilidade, remobilização em estado sólido e remobilização hidrotermal (Charlier *et al.*, 2015). Na última década, as principais discussões giraram em torno do papel de processos relacionados à cristalização versus imiscibilidade como o principal processo de enriquecimento (por exemplo, Zhou *et al.*, 2005; Charlier *et al.*, 2015), enquanto dados recentes experimentais (Fischer *et al.*, 2016; Hou *et al.*, 2018) fornecem evidências crescentes de que a imiscibilidade desempenha um papel fundamental em determinados cenários.

A intrusão acamadada de Canindé no Cinturão Sergipano (também denominada de Suíte Intrusiva Canindé nesse livro), é um alvo interessante para estudar a metalogênese de mineralização de Fe-Ti e depósitos associados, pois possui excelente exposição superficial (de Souza *et al.*, 2003), e contém Fe, Ti, Ni, P e V como potenciais recursos econômicos (Santos *et al.*, 1998). Os recursos minerais ocorrem como concentrações disseminadas e irregulares contendo pentlandita, calcopirita, pirita, calcocita, ilmenita, e magnetita, e como camadas submétricas de minérios de óxido de Fe-Ti, que contêm 6,5-7% de TiO_2 e 30% de FeO (Santos *et al.*, 1998). Além disso, a presença de recursos PGE não descobertos em profundidade continua sendo uma possibilidade.

Apesar dos recursos potencialmente econômicos, sua metalogênese e os processos petroquímicos relacionados à formação do minério são pouco conhecidos e investigados desde o estudo geoquímico inicial de Oliveira e Tarney (1990). Com exceção de estudos recentes de Marques de Sá *et al.*, (2018) e Damasceno *et al.*, (2020) que se concentram na descrição petrográfica de ocorrências de Ni e Cu na intrusão de Canindé.

O presente estudo fornece um estudo petrogeoquímico e metalogenético da intrusão de Canindé e da mineralização Fe-Ti associada, juntamente com dados geocronológicos adicionais. O conjunto de dados combinado visa contribuir para a geologia da intrusão Canindé, sua evolução petrogenética, e a metalogênese da mineralização Fe-Ti associada. Portanto, apresentamos os resultados do mapeamento de campo, dados de química mineral, e uma nova datação de zircão U-Pb LA-ICP-MS de uma amostra de gabro da intrusão de

Canindé. Além disso, fornecemos uma paragênese baseada em dados petrográficos e análises de microsonda eletrônica de uma lente maciça de Fe-Ti $\pm$ Al-espinélio mineralizada, espinélio rico em Cr e rochas gabróicas contendo apatita da intrusão Canindé.

2. GEOLOGIA REGIONAL

O Cinturão Sergipano foi formado durante a colisão do Bloco Pernambuco-Alagoas ao norte com o Cráton São Francisco ao sul e representa o segmento ocidental da Orogenia Oubanguides no noroeste da África (Figura 1a, b; Trompette, 1997; Oliveira *et al.*, 2010). De norte a sul, esta faixa é dividida em cinco domínios litoestratigráficos separados por zonas de cisalhamento: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Figura 1b; Silva Filho, 1998; Oliveira *et al.*, 2010).

A evolução do Cinturão Sergipano começou com o rompimento de um continente Paleoproterozóico (cráton São Francisco) seguido pelo desenvolvimento de um arco continental Mesoproterozóico (~980 Ma) representado pelos gnaisses e migmatitos do Poço Redondo, possivelmente na margem do Bloco Pernambuco-Alagoas, onde a extensão resultou no acréscimo do Domínio Canindé durante o Neoproterozóico (Oliveira *et al.*, 2010). Os domínios Macururé, Vaza Barris e Estância ao sul consistem em rochas metassedimentares, e provavelmente representam uma margem passiva do Bloco Pernambuco-Alagoas e do Cráton São Francisco (Oliveira *et al.*, 2010).

O próprio Domínio Canindé é separado do subdomínio Poço Redondo pela zona de cisalhamento Mulungu-Alto Bonito de orientação NW e é composto por quatro unidades (Figura 1b, c; Seixas e Moraes, 2000). A unidade Novo Gosto compreende anfibolitos intercalados com rochas metassedimentares (siltitos, xistos grafíticos e mármore dolomíticos) que registram condições de fácies de xisto verde a anfibolito, e contêm zircões detríticos datados com U-Pb em 977, 718, 679 e 625 Ma (Nascimento, 2005; Oliveira *et al.*, 2010). A Unidade Garrote é uma folha granítica fortemente deformada que invadiu a Unidade Novo Gosto em ca. 715 Ma (zircão U-Pb; Van Schmus *et al.*, 1995). A Unidade Gentileza contém anfibolitos, quartzo-monzodioritos de 688 ± 15 Ma e dioritos de quartzo intercalados e intrudidos por porfiríticos e 684 ± 10 Ma rapakivi granitos (zircão U-Pb; Nascimento, 2005). A suíte gabróica Canindé é composta por rochas máficas e ultramáficas e um gabro pegmatítico foi datado em 690 ± 16 Ma (zircão U-Pb; Nascimento, 2005). Essas rochas são intrudidas por granitos rapakivi, granodioritos e granitos, como o Granito Curralinho Rapakivi

684 ± 7 Ma, o Granito Boa Esperança Rapakivi 641 ± 5 Ma e o Granodiorito Lajedinho 634 ± 10 Ma (U–Pb em zircão; Nascimento, 2005).

Anteriormente, a configuração tectônica do Domínio Canindé era interpretada como um complexo ofiolítico (Silva Filho, 1976) ou como um arco de ilhas (Jardim de Sá *et al.*, 1986; Bezerra, 1992). Dados geocronológicos e geoquímicos mais recentes de Oliveira *et al.* (2010) corrobora a interpretação de Oliveira e Tarney (1990) de que identifica o Domínio Canindé como um sistema de rift intracontinental invertido que se originou em ca. 715 Ma e possivelmente persistiu até 641 Ma.

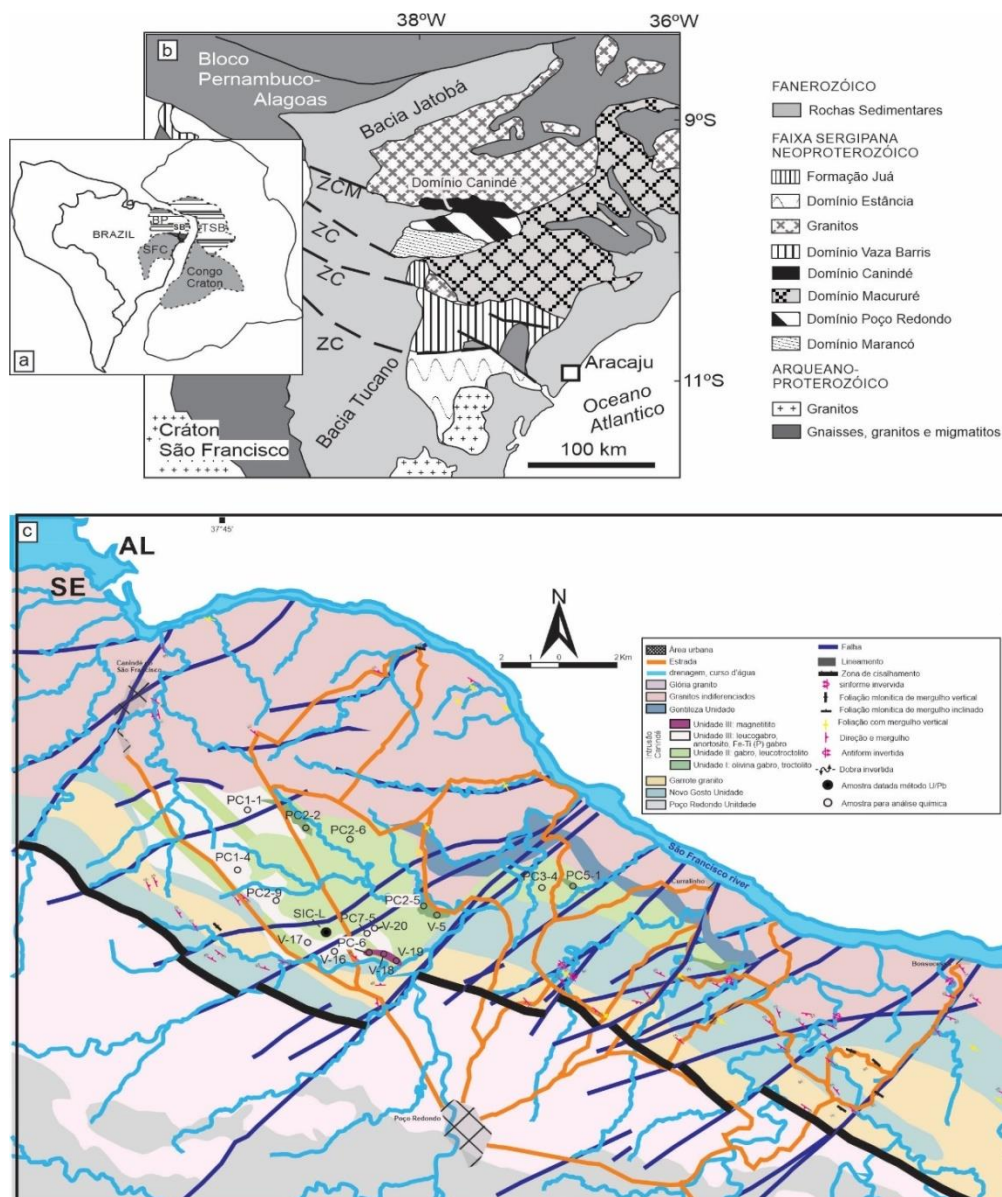


Figura 1: A) Reconstrução paleogeográfica com a conexão entre a Província Borborema, BP (NE Brasil) e o cinturão Trans-Sahariano, TSB (NW África) no Neoproterozoico (modificado de Oliveira *et al.* 2010). SB, Cinturão Sergipano, SFC, Cráton São Francisco; B) Cinturão Sergipano e suas divisões (modificado após D'el-Rey Silva, 1999; Oliveira *et al.* 2010). ZC, Zona de cisalhamento; ZCM, ZC Macururé; C) Mapa geológico da porção central do Domínio Canindé (modificado de Silva Filho *et al.*, 1979; Oliveira *et al.* 2010), com detalhamento da Intrusão Canindé mostrando a distribuição das Unidades I a III, incluindo as rochas magnetitos (este trabalho).

Já Passos *et al.*, (2021) baseado em estudos geoquímicos e isotópicos dos anfibolitos da unidade Novo Gosto, interpreta o Domínio Canindé sendo formado em um cenário tectônico de *arc-back-arc* continental, semelhante aos sistemas de Ryukyu-Okinawa e Kamchatka.

2.1 A INTRUSÃO CANINDÉ

A intrusão de Canindé aflora entre os municípios de Canindé do São Francisco e Poço Redondo, na fronteira noroeste do Estado de Sergipe, Brasil. Corpos gabróicos menores na Bahia e em Alagoas são interpretados como a continuidade da intrusão de Canindé por Santos *et al.*, (1998). A intrusão estudada é de 1 a 5 km de largura, corpo em forma de sill orientado NW-SE de 23 km de comprimento que mergulha 55–75° NE e cobre uma área de 55 km². A intrusão do Canindé é seccionada por falhas NE com mergulhos acentuados, de tendência predominantemente sinistrais (Figura 1c). O contato nordeste não está exposto, mas é interpretado como uma falha de empurrão em direção à rapakivi granitos, granodioritos e a sequência bimodal Gentileza. Nesta parte nordeste da intrusão do Canindé, muitos diques são compostos e se misturam entre uma borda máfica, um núcleo granítico e rochas vulcânicas (Oliveira *et al.*, 2010). A sequência de Canindé é intrudida por peraluminosos neoproterozóicos, granitóides calcalcalinos e shoshoníticos (Brito *et al.*, 2006).

Oliveira e Tarney (1990) e Bezerra (1992) identificaram três tipos principais de rochas nesta suíte gabróica: leucogabro, óxido de Fe-Ti gabro e máfico-ultramáfico, mas não mapearam a distribuição estratigráfica dessas subunidades. O mapa mostrado na Figura 1c também inclui nossas observações de campo e revela diferenças gerais na estratificação e a abundância de litodemas e corpos ricos em Fe-Ti de N-NE a S-SW. Neste trabalho, adotaremos uma subdivisão em três unidades principais que representam a porção inferior, intermediária e superior exposta da intrusão de Canindé, respectivamente. A ausência de camadas e gabronoritos e olivina gabros caracteriza a Unidade I, enquanto a Unidade II, composta predominantemente por gabros, carece de depósitos de óxidos de Fe-Ti. A Unidade III compreende extensos corpos de leucogabros com gabros ricos em óxidos e camadas anortositicas, troctolitos, sulfetos de Ni-Cu disseminados em leucogabro e corpos maciços de óxidos de Fe-Ti.

3. METODOLOGIA

3.1. ANÁLISES DE ZIRCÃO LA-ICP MS

As amostras de rocha foram trituradas, moídas e peneiradas até $< 250 \mu\text{m}$. Os minerais pesados foram separados usando o líquido denso e as técnicas de separação magnética para concentrar o zircão não magnético. A separação final dos grãos foi feita manualmente. Os grãos foram montados em discos de epóxi com fragmentos de padrões, retificadas e polidas, fotomicrografadas em luz transmitida e refletida, e imagens de elétrons retroespalhados foram feitas para estudar sua morfologia interna, usando um Microscópio eletrônico de varredura JEOL 6610LV no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). As montagens de epóxi foram então limpas e revestidas de ouro para análise LA-ICP MS. O padrão de zircão usado foi BR266 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ idade de $559 \pm 0,2 \text{ Ma}$, 903 ppm U). A composição isotópica dos minerais foi determinada usando um instrumento Thermo Finnigan Neptune LA-ICP-MS da UFRGS. O zircão foi analisado usando um feixe de íons primários de $\sim 4\text{nA}$, 10 kV O₂ com diâmetro de $\sim 25 \mu\text{m}$, focado no mineral. Embora a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ seja imprecisa e sensível à correção comum de Pb, apenas quatro das 50 análises não estavam dentro do erro analítico de concordância. Resultados com mais de 0,5% de correção comum de ^{206}Pb não foram usados nos cálculos de idade. Os dados de zircão são analisados usando o *software* SQUID (Ludwig, 2002). Os dados foram plotados em média ponderada e diagramas de Concordia usando o *software* ISOPLOT (Ludwig, 2003). Todas as incertezas analíticas relacionadas à idade no capítulo são citadas no nível de confiança de 95% (2σ).

3.2. ANÁLISES DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

As análises elementares quantitativas foram realizadas usando uma microsonda eletrônica Cameca SXFive e uma Cameca SX50 nos Laboratórios de Microsonda Eletrônica nos Institutos de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e da Universidade de Brasília (UnB), respectivamente. As análises foram realizadas usando uma tensão de aceleração de 15 kV, uma corrente de feixe de 10 nA e um tamanho de feixe de 5 μm . Ambos os padrões naturais e sintéticos foram usados para calibração. Os tempos de contagem foram de 20 a 10s.

4. RESULTADOS

4.1. RELAÇÕES DE CAMPO

Apesar da intensa atividade tectônica regional associada à colisão Neoproterozóica Pernambuco-Alagoas-São Francisco, a intrusão de Canindé é relativamente não deformado, exceto ao longo de zonas de cisalhamento locais (Figura 1). As auréolas de contato metamórficas são identificadas ao longo do contato com as rochas metassedimentares circundantes, que sofreram metamorfismo regional de fácies de xisto verde a anfibolito.

A intrusão Canindé é composta por três unidades. A unidade I é a mais restrita em área e ocorre de forma maciça, sem acamadamento. Esta primeira unidade é considerada como a base da intrusão e compreende lentes de máficas escuras de granulação fina a grossa e cumulos ultramáficos subordinados, compostos principalmente por (melano)troctolito isotrópicos (Figura 2a, b), olivina gabro, (olivina) gabronorito e peridotito subordinado.

A Unidade II está na porção central da intrusão de Canindé e é mais proeminente a leste da sinistra Falha de Jacaré (Figura 1). Esta unidade é dominada por rochas gabróicas e contém lentes de olivina gabro, (leuco)troctolito e gabro contendo apatita. As rochas gabróicas são de granulação mais fina que as rochas troctolíticas e localmente mostram camadas bem definidas (Figura 2c). A estratificação ígnea apresenta uma alternância centimétrica de camadas máficas e intermediárias, com uma proporção crescente de plagioclásio em direção para o topo da estratificação.

A Unidade III é a camada mais superior, sendo mais prevalente no trecho sudoeste, a oeste da Falha de Jacaré. Esta unidade é composta por rochas de granulação fina a média e gabro pegmatítico e contém leucogabro em camadas (com hornblenda), camadas de anortosito, gabro rico em óxido de Fe-Ti (com apatita) e corpos de magnetita. Pequenas cúpulas isoladas de granitos rapakivi e Fe-dioritos intrudiram a Unidade III, e essas rochas podem representar a porção superior félsica da intrusão de Canindé.

Uma zona de contato irregular e fina com gabro maciço de granulação fina é observada no contato entre a Unidade III e as rochas encaixantes metassedimentares. Muitos blocos de rocha anfibolítica e metassedimentar de escala de centímetros a poucos metros são encontrados nesta zona limítrofe próxima ao contato (Figura 2d). Diques máficos de escala de decímetro a metro comumente intrude a Unidade III. Apatita em cumulus ou intercumulus, incluindo apatita gabro ocorre próximo ao contato superior da Unidade III e o óxido de Fe-Ti gabro. Lentes de escala centimétrica de gabro pegmatítico são comuns em leucogabro (Figura

2e). Essas lentes pegmatíticas contêm predominantemente megacristais de plagioclásio e piroxênio (1-3 cm), juntamente com calcopirita, pirrotita e pirita disseminadas. Minerais hidratados como clorita, flogopita, serpentina e epidoto também são encontrados nestas rochas.

A mineralização Fe-Ti ocorre em três modos: (1) diques e camadas de gabro rico em óxido de Fe-Ti de grão fino dispersos rochas anortosíticas e leucogabroicas (Figura 2f); (2) Minerais Fe-Ti-P disseminados em gabro de granulação grossa; e (3) rochas maciças de magnetita. As ocorrências de magnetita estão associadas com solos castanho-avermelhados característicos que são evidentes em terrenos arados, calotas férreas locais com vegetação típica (Figura 2g) e apresentam estratificação bem definida (Figura 2h). Os corpos maciços de Fe-Ti são muito irregulares em tamanho e distribuição, com dimensões que variam de dezenas a centenas de metros, mas ocorrem exclusivamente na zona de contato da intrusão de Canindé com as rochas metassedimentares.

4.2. PETROGRAFIA

Plagioclásio, olivina, clinopiroxênio, Cr-magnetita, ilmenita e apatita são os minerais dominantes na intrusão de Canindé. Ortopiroxênio, anfibólio, biotita/flogopita, K-feldspato, quartzo, Al-espinélio (hercinita, corindon) e Fe-Cu-Ni $\pm$ Co sulfetos (pirita, pirrotita, calcopirita e pentlandita) ocorrem como minerais subordinados. A mineralogia modal estimada das amostras de rochas de Canindé está listada na Tabela 1.

Troctolitos na Unidade I contém cristais médios a grandes (0,3-5 mm) de plagioclásio subédrico a euédrico e grandes (até 1 mm) cumulados de olivina, com 5% de material intercumulus constituído por clinopiroxênio, ortopiroxênio, cromita ou magnetita e ilmenita ricas em Cr, que às vezes ocorrem como principais fases cumuladas.

A proporção modal de cristais de espinélio varia entre o material cumulus e intercumulus, mas cromita e magnetita rica em Cr sempre ocorrem inclusos ou na borda dos cristais de olivina, a ilmenita é uma fase subordinada, mas presente em todas as amostras analisadas.

As rochas de olivina gabro e gabronoritos na Unidade I contêm cristais de olivina arredondados e plagioclásio tabular com cristais maiores de clinopiroxênio geminado (1-8 mm). Cromita, ilmenita euédrica ou magnetita rica em Cr ocorrem inclusos nos cristais de olivina. Grandes cristais de clinopiroxênio alongados ocupam localmente o espaço intersticial entre plagioclásio ou cristais de olivina em gabronorito.

As rochas leucotroctolíticas da Unidade II são compostas principalmente de plagioclásio e olivina, com óxidos de Fe-Ti, clinopiroxênio e hornblenda intersticiais. Cristais de olivina são menores do que na Unidade I e mostram texturas corona com anfibólio ou augita nas bordas dos cristais de olivina, enquanto o plagioclásio comumente ocorre como polígonos bem desenvolvidos marcados por junções triplas de $\sim 120^\circ$. As rochas gabróicas da Unidade II consistem em cumulos de plagioclásio e clinopiroxênio (Tabela 1). As proporções modais de olivina são baixas, e a olivina foi amplamente alterada para iddingsite-serpentina nessas amostras e representa uma fase intercumulus nestas rochas gabróicas. O teor de hornblenda modal é altamente variável, mas geralmente inferior a 5%. Magnetita e ilmenita também exibem grandes variações modais de amostra para amostra, mas às vezes as proporções modais são superiores a 5%. A cromita está ausente nessas rochas gabróicas.



Figura 2: Fotos de campo da Intrusão Canindé, Sergipe, Brasil. (a) olivina gabronorito afloramento com amostra em detalhe (janela); (b) troctolito and olivina gabbro; a and b na Unidade I; (c) estrutura estratiforme do gabro e leucogabbro, próximo ao contato entre Unidades II e III; outras são da Unidade III: (d) camada de em leucogabbro; (e) detalhe de porção pegmatítica, mostrando a forma irregular, piroxênios e plagioclásios, em matriz de leucogabbro; (f) Blocos irregulares de metassedimentos inclusos em gabro rico em óxidos de Fe-Ti na zona de contato.

Rochas leucogabróicas e anortosíticas são comuns na Unidade III, onde ocorrem como lentes, juntamente com lentes menores de gabros pegmatíticos. Tabular plagioclásio euédrico é o mineral dominante com proporções modais de 65-75% em peso em leucogabro e ~ 90% em peso em rochas anortosíticas, e tem um tamanho de grão variando de 0,5 a 10 mm. O leucogabro e o gabro pegmatítico contêm cumulus plagioclásio, clinopiroxênio e pequenas quantidades de intercumulus hornblenda, óxidos de Fe-Ti, biotita/flogopita, clorita e apatita. Existem quantidades variáveis de calcopirita e pirita com menor pirrotita e pentlandita nas zonas de alteração no contato entre os leucogabros de Canindé e as rochas encaixantes, especialmente próximo às intrusões graníticas tardias.

O gabro rico em óxidos de Fe-Ti na Unidade III consiste em cumulos de plagioclásio e clinopiroxênio. Hornblenda e apatita ocorrem como material intercumulus em proporções altamente variáveis. Olivina/iddingisita menor, biotita ou flogopita, clorita, carbonatos, zircão e espinélio também estão presentes no gabro rico em Fe-Ti. Fe-dioritos são relativamente comuns na parte superior da intrusão perto de zonas de falha. Essas rochas contêm plagioclásio, hornblenda, augita, biotita e óxidos de Fe-Ti, com quartzo, zircão e titanita como minerais acessórios. O gabro rico em apatita não foi descrito anteriormente na intrusão de Canindé, mas é comum na série em camadas. A composição é muito semelhante à composição do óxido de Fe-Ti gabro (Tabela 1), e os cumulos de apatita cristalizam como pequenas agulhas na borda das fases silicáticas ou inclusos no plagioclásio.

Os corpos maciços de Fe-Ti na intrusão de Canindé contêm conteúdo altamente variável de espinélio hercínico (5-20%). Magnetita predomina sobre a ilmenita (>70%), por isso foram classificados como Magnetitito. Os corpos maciços de Fe-Ti são caracterizados por uma textura granular maciça que consiste em cristais poligonais de grão fino a médio de (titano)magnetita, espinélio e ilmenita, com tamanhos típicos variando entre 0,1 e 1 mm. Esses óxidos mostram texturas granoblásticas consistentes com recristalização em estado sólido (por exemplo, Reynolds, 1985; Pang *et al.*, 2010), e junções triplas ~ 120° são comuns. A titanomagnetita é geralmente um pouco mais comum que a ilmenita. A magnetita granular é geralmente livre de intercrescimentos, mas a ilmenita contém lamelas de magnetita/hematita ao longo dos planos e inclusões de apatita são comuns.

Os grãos de ilmenita são livres de exsolução e ocorrem como cristais poligonais, bolhas ou lamelas na magnetita. O espinélio hercínico está presente como cristais irregulares ou distribuídos ao longo das bordas de grãos de magnetita e ilmenita, e às vezes como intercrescimentos do tipo simplectito (ver Pinto *et al.*, 2020).

Tabela 1: Posição estratigráfica e mineralogia modal estimada das amostras analisadas (n) na intrusão Canindé. Pl, plagioclásio, Ol, Olivina, Cpx, clinopiroxênio, Opx, orthopiroxênio, Hbl, hornblenda, Phl/bt, flogopita/biotita, Ap, apatita, tr, traço. Fe-Ti óxido/espínélio* incluindo magnetita, ilmenita, hercinita e cromita.

Unidade	Rocha	n	Pl	Ol	Cpx	Opx	Fe-Ti Óxido- Espínélio*	Hbl	Phl/ bt	Ap
III	Fe-diorito	4	40-50	tr	8-10	0	5-10	15-30	3-8	>2
III	Magnetitito	5	tr	0	0	0	100	0	0	0
III	Oxi- Gabro	5	40-50	tr	15-25	0	10-30	4-8	2-4	1-2
III	Apatita gabro	4	30-45	0	10-20	0	4-6	10-25	5-10	3-8
III	(Gablo) anortositico	3	75-85	tr	10-12	0	3-5	2-4	1-2	1-2
III	Leucogabro	4	65-75	tr	15-20	0	3-5	3-8	2-4	1-2
II	Leucotroctolito	4	75-80	10-20	3-8	0	2-3	1-2	0-1	0
II	Gabro	4	45-55	1-3	25-35	tr	3-5	1-4	tr	tr
I	Olivina Gabro	4	45-60	08-12	28-32	1-3	1-5	1-2	0-1	0
I	Olivina gabbronorito	4	52-70	10-15	15-25	4-8	2-5	1-2	1-2	0
I	(Melano)troctolito	4	40-60	35-50	2-3	1-3	1-5	1-2	0-1	0

4.3. GEOCRONOLOGIA (LA-ICP-MS)

Numerosos grãos de zircão foram extraídos de uma amostra de gabro da Unidade II da intrusão de Canindé. Os cristais de zircão analisados são euédricos a subédricos, apresentaram textura homogênea com zoneamento fraco. Alguns mostraram formas prismáticas (100–300 μm de comprimento) com terminações bipiramidais e raras inclusões de quartzo (Figura 4a). As imagens do CL revelaram zoneamento oscilatório (Figura 4b).

Separamos mais de 50 cristais de zircão da amostra de gabro e, posteriormente, os dividimos em grupos com 3 a 8 grãos para otimizar a visualização. Fraturas e inclusões foram evitadas durante a análise LA-ICP-MS. Os resultados e as imagens indicam que os zircões não contêm núcleos herdados. Os dados U–Pb são apresentados na Tabela 2 e alguns dos cristais analisados são mostrados na Figura 4a, b. A idade média ponderada de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ das análises foi de $703,5 \pm 1,6$ Ma ($n = 22$, MSWD = 1,14) (Figura 4c). As razões Th/U resultaram entre valores entre 0,24 e 1,49, com média de 0,6, indicando que os cristais de zircão analisados são magmáticos.

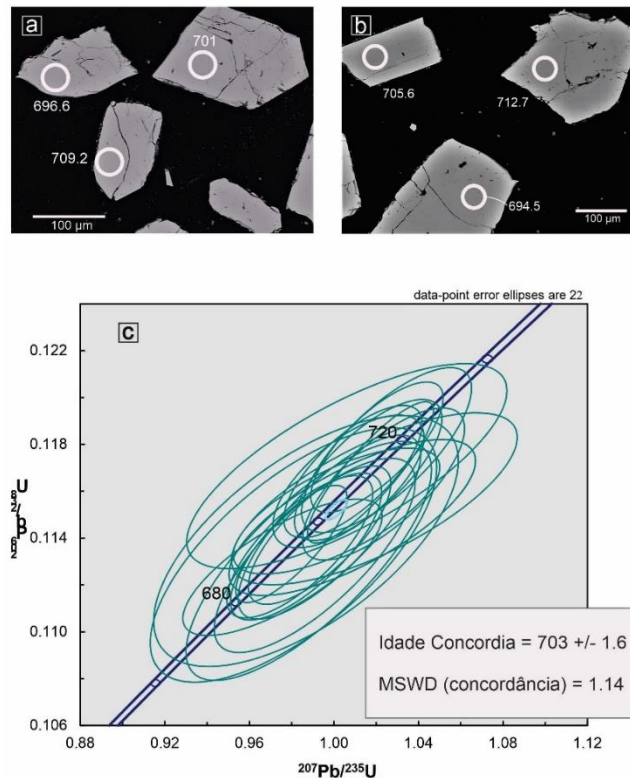


Figura 3: Representativa (a) BSE and (b) CL imagens de zircões do gabro Canindé. Círculos marcados são as análises LA-ICP-MS com sua respectiva idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma). (c) Diagrama concordia U–Pb e idade dos zircões selecionados do gabro Canindé. Isócrona plotada *cf.* Ludwig (2003).

4.4. QUÍMICA MINERAL

As composições químicas representativas da olivina, plagioclásio, piroxênio e espinélio nas rochas de Canindé estão listadas na tabela 2, e a evolução da composição do cumulado principal é visualizada em figura representativa na seção seguinte (Figura 4).

A olivina das rochas de Canindé tem teores de Fo variando de 80 mol% (Unidade I) a ~ 70 mol% em leucotroctolitos da Unidade II. A variação do teor de olivina Fo em cada amostra é limitada a 0,5-1,5% em mol. A olivina na Unidade I contém > 1000 ppm de Ni, enquanto a olivina na Unidade II contém < 700 ppm de Ni. Olivina é ausente na Unidade III.

Cristais de ortopiroxênio tabulares em olivina gabro e olivina gabronorita mostram uma pequena faixa de composição ($\text{En}_{0,73-0,79}$). O clinopiroxênio na Unidade I é diopsídio e augita ($\text{En}_{44-49} \text{Fs}_{6-11} \text{W}_{40-48}$), com 0,65–1% em peso de TiO_2 , 3,4–4,8% em peso de Al_2O_3 e > 0,7% em peso de Cr_2O_3 . A augita na Unidade II e III contém mais ferrossilita e enstatita ($\text{En}_{49-53} \text{Fs}_{14-22} \text{W}_{26-29}$), 0,12–1,54% em peso de TiO_2 , 2,2–3,2% em peso de Al_2O_3 e 0,00–0,02% em peso de Cr_2O_3 . O Mg# [definido como molar $100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$] em

clinopiroxênios augíticos na Unidade I varia de 82 a 89, enquanto seu Mg# é inferior a 80 (72-79) nas Unidades II e III.

A plagioclásio da intrusão de Canindé tem um teor de An em torno de 70% em mol em olivina gabros da Unidade I, em torno de 50% em mol em gabros ricos em óxidos de Fe-Ti e ~ 35% em mol em gabros com apatita da Unidade III. Nenhum zoneamento significativo é observado nos grãos individuais, pois a variação no teor de An foi limitada a 1-3% em mol. Apatita da intrusão de Canindé é uma fluorapatita e contém 2,85 a ~ 4% em peso de F e 0,2 a 0,5% em peso de Cl.

Espinélios em cumulus e intercumulus foram observados em todas as Unidades da intrusão de Canindé. As composições de óxidos são classificadas de acordo com o diagrama triangular Cr^{3+} - Fe^{3+} - Al^{3+} (não mostrado aqui, ver Pinto *et al.*, 2020). Na Unidade I, o espinélio apresenta teores elevados e variáveis de Cr_2O_3 , variando de 7,00 a 44,30% em peso. Três tipos de espinélio são encontrados na Unidade I: (1) Cromita a cromita rica em Al (Al-cromita), com 39,00 a 44,30% em peso de Cr_2O_3 , ~12% em peso de Al_2O_3 , ~1% em peso de TiO_2 e teor variável de MgO em torno de 10% em peso na cromita e cerca de 0,56% na Al-cromita; (2) A picotita é mais abundante e esses grãos têm Cr_2O_3 variável (24–29%), Al_2O_3 (17–26%), MgO (0,35–2,7%) e TiO_2 (0,2 -3,5%) todos em percentagem em peso; (3) Magnetita rica em Cr com 7 a 10% em peso de Cr_2O_3 , menor Al_2O_3 e MgO, mas maiores teores de FeO t (>85% em peso) do que outro espinélios na Unidade I.

A Unidade II contém cromita ferrífera (~15% em peso de Cr_2O_3) e magnetita rica em Cr (5 a ~12% em peso de Cr_2O_3). A magnetita na Unidade III tem Cr_2O_3 extremamente baixo (0,2 a 0,1% em peso). A magnetita pobre em Cr na Unidade III também contém baixo TiO_2 e Al_2O_3 em relação à magnetita nas Unidades I e II. Nas rochas magnetíticas da Unidade III, a hercinita é encontrada nas bordas de magnetita e ilmenita ou como inclusões granulares dentro desses minerais ou como intercrescimento vermicular (tipo simplectitos) com ilmenita ou magnetita. Hercinita contém 61,8 a 63,8% em peso de Al_2O_3 , 17,8 a 19,8% em peso de FeO t e 16,12 a 16,42% em peso de MgO, com um baixo teor de Cr_2O_3 (0,1 a 0,3% em peso).

A ilmenita nas rochas silicáticas e magnetititos geralmente tem composições semelhantes, com teores de TiO_2 > 51% em peso e 0,4–0,5% em peso de V_2O_3 . No entanto, a ilmenita em rochas magnetíticas é caracterizada por teores maiores de MgO: 0,03–1,7% em peso em rochas gabróicas e 2,9–3,5% em peso em magnetititos.

Tabela 2a: Análises representativas em microsonda eletrônica de olivina e plagioclásio da Intrusão Canindé.

Sample	PC1-1	PC1-3	PC4-1	PC6-2	Mineral	PC1	PC5	V16	PC7_1a	PC7_2b
Olivina					Plagioclásio					
Local	Unidade I			Unidade II		Unidade I		Unidade II	Unidade III	
FeO	18.87	18.70	18.61	25.18	SiO ₂	50.15	49.40	52.65	53.34	59,97
MnO	0.26	0.23	0.31	0.29	Al ₂ O ₃	31.19	31.36	29.42	28.97	25,19
MgO	41.16	41.27	41.04	38.14	FeO	0.19	0.44	0.25	0.31	0,21
NiO	0.19	0.14	0.15	0.09	CaO	14.34	14.67	12.18	11.36	6,97
CaO	0.00	0.02	0.02	0.00	Na ₂ O	3.30	3.05	4.54	4.78	7,30
Total	99.99	99.95	99.63	101.42	K ₂ O	0.07	0.12	0.04	0.07	0,07
					Total	99.23	99.03	99.08	98.83	99,7
Si	1.01	1.01	1.01	0.97						
Fe(ii)	0.40	0.40	0.40	0.54	Si	2.30	2.27	2.40	2.44	2,69
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	Al	1.69	1.70	1.58	1.56	1,33
Mg	1.57	1.57	1.56	1.45	Fe	0.01	0.02	0.01	0.01	0,01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.70	0.72	0.60	0.56	0,33
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.29	0.27	0.40	0.42	0,63
TOTAL	2.99	2.99	2.98	2.97	K	0.00	0.01	0.00	0.00	0,00
					total	5.00	5.00	5.00	5.00	5,00
Ni(ppm)	1471	1166	1190	695						
Fo	79.00	80.00	80.00	72	An	70.33	72.17	59.56	56.51	34,39
Fa	21.00	20.00	20.00	28	Ab	29.29	27.13	40.18	43.07	65,18
					Or	0.38	0.71	0.26	0.42	0,43

^a Fo = forsterita; Fa = fayalita. An = anortita; Ab = albita; Or = ortoclásio

Tabela 2b: Análises representativas em microsonda eletrônica de piroxênio da Intrusão Canindé.

Sample	PC1a	PC1d	PC1b	PC1e	PC1h	PC1j	PC5a	PC5c	PC5f	V16-1	V16-9	PC2b	PC2c	PC7-7
Location	Unidade I					Unidade II					Unidade III			
Mineral ^a	Cpx					Opx					Cpx			
SiO ₂	51.31	51.23	51.86	50.68	54.80	53.99	49.90	51.64	54.11	54.72	54.47	53.45	51.98	54.47
TiO ₂	1.00	0.77	0.65	0.75	0.38	0.48	0.85	0.48	0.19	0.12	0.17	0.35	1.54	0.72
Al ₂ O ₃	4.06	3.92	3.41	4.19	2.26	2.07	4.68	3.07	2.43	2.23	2.41	2.96	3.24	3.42
Cr ₂ O ₃	0.67	0.85	0.67	0.75	0.26	0.27	0.73	0.52	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
FeO	4.47	4.87	5.77	6.44	12.12	14.66	5.65	8.85	12.86	12.91	11.97	11.60	13.55	11.76
MnO	0.09	0.15	0.18	0.16	0.28	0.37	0.14	0.23	0.31	0.06	0.26	0.28	0.27	0.24
MgO	15.63	14.66	15.85	16.12	28.88	26.68	15.71	20.59	29.64	16.47	17.16	16.76	16.00	15.33
CaO	22.22	21.96	20.42	18.57	1.00	0.59	20.05	13.14	0.61	13.51	11.97	12.76	12.13	12.44
Na ₂ O	0.51	0.46	0.41	0.39	0.03	0.00	0.45	0.28	0.00	0.43	0.48	0.39	0.48	0.45
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.05	0.10	0.06
Total	99.96	98.88	99.22	98.07	100.01	99.15	98.16	98.81	100.21	100.46	98.92	98.60	99.30	98.91
Cation														
Si	1.878	1.905	1.895	1.878	1.949	1.964	1.861	1.896	1.601	1.816	2.034	2.005	1.785	1.858
Ti	0.027	0.022	0.021	0.027	0.010	0.013	0.024	0.013	0.660	0.411	0.005	0.010	0.403	0.393
Al					0.09	0.09			0.08					
Al ^{IV}	0.13	0.14	0.116	0.156			0.181	0.128		0.027	0.080	0.067	0.087	0.020
Al ^{VI}	0.05	0.03	0.029	0.022			0.018	0.002		0.068	0.057	0.059	0.050	0.125
Cr	0.019	0.025	0.020	0.022	0.007	0.008	0.022	0.015	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.036	0.053	0.000	0.120	0.121	0.120	0.120	0.120
Fe ²⁺	0.106	0.151	0.178	0.201	0.360	0.446	0.140	0.219	0.318	0.238	0.253	0.244	0.269	0.215
Mn	0.003	0.005	0.006	0.005	0.008	0.011	0.004	0.007	0.008	0.002	0.008	0.009	0.008	0.007
Mg	0.853	0.813	0.874	0.898	1.531	1.446	0.873	1.127	1.307	0.815	0.955	0.937	0.799	0.780
Ca	0.871	0.875	0.809	0.744	0.038	0.023	0.801	0.517	0.019	0.481	0.479	0.513	0.446	0.455
Na	0.036	0.033	0.030	0.028	0.002	0.000	0.033	0.020	0.000	0.028	0.035	0.028	0.032	0.030
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.004	0.002
Mg ^{#b}	89	84	83	82	81	76	86	84	80	77	79	79	75	78
End member														
En	0.466	0.442	0.468	0.486	0.790	0.751	0.471	0.586	0.791	0.492	0.526	0.514	0.486	0.494
Fs	0.058	0.082	0.099	0.112	0.190	0.237	0.097	0.145	0.197	0.217	0.210	0.204	0.242	0.217
Wo	0.476	0.476	0.433	0.402	0.020	0.012	0.432	0.269	0.012	0.290	0.264	0.281	0.272	0.288
Pyx. Nome ^c	Diop	Diop	Aug	Aug	Ens	Ens	Aug	Aug	Ens	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug

^a Cpx = clinopiroxênio, Opx = ortopiroxênio.

^b Mg[#] = 100 x Mg/(Mg+Fe²⁺+Fe³⁺)

^c Diop = diopsídio; Aug = augita; Ens = enstatita.

Tabela 2c: Análises representativas em microsonda eletrônica de espinélios da Unidade I da Intrusão Canindé.

Sample	PC1a	PC1b	PC5-1	PC5-1	PC1c	PC5-3a	PC5-3c	PC5b	PC5c	PC1d	PC1a	PC5-3c
TiO ₂	0,52	0,88	0,98	0,99	1,21	0,37	0,74	0,51	1,06	0,98	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	6,58	6,26	11,89	12,86	12,72	22,69	21,96	22,27	2,53	1,61	0,47	0,03
V ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,70	0,54	0,63	0,62
Cr ₂ O ₃	47,96	46,95	42,22	36,94	37,35	28,63	26,33	29,53	12,25	10,72	2,46	0,63
FeO	33,14	33,44	32,6	33,72	32,84	34,23	35,26	34,09	40,22	41,02	44,97	45,14
Fe ₂ O ₃	12,21	12,66	9,09	13,63	12,38	11,54	14,46	10,83	42,48	43,81	51,44	52,01
MgO	0,47	0,42	0,56	0,52	0,78	0,67	0,65	0,79	0,44	0,32	0,60	0,69
MnO	0,47	0,49	0,71	0,64	0,87	0,51	0,31	0,42	0,22	0,30	0,09	0,14
Total	101,35	101,10	98,33	99,30	98,10	98,71	99,72	98,44	100,16	99,30	100,66	99,26
Ti	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00
Al	0,28	0,26	0,50	0,53	0,54	0,90	0,87	0,89	0,10	0,07	0,02	0,00

V	n.a.	n.a.	n.a.	N.A.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,01	0,02	0,02
Cr	1,35	1,32	1,19	1,02	1,05	0,76	0,70	0,79	0,34	0,30	0,07	0,02
Fe+3	0,33	0,34	0,24	0,36	0,32	0,29	0,37	0,28	1,11	1,16	1,30	1,33
Fe+2	1,00	1,01	0,98	1,01	1,01	0,98	1,01	0,98	1,37	1,42	1,57	1,61
Mg	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00

nome	Chr	Chr	Al-chr	Al-chr	Al-chr	Pic	Pic	Pic	Chr-mgt	Chr-mgt	Mgt	Mgt
------	-----	-----	--------	--------	--------	-----	-----	-----	---------	---------	-----	-----

Chr = cromita; Al-Chr = Al- cromita; Pic = picotita; Chr-mgt = magnetite rica em cromo; Mgt = magnetita; n.a. = não detectado.

Tabela 2d: Análises representativas em microsonda eletrônica de espinélios da Unidade II e III da Intrusão Canindé.

Sample	PC1-cumulus	PC5-cumulus	PC4-inter cumulus	PC5-cumulus	PC5-cumulus	PC5-9 cumulus	PC6-2 cumulus	PC6-cumulus	PC6-cumulus
Location	Unidade II		Unidade III						
TiO2	0,61	1,03	0,17	0,18	0,88	0,95	0,45	0,58	0,00
Al2O3	0,96	2,19	0,15	0,16	0,46	0,36	0,23	0,13	63,60
V2O3	n.a.	n.a.	0,72	0,69	0,55	0,53	0,48	0,48	0,00
Cr2O3	5,25	11,95	0,53	0,39	0,24	0,22	0,14	0,11	0,34
FeO	43,12	40,33	29,84	30,02	29,67	29,79	30,13	29,97	16,47
Fe2O3	47,89	42,81	66,69	67,10	66,32	66,57	67,35	66,99	1,74
MgO	0,41	0,16	0,04	0,00	0,20	0,22	0,13	0,11	16,26
MnO	0,08	0,22	0,01	0,08	0,04	0,04	0,02	0,00	0,18
Total	97,93	99,14	98,15	98,61	98,36	98,68	98,93	98,38	98,59
Ti	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
Al	0,04	0,09	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	1,96
V	n.a.	0	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
Cr	0,14	0,33	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe+3	1,25	1,13	1,97	1,97	1,95	1,95	1,98	1,99	0,04
Fe+2	1,52	1,39	0,98	0,98	0,97	0,97	0,99	0,99	0,36
Mg	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,63
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99
Spl nome	Mgt	Chr-mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Mgt	Hc

Mgt = magnetita; Chr-mgt = magnetite rica em cromo; Hc = hercinita; n.a. = não detectado.

Tabela 2e: Análises representativas em microsonda eletrônica de ilmenita da Intrusão Canindé.

Sample	PC1-cumulus	PC1-cumulus	PC5-inter cumulus	PC4-cumulus	PC4-inter cumulus	PC5-cumulus	PC5-cumulus	PC5-9 cumulus	PC6-2 cumulus	PC6-cumulus
Location	Unidade I			Unidade II	Unidade III					
SiO2	0,00	0,01	0,02	0,05	0,01	0,00	0,04	0,02	0,03	0,02
TiO2	52,38	52,38	51,31	51,17	51,49	51,53	52,92	51,45	52,06	51,71
Al2O3	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00
V2O3	0,51	0,53	0,48	0,46	0,52	0,55	0,45	0,45	0,43	0,41
FeO	45,31	45,41	43,21	44,88	45,32	45,25	41,79	39,57	41,04	40,62
Fe2O3	0,73	0,88	3,87	3,29	2,20	1,96	0,23	2,65	2,48	3,32
MgO	0,85	0,35	1,69	0,03	0,03	0,09	2,89	3,45	2,88	2,91
MnO	1,08	1,73	0,71	1,82	1,75	1,77	1,35	1,26	1,32	1,35
Total	100,86	101,30	101,29	101,72	101,34	101,15	99,68	98,88	100,28	100,35
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,31	1,31	0,95	0,96	0,97	0,97	0,99	0,96	0,96	0,96
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+3	0,02	0,02	0,07	0,06	0,04	0,04	0,00	0,05	0,05	0,06
Fe+2	0,64	0,64	0,89	0,93	0,94	0,94	0,87	0,82	0,85	0,84
Mg	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,11	0,15	0,11	0,11
Mn	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03
Total	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

5. DISCUSSÃO

5.1. IDADE E DURAÇÃO DO MAGMATISMO CANINDÉ

A intrusão de Canindé foi datada em 690 ± 14 Ma usando U-Pb SHRIMP em zircões de um gabro pegmatítico na Unidade III (Nascimento, 2005). Esta era criogeniana é consistente com nossos novos resultados de zircão U-Pb LA-ICP-MS na amostra de gabro da

Unidade II que produz uma idade de $703,5 \pm 1,6$ Ma (MSWD 1,14). Por outro lado, Brito *et al.*, (2006) dataram uma amostra de lherzolito plagioclásio da intrusão de Canindé com Sm–Nd e encontraram duas idades distintas: 867 ± 96 Ma e 672 ± 66 Ma. Esses autores também encontraram uma idade de $702,3 \pm 5,5$ Ma por Ar–Ar em flogopita, e assim interpretou a idade mais antiga como a idade de cristalização e mais jovem como a idade de resfriamento. Considerando os dados U–Pb de Nascimento (2005), Oliveira *et al.*, (2010), e neste trabalho, parece provável que o sistema Sm–Nd tenha sido perturbado por fluidos hidrotermais, como observado por Brito *et al.*, 2006.

A similaridade dos dados de idade U–Pb disponíveis indica, portanto, que o magmatismo de intrusão de Canindé teve uma duração relativamente curta, no máximo ~ 10 Ma. O gabro, troctolito e gabro pegmatítico cristalizam-se assim peri-simultaneamente, embora ainda possam ser produzidos por pulsos diferentes. As três datações de zircão mais antigas medido neste estudo em ~ 720 Ma pode representar os primeiros pulsos magmáticos, mas também pode ser herdado das rochas hospedeiras anfibolíticas da Formação Novo Gosto (740 Ma, Passos *et al.*, 2021).

As intrusões máficas-ultramáficas neoproterozóicas são raras no mundo, como, por exemplo, Franklin no norte do Canadá; NW da Groenlândia e Mutare no Zimbábue (Ernst e Buchan, 2001) que são cerca de 20 milhões de anos mais antigas que o evento Canindé. Assim, embora o evento Canindé pareça ter sido um evento relativamente local, não pode ser excluído que estava associado ao rompimento final de Rodinia (Li *et al.*, 2008).

5.2. SEQUÊNCIA DE FORMAÇÃO DE CUMULUS E EVOLUÇÃO COMPOSICIONAL

As rochas máficas na intrusão de Canindé seguem uma tendência evolutiva consistente, começando com um conjunto mineral de olivina + plagioclásio + ortopiroxênio $\pm$ hornblenda $\pm$ flogopita $\pm$ cromita/Cr-espinelio em (melano)troctolitos. O aparecimento do clinopiroxênio marca a transição para rochas gabronoríticas dominadas por piroxênios. O ortopiroxênio subsequentemente desaparece no olivina gabro e, finalmente, a olivina desaparece nas rochas gabróicas. Os orto e clinopiroxênios da intrusão de Canindé seguem a tendência de diferenciação de Skaergaard, que é típica para intrusões ígneas de baixa pressão (ver Pinto *et al.*, 2020). O cumulus cromita e os óxidos ricos em Cr na Unidade I da intrusão Canindé são comumente associados a olivina, clinopiroxênio e plagioclásio, indicando que esses óxidos são claramente uma fase inicial de cristalização que pode ter cristalizado antes ou simultaneamente com esses minerais. Cr-espinelio + clinopiroxênio e olivina são

provavelmente os hospedeiros dominantes de Cr e Ni, respectivamente, embora o fracionamento do clinopiroxênio também pode ter influenciado os teores de cromo (Hou *et al.*, 2012). O teor de Cr dos óxidos em Canindé diminui para o topo, consistente com a cristalização fracionada de Cr-espinélio, clinopiroxênio e olivina. A diminuição geral do teor de cromo em direção ao topo da intrusão pode, assim, ser atribuída à alta compatibilidade de Cr em cromita e clinopiroxênio (Dong *et al.*, 2013). O espinélio da Unidade II mostra um aumento repentino no teor de Fe^{3+} em comparação com o Cr espinélio da Unidade I, refletindo a primeira estabilização de magnetita na fusão em evolução, progressivamente empobrecida de Cr. O teor de TiO_2 aumenta gradualmente para o topo, indicando que o TiO_2 era incompatível no início da cristalização. P_2O_5 , Y e Zr também aumentam com a diminuição do teor de MgO (Pinto *et al.*, 2020), indicando que (titano)magnetita, apatita e zircão não foram saturados durante os estágios iniciais.

Plagioclásio (~70% An) é de fato a fase cumulada dominante, em volume, nas rochas da Unidade I (>40%). Essas altas concentrações podem resultar da baixa fluatibilidade de plagioclásio com ~70% An (por exemplo, Higgins, 2005; Namur *et al.*, 2010). Plagioclásio com composições intermediárias (An_{57-60}) está presente nas rochas mais evoluídas das Unidades II e III em Canindé e provavelmente era razoavelmente fluatante (por exemplo, Charlier *et al.*, 2015). Assim, a cristalização do plagioclásio tornar-se-ia mais difícil de separar e eventualmente se acumula na porção superior, culminando na formação de corpos e camadas de anortositos na porção superior da intrusão de Canindé. Mecanismos envolvendo fluatuação e remoção de cristais de plagioclásio contribuem para o desenvolvimento da mineralização Fe-Ti $\pm$ P em complexos acamadados (por exemplo, Charlier *et al.*, 2015). Isso também é observado no Complexo de Bushveld, onde este processo enriqueceu Fe, Ti e V nos magmas residuais que posteriormente formaram uma camada mais densa e estagnada contendo abundantes minérios de óxido nas zonas superiores (Tegner *et al.*, 2006). Um processo semelhante provavelmente resultou no derretimento altamente evoluído que gerou as rochas gabróicas ricas em óxido de Fe-Ti na parte superior da sequência de intrusão de Canindé. As concentrações de minerais óxidos de Fe-Ti são interpretados como produtos de cristalização de um líquido residual altamente evoluído.

5.3. METALOGÊNESE DO ÓXIDO DE FE-TI SE ACUMULA NA INTRUSÃO DE CANINDÉ

A metalogênese de óxidos de Fe-Ti acumulados em depósitos de minério é altamente complexa e pode envolver muitos processos diferentes, incluindo cristalização fracionada com classificação de cristal e flutuabilidade de plagioclásio, mistura de magma, imiscibilidade, compactação de filtro-prensa, remobilização em estado sólido e remobilização hidrotérmica (Duchesne *et al.*, 1999; Cawthorn *et al.*, 2005; Maier, 2005; Maier *et al.*, 2013, 2014; Charlier *et al.*, 2015). O principal debate ainda se concentra em saber se os óxidos de Fe-Ti são precipitados diretamente de magmas por processos relacionados a cristalização fracionada (por exemplo, Toplis e Carroll, 1996), ou se a imiscibilidade líquida de óxido de Fe-Ti está envolvida (por exemplo, Zhou *et al.*, 2005). Os processos petro e metalogenéticos que podem ter contribuído para a mineralização de Canindé são discutidos nos parágrafos abaixo e resumido na Figura 4.

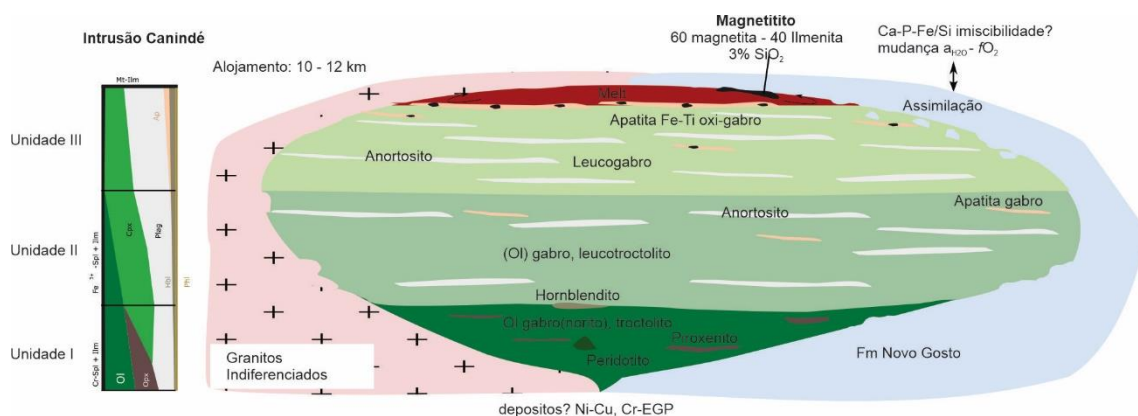


Figura 4: Resumo da evolução petro- e metalogenética da intrusão de Canindé e dos corpos de minério de óxidos de Fe-Ti associados.

Com remoção contínua de plagioclásio, olivina e piroxênio, o magma residual da intrusão de Canindé tornou-se extremamente rico em Fe e Ti, e pobre em Mg, Ca e Si antes do cumulus minerais de óxido cristalizados, gerando magma toleítico de alto Fe. A diminuição de Si e aumento de Fe e Ti favorecem a cristalização de magnetita e ilmenita (Liu *et al.*, 2015). O fracionamento na intrusão de Canindé provavelmente leva à cristalização cotética da magnetita com silicatos formando gabros contendo magnetita na Intrusão de Canindé.

O espinélio da Unidade II mostra um aumento repentino no conteúdo de Fe^{3+} em comparação com o espinélio Cr da Unidade I, refletindo a primeira estabilização (local) da magnetita na evolução, progressivamente depletado de Cr. A primeira estabilização da

magnetita é um importante indicador da evolução do fundido, pois a magnetita aumenta a compatibilidade do Fe^{3+} (juntamente com Fe^{2+}) no conjunto formador de cumulus, consequentemente diminuindo FeO tot , $\text{Fe}^{3+} / \text{FeO tot}$, e $f\text{O}_2$ aparente no líquido restante (Kelley e Cottrell, 2012; Bronce *et al.*, 2014). A primeira estabilização da magnetita é amplamente controlada pelo $f\text{O}_2$ (por exemplo, Toplis e Carroll, 1995), que por sua vez é influenciado pela atividade de H_2O (Feig *et al.*, 2010). Em Canindé, a magnetita se estabilizou relativamente tarde na sequência na maior parte da intrusão, permitindo o enriquecimento de Fe, que é característico de uma evolução toleítica hidratada e, finalmente, levar à formação de corpos de magnetita.

O fósforo também desempenha um papel importante na formação de depósitos magmáticos de óxido de Fe-Ti, pois aumenta a solubilidade do Fe no magma (por exemplo, Zhou *et al.*, 2005; Thompson *et al.*, 2007). O enriquecimento relativo de apatita na parte superior da intrusão de Canindé resulta da cristalização fracionada de olivina, piroxênios e espinélios na parte inferior. Apatita gabros não são incomuns nas zonas superiores de intrusões em camadas, por exemplo, em Skaergaard (McBirney, 1996), no Complexo Bushveld (Cawthorn e Walsh, 1988), e no Complexo Panzhihua (Hou *et al.*, 2012). Em Canindé, porém, a apatita está presente no silicato estéril rochas na parte superior da intrusão de Canindé, mas ausentes nos magnetitos (Tabela 1). Se a apatita e os óxidos cristalizassem simultaneamente, a apatita teria sido incluída nos magnetitos (cf. Pang *et al.*, 2007). Isso sugere que os minerais fosforosos precipitaram antes da formação da magnetita pobre em Cr na intrusão de Canindé.

5.4. O POTENCIAL PARA ACUMULAÇÕES DE ÓXIDO RICO EM CR E RECURSOS DE NI E EGP

As características petrológicas da intrusão de Canindé apresentam similaridades com a intrusão rica em Ni-Cu e platinóides (EGP) no orógeno Riacho do Pontal no Nordeste do Brasil (Salgado *et al.*, 2016). Apesar dos resultados promissores relacionados à presença de sulfetos de Ni-Cu (Santos *et al.*, 1998), nem nosso estudo nem Marques de Sá *et al.* (2018) e Damasceno *et al.* (2020) encontraram concentrações possivelmente econômicas de Ni-Cu nas porções intermediárias e superiores da intrusão. EGP não foram analisados no presente estudo. Assim, estudos futuros são necessários para verificar a presença de concentração de sulfetos e EGP na intrusão de Canindé.

O potencial para cromititos é crucialmente dependente do tempo de cristalização do clinopiroxênio. Em intrusões onde a olivina e o ortopiroxênio dominam a fase de cristalização, como a intrusão de Bushveld, as camadas de cromita ocorrem nas porções inferiores das intrusões estratiformes, enquanto não há camadas ricas em Cr em intrusões nas quais o clinopiroxênio cristaliza nos estágios iniciais e esgota o Cr no magma residual (Ballhaus e Glikson, 1989; Maier *et al.*, 2014). Nossos resultados indicam que o clinopiroxênio cristaliza no início da sequência observável, contra-indicando a presença de depósitos de cromita. Seções menos evoluídas na porção basal não exposta da intrusão de Canindé ainda podem conter concentrações de cromita, mas dados geofísicos e de perfuração são necessários para verificar a possibilidade.

6. CONCLUSÕES

A intrusão Canindé é uma intrusão acamadada de idade em torno de $703,5 \pm 1,6$ Ma. Esta intrusão mostra camadas rítmicas e fracionamento crescente para as zonas superiores da intrusão. Gabro melanocrático e troctolito são mais abundantes na Unidade I, enquanto leucogabro e rochas mais evoluídas dominam na porção superior. Os principais corpos maciços de óxidos de Fe-Ti estão presentes na unidade superior (Unidade III). A perda de fósforo resultante da formação de apatita gabro nas unidades superiores reduziram a solubilidade do Fe no líquido restante, o que pode ter desencadeado a formação dos corpos de minério. Concentrações econômicas de Ni-Cu nas porções intermediárias não foram detectados apesar do contexto geoquímico e metalogenético promissor. Estudos futuros são necessários para avaliar o potencial de Cr-EGP nas porções inferiores não expostas da intrusão de Canindé.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BALLHAUS, C.G., GLIKSON, A.Y., 1989. **Magma Mixing and Intraplutonic Quenching in the Wingellina Hills Intrusion, Giles Complex, Central Australia**. J. Petrol. 30, 1443–1469. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.6.1443>
- BEZERRA, F.H.R., 1992. **Geologia e evolução petrológica do Complexo Gabróico Canindé do São Francisco e rochas adjacentes (Sergipe e Alagoas)**. Brasília, 220p. Universidade de Brasília.
- BRITO, R.S.C. DE, PIMENTEL, M.M., WARTHIO, J.-A., DANTAS, E.J., SEIXAS, S.R., MORAIS, L.C., 2006. **Braziliano-Pan-African Sm-Nd and Ar-Ar dating results from the**

Canindé Do São Francisco Gabbros - Sergipano Belt – Brazil. Anais do Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4–6.

CAWTHORN, R.G., 1996. **Layered Intrusions: Developments in Petrology.** J. Petrol. 15, 531. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.11.1613>

CAWTHORN, R.G., MCCARTHY, T.S., 1980. **Variations in Cr content of magnetite from the upper zone of the Bushveld Complex — evidence for heterogeneity and convection currents in magma chambers.** Earth Planet. Sci. Lett. 46, 335–343. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90049-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90049-7)

CAWTHORN, R.G., WALSH, K.L., 1988. **The use of phosphorus contents in yielding estimates of the proportion of trapped liquid in cumulates of the Upper Zone of the Bushveld Complex.** Mineral. Mag. 52, 81–89. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.364.07>

CHARLIER, B., NAMUR, O., BOLLE, O., LATYPOV, R., DUCHESNE, J.-C., 2015. **Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks.** Earth-Science Rev. 141, 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.005>

DAMASCENO, F.B., MARTINS, B.L.L., BARRETO, D.S., MOTTA, L.K.C., SÁ, C.D.M., 2020. **Sulfetos do Complexo Gabroico Canindé, Sistema Orogênico Sergipano.** Rev. Geociências v. 39, n. 3, p. 675 – 683.

D’EL-REY SILVA, L.J.H., 1995. **Tectonic Evolution of the Sergipano Belt, Ne Brazil.** Rev. Bras. Geociências 25, 315–322. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995315332>

DONG, H., XING, C., WANG, C.Y., 2013. **Textures and mineral compositions of the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for the origin of magnetite and fractionation process of Fe-Ti-rich basaltic magmas.** Geosci. Front. 4, 503–515. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.01.011>

DUCHESNE, J.C., LIEGEOIS, J.P., VANDER AUWERA, J., LONGHI, J., 1999. **The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites.** Terra Nov. 11, 100–105. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00232.x>

FISCHER, L.A., WANG, M., CHARLIER, B., NAMUR, O., ROBERTS, R.J., VEKSLER, I. V., CAWTHORN, R.G., HOLTZ, F., 2016. **Immiscible iron- and silica-rich liquids in the Upper Zone of the Bushveld Complex.** Earth Planet. Sci. Lett. 443, 108–117. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.016>

HIGGINS, M.D., 2005. **A new interpretation of the structure of the Sept Iles Intrusive suite, Canada.** Lithos 83, 199–213. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.002>

HOU, T., ZHANG, Z., PIRAJNO, F., 2012. **A new metallogenic model of the Panzhihua giant V-Ti-iron oxide deposit (Emeishan Large Igneous Province) based on high-Mg olivine-bearing wehrlite and new field evidence.** Int. Geol. Rev. 54, 1721–1745. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.665211>

HOU, T., CHARLIER, B., HOLTZ, F., VEKSLER, I., ZHANG, Z., THOMAS, R., NAMUR, O., 2018. **Immiscible hydrous Fe–Ca–P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits.** Nat. Commun. 9, 1415. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03761-4>

JARDIM DE SÁ, E.F., MORAES, J.A.C., D’EL-REY SILVA, L.J.H., 1986. **Tectônica tangencial na Faixa Sergipana.**, in: Abstracts, 34º Congresso Brasileiro de Geologia 3. pp. 1246–1259.

- LI, C., RIPLEY, E.M., 2010. **The relative effects of composition and temperature on olivine-liquid Ni partitioning: Statistical deconvolution and implications for petrologic modeling.** Chem. Geol. 275, 99–104. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.05.001>
- LI, Z.X., BOGDANOVA, S. V., COLLINS, A.S., DAVIDSON, A., DE WAELE, B., ERNST, R.E., FITZSIMONS, I.C.W., FUCK, R.A., GLADKOCHUB, D.P., JACOBS, J., KARLSTROM, K.E., LU, S., NATAPOV, L.M., PEASE, V., PISAREVSKY, S.A., THRANE, K., VERNIKOVSKY, V., 2008. **Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis.** Precambrian Res., Testing the Rodinia Hypothesis: Records in its Building Blocks 160, 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>
- LUDWIG, K.R., 2003. **User's manual for isoplot 3.00. A geochronological toolkit for microsoft excel.** Berkeley, CA, Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ. 4a.
- LUDWIG, K.R., 2002. **SQUID 1.02: A User's Manual.** Berkeley Geochronol. Center, Berkeley, CA, Spec. Publ. 2, 19.
- MAIER, W.D., 2005. **Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria.** J. African Earth Sci. 41, 165–191. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.03.004>
- MAIER, W.D., BARNES, S.-J., GROVES, D.I., 2013. **The Bushveld Complex, South Africa: formation of platinum–palladium, chrome- and vanadium-rich layers via hydrodynamic sorting of a mobilized cumulate slurry in a large, relatively slowly cooling, subsiding magma chamber.** Miner. Depos. 48, 1–56. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0436-1>
- MAIER, W.D., HOWARD, H.M., SMITHIES, R.H., YANG, S., BARNES, S.-J., O'BRIEN, H., HUHMA, H., GARDOLL, S., 2014. **Mafic-ultramafic intrusions of the Giles Event, Western Australia: Petrogenesis and prospectivity for magmatic ore deposits.** GSWA Report 134.
- MARQUES DE SÁ, C.D., PAIM, M., CONCEIÇÃO, H., BARRETO, D.S., MARTINS, B.L.L., 2018. **First finding of native Nickel in cumulates of the Canindé Domain, Brazil.** Rev. Principia - Divulg. Científica e Tecnológica do IFPB 1, 166. <https://doi.org/10.18265/1517-03062015v1n43p166-174>
- MCBIRNEY, A.R., 1996. **The Skaergaard Intrusion**, in: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered Intrusions. Elsevier, Amsterdam, pp. 147–180. [https://doi.org/10.1016/S0167-2894\(96\)80007-8](https://doi.org/10.1016/S0167-2894(96)80007-8)
- NAMUR, O., CHARLIER, B., TOPLIS, M.J., HIGGINS, M.D., LIÉGEOIS, J.-P., VANDER AUWERA, J., 2010. **Crystallization Sequence and Magma Chamber Processes in the Ferrobasaltic Sept Iles Layered Intrusion, Canada.** J. Petrol. 51, 1203–1236. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq016>
- NASCIMENTO, R.S., 2005. **The Canindé Domain, Sergipano Belt, Northeast Brazil: A Geochemical and Isotopic Study of a Neoproterozoic Continental Rift Sequence.** Unpublished PhD Thesis. University of Campinas, Brazil.
- OLIVEIRA, E.P., TARNEY, J., 1990. **Petrogenesis of the Canindé de São Francisco complex: A major Late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold belt, northeastern Brazil.** J. South Am. Earth Sci. 3, 125–140. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90025-V](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90025-V)
- OLIVEIRA, E.P., WINDLEY, B.F., ARAÚJO, M.N.C., 2010. **The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana.** Precambrian Res. 181, 64–84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>

- PANG, K.-N., ZHOU, M.-F., LINDSLEY, D., ZHAO, D., MALPAS, J., 2007. **Origin of Fe-Ti Oxide Ores in Mafic Intrusions: Evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China.** J. Petrol. 49, 295–313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- PANG, K., ZHOU, M.-F., QI, L., SHELLNUTT, G., WANG, C.Y., ZHAO, D., 2010. **Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China.** Lithos 119, 123–136. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.06.003>
- PASSOS, L.H., FUCK, R.A., CHEMALE, F., LENZ, C., PIMENTEL, M.M., MACHADO, A., PINTO, V.M., 2021 **Neoproterozoic (740-680 Ma) arc-back-arc magmatism in the Sergipano Belt, southern Borborema Province, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 109, p. 103280.
- PINTO, V.M., KOESTER, E., DEBRUYNE, D., CHEMALE JR, F., MARQUES, J.C., PORCHER, C.C., PASSOS, L.H., LENZ, C., 2020. **Petrogenesis of the mafic-ultramafic Canindé layered intrusion, Sergipano Belt, Brazil: constraints on the metallogenesis of the associated Fe-Ti oxide ores.** Ore Geology Reviews, 122, 103535. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103535>
- REYNOLDS, I.M., 1985. **The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the upper zone of the Bushveld Complex; a review and synthesis.** Econ. Geol. 80, 1089–1108. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.4.1089>
- SALGADO, S.S., FERREIRA FILHO, C.F., CAXITO, F.A., UHLEIN, A., DANTAS, E.L., STEVENSON, R., 2016. **The Ni-Cu-PGE mineralized Brejo Seco mafic-ultramafic layered intrusion, Riacho do Pontal Orogen: Onset of Tonian (ca. 900 Ma) continental rifting in Northeast Brazil.** Journal of South American Earth Sciences 70, 324-339. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.06.001>.
- SANTOS, R.A., MARTINS, A.A.M., NEVES, J.P., LEAL, R.A., 1998. **Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe.** Escala 1:250.000.
- SEIXAS, S.R.M., MORAES, L.C., 2000. **Geological Map of Canindé area** (unpublished simplified version). Salvador, Brazil.
- SILVA FILHO, M.A., 1998. **Arco Vulcânico de Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: seqüências orogênicas Mesoproterozóicas.**, in: XL Congresso Brasileiro Geologia, Vol. 1, Anais. p. 16.
- SILVA FILHO, M.A., 1976. **A suíte ofiolítica da Geossinclinal de Propriá.**, in: XXIX Congresso Brasileiro Geologia, Vol. 4, Anais. pp. 51–58.
- SOUZA, J.J. DE, NASCIMENTO, R., ARAÚJO, M.N.C. DE, OLIVEIRA, E.P. DE, TEZINI, F.C., 2003. **Interpretação Geológica do Domínio Canindé, Faixa Sergipana (NE do Brasil), a partir de imagem LANDSAT ETM+.** An. XI SBSR, Belo Horizonte, Bras. 937–942.
- SUN, S.-S., MCDONOUGH, W.F., 1989. **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.** Geol. Soc. London, Spec. Publ. 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- TEGNER, C., CAWTHORN, R.G., KRUGER, F.J., 2006. **Cyclicity in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet.** J. Petrol. 47, 2257–2279. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl043>
- THOMPSON, R.N., RICHES, A.J. V., ANTOSHECHKINA, P.M., PEARSON, D.G., NOWELL, G.M., OTTLEY, C.J., DICKIN, A.P., HARDS, V.L., NGUNO, A.-K., NIKU-PAAVOLA, V., 2007. **Origin of CFB Magmatism: Multi-tiered Intracrustal Picrite-**

Rhyolite Magmatic Plumbing at Spitzkoppe, Western Namibia, during Early Cretaceous Etendeka Magmatism. J. Petrol. 48, 1119–1154. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm012>

TOPLIS, M.J., CARROLL, M.R., 1996. **Differentiation of Ferro-Basaltic Magmas under Conditions Open and Closed to Oxygen: Implications for the Skaergaard Intrusion and Other Natural Systems.** J. Petrol. 37, 837–858. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.4.837>

TROMPETTE, R., 1997. **Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario.** Precambrian Res. 82, 101–112. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00045-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00045-9)

VAN SCHMUS, W.R., DE BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P.C., BABINSKI, M., 1995. **Geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions.** J. South Am. Earth Sci. 8, 267–288. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00013-6)

ZHOU, M.-F., ROBINSON, P.T., LESHER, C.M., KEAYS, R.R., ZHANG, C.-J., MALPAS, J., 2005. **Geochemistry, Petrogenesis and Metallogenesis of the Panzhihua Gabbroic Layered Intrusion and Associated Fe–Ti–V Oxide Deposits, Sichuan Province, SW China.** J. Petrol. 46, 2253–2280. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi054>

CAPÍTULO 4

COMPARAÇÕES DE PADRÕES GEOQUÍMICOS DE CLÁSSICOS AMBIENTES TECTÔNICOS MODERNOS COM ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO CANINDÉ, CINTURÃO SERGIPANO

Alan Dantas Cardoso

Cristine Lenz

Luiz Henrique Passos

Karoline Ferreira da Silva Mecnas

Resumo: O trabalho apresenta comparações entre assinaturas geoquímicas de diferentes ambientes tectônicos modernos e de rochas básicas-intermediárias do Domínio Canindé (Unidades Novo Gosto e Gentileza), Cinturão Sergipano. As rochas da Unidade Novo Gosto ocorrem de forma maciça ou intercaladas com rochas metassedimentares, enquanto as rochas da Unidade Gentileza ocorrem com características subvulcânicas, associadas a rochas intermediárias a ácidas, através de feições tipo *mingling* e *mixing*. Ambas estão metamorfizadas e deformadas. Os ambientes modernos com maior compatibilidade geoquímica com as rochas da unidade Novo Gosto são as rochas do arco continental (Andes Sul) com padrão semelhante e enriquecimento muito semelhante, enquanto o padrão e enriquecimento do arco de ilha foi semelhante e o padrão do retroarco muito semelhante. Para as rochas da Unidade Gentileza, a maior compatibilidade ocorreu com as rochas do rifte *Basin and Range*, com padrão e enriquecimento muito semelhantes. O padrão geoquímico de ambientes relacionados a arco mostra similaridades, ao contrário do enriquecimento. Percebe-se, portanto, que as rochas do Domínio Canindé têm sua gênese ligada à influência de uma zona de subducção, podendo ser essa zona a responsável direta pela formação dessas rochas (ambiente de arco), ou serem antigas zonas de subducção que imprimiram a assinatura de subducção no manto sublitosférico da região.

Palavras-chave: Ambientes tectônicos; Domínio Canindé; Cinturão Sergipano

1. INTRODUÇÃO

A utilização da geoquímica, para o estudo de rochas ígneas básicas, tem fornecido significativas contribuições na reconstrução da evolução geológica de áreas complexas, demonstrando que é possível através dessas rochas identificar características importantes ligadas à gênese, além de registrar eventos de deformação e metamorfismo (Ernst *et al.*, 1991; Menezes Leal *et al.*, 2008; Khalifa *et al.*, 2011). Na região noroeste do estado de Sergipe, Domínio Canindé, Cinturão Sergipano (CS), afloram duas unidades litológicas (Unidades Novo Gosto e Gentileza) com rochas básicas-intermediárias de provável origem vulcânica a subvulcânica, que foram metamorfizadas predominantemente em médio grau. Essas unidades de rochas podem ocorrer de forma maciça, intercaladas com uma sequência metassedimentar

e como mistura de magmas apresentando características típicas do tipo *mingling* e *mixing* com rochas intermediárias a ácidas (Nascimento, 2005; Oliveira *et al.*, 2010; Passos, 2016; Liz *et al.*, 2018).

Essas rochas foram alvos de inúmeros estudos geológicos ao longo dos últimos anos. Entretanto, várias divergências foram encontradas pelos autores, principalmente no que se refere ao provável ambiente tectônico de formação dessas rochas (Tabela 1). Tendo conhecimento disso, o presente trabalho busca fazer comparações das assinaturas geoquímicas dessas rochas com rochas semelhantes a seus protólitos, porém formadas em ambientes tectônicos modernos.

Tabela 1: Correlação entre autor e hipótese de evolução das rochas do Domínio Canindé.

AUTOR	HIPÓTESE DE EVOLUÇÃO DO DOMÍNIO CANINDÉ
Brito Neves & Cordani (1973)	Afirmam que as rochas ultramáficas da região são provenientes de atividade magmática inicial (ofiolítica) do Geossinclinal de Propriá.
Silva Filho (1976)	Descreveu as rochas ultramáficas como sendo uma suíte ofiolítica, sugerindo a existência de um oceano na região.
Jardim de Sá <i>et al.</i> (1986)	Declaram que as rochas do domínio foram geradas em um ambiente de arco insular.
Santos <i>et al.</i> (1988)	Alegam que o ambiente seria de arco vulcânico ou margem continental ativa.
Oliveira & Tarney (1990)	Sustentam que os gabros e as metavulcânicas da região possuem semelhança geoquímica com basaltos continentais e que o Complexo Canindé seria resultado da remobilização do manto litosférico subcontinental, durante algum evento termal no Neoproterozoico.
Bezerra (1992)	Afirma que a formação do domínio é proveniente de um ambiente anorogênico intracontinental ou sin-orogênico de arco. Afirma também, que a suíte é proveniente de ambiente sin-orogênico.
Trompette (1997)	Declara que o Complexo Canindé é uma sequência ofiolítica ou um produto de magmatismo de arco de ilha.
Silva Filho (1998)	Afirma que o Domínio Canindé é um arco intraoceânico. A Suíte Gabroica seria contemporânea aos granitoides cálcio-alcalinos Brasileiros.
Seixas & Moraes (2000)	Informam um modelo geotectônico que envolve a formação de um rifte, vulcanismo basáltico alcalino, plutonismo gabroico e granítico, e deformação compressiva.
Nascimento (2005)	Afirma que o Domínio Canindé é uma sequência de rifte intracontinental.
Oliveira <i>et al.</i> (2010)	Esclarecem que o Domínio Canindé é uma sequência de rifte, deformada e agregada ao Domínio Poço Redondo-Marancó.
Passos (2016)	Declara que os protólitos ígneos do Novo Gosto foram formados em um ambiente de zona de suprassubducção, enquanto parte do material sedimentar teria sido originado em uma bacia de margem passiva do sistema Cariris Velho e outra parte associado ao estágio de subducção durante o evento Brasileiro.

Liz <i>et al.</i> (2018)	Corroboram com a hipótese de Oliveira & Tarney (1990), Nascimento (2005) e Oliveira <i>et al.</i> (2010), atribuindo a origem dos ortoanfibolitos a ambiente de rifte continental.
---------------------------------	--

Para esse estudo, foram utilizadas as rochas básicas/intermediárias das Unidades Novo Gosto e Gentileza. As rochas gabróicas da Suíte Intrusiva Canindé (SIC) não foram utilizadas, apesar de serem básicas a intermediárias, devido à grande ocorrência de rochas cumuláticas associadas a essa unidade, o que dificulta a interpretação das características geoquímicas do magma original.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

As rochas estudadas nesse trabalho pertencem ao Domínio Canindé, Cinturão Sergipano, porção sul da Província Borborema (Oliveira *et al.*, 2010) (Figura 1). A Província Borborema consiste em uma unidade geotectônica localizada no nordeste brasileiro, limitada nas suas bordas norte, oeste e leste por bacias sedimentares Fanerozoicas, e a sul pelo Cráton São Francisco. A província é formada por cinturões de rochas supracrustais, vulcanossedimentares e graníticas Grenvilianas (Orogenia Cariris Velho) e Brasiliano/Pan-Africanas, além de rochas do embasamento Arqueano a Paleoproterozoico (Brito Neves *et al.*, 1995).

O processo de formação da Província Borborema foi dado a partir da amalgamação de vários núcleos menores, que iniciaram a sua amalgamação durante o Paleoarqueano e em volume maior durante o Paleoproterozoico. Rochas máficas/básicas são encontradas ao longo de toda a Província Borborema, com as mais diversas idades; entretanto, esses tipos de rochas, com idade Neoproterozóica, são raros. Na região meridional da Borborema, as rochas estudadas afloram entre as rochas do Bloco Pernambuco-Alagoas e do Cráton do São Francisco, mais precisamente no Domínio Canindé do Cinturão Sergipano, dentro das unidades Novo Gosto e Gentileza.

A Unidade Novo Gosto é caracterizada por uma sequência metavulcanossedimentar, com ocorrências de rochas metamórficas de provável origem vulcânica ou subvulcânica intercaladas com metassedimentos pelíticos e areníticos (Nascimento, 2005). A mesma autora afirma que essas rochas ocorrem ainda intercaladas com lascas de outras rochas metassedimentares, como mármore, metagrauvacas, metapelitos e metarenitos. Além dessas rochas, nesse domínio, afloram as rochas metamórficas de protólito subvulcânico da unidade Gentileza, que ocorrem relacionadas, através de feições de *mixing* e *mingling* com rochas

félsicas intermediárias a ácidas (unidade Curralinho?) (Liz *et al.*, 2018). Por fim, ocorre ainda na região um corpo intrusivo gabróico denominado Suíte Intrusiva Canindé. Todas essas litologias acima citadas são intrudidas por rochas graníticas de idade Brasiliana (p.ex. Suíte Intrusiva Sítios Novos, Xingó, Serra do Catu, Queimada Grande) (Nascimento, 2005). Essas rochas (com exceção dos granitos tardi a pós-tectônicos) estão metamorfizadas em fácies anfibolito com retrometamorfismo para fácies xisto-verde (Santos *et al.*, 1998).

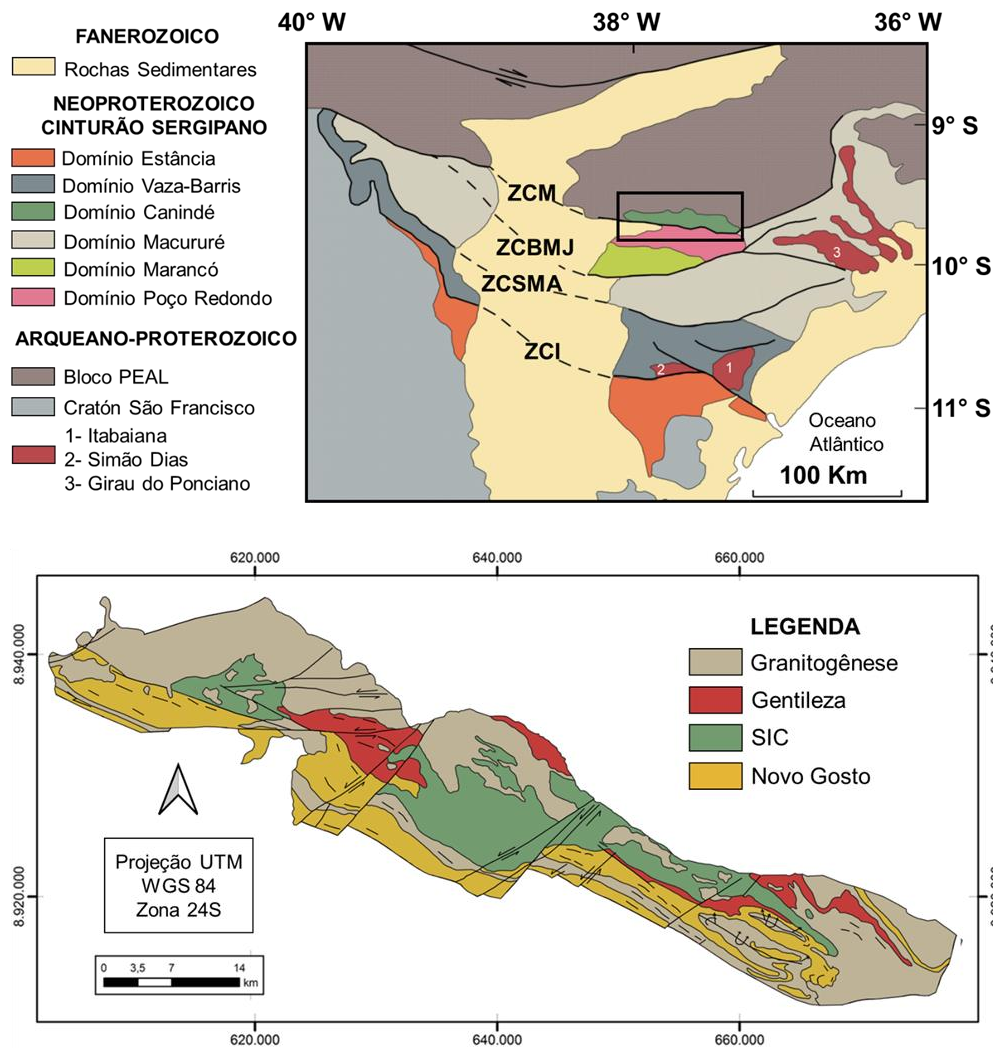


Figura 1: No topo, mapa da região Sul da Província Borborema, com Cinturão Sergipano e suas subdivisões em destaque (ZCI - Zona de Cisalhamento Itaporanga; ZCSMA - Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo; ZCBMJ - Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo; ZCM - Zona de Cisalhamento Macururé). Na parte inferior, mapa do Domínio Canindé (Mapas modificados de Oliveira *et al.*, 2010 e SANTOS *et al.*, 1998).

2.1. UNIDADE NOVO GOSTO

A unidade Novo Gosto é uma faixa alongada de largura descontínua, orientada na direção WNW-ESE, estando em contato tectônico e sendo intrudida pelas rochas da Suíte

Intrusiva Canindé e da Unidade Gentileza. As rochas metavulcânicas (anfíbolitos) dessa unidade geralmente afloram intercaladas com rochas metassedimentares (Santos *et al.*, 1998), como evidenciado nas figuras 2**Figura 1A** e 2**B**.

Os anfíbolitos ocorrem de forma maciça ou foliada, podendo representar antigas soleiras e/ou diques. As rochas metassedimentares são representadas por metagrauvacas, metarenitos, metapelitos, metassiltitos, metacherts, grafita-xistos, mármore e rochas calcossilicáticas (Nascimento, 2005; Passos, 2016; Liz, 2018).

As rochas metassedimentares da Unidade Novo Gosto foram datadas por Nascimento (2005) pelo método U-Pb, tendo sido encontrados três grupos de idades de zircões detríticos (977 Ma, 718 Ma e 679 Ma). A autora interpreta o primeiro grupo de idade como detrítico das unidades vizinhas mais antigas (Bloco Pernambuco-Alagoas e subdomínio Poço Redondo), o segundo grupo relacionado ao Granito Garrote, que, segundo ela, corresponde a uma fácies do Granito Boa Esperança (idade U-Pb 715 Ma, Van Schmus segundo SANTOS *et al.* 1998) e o terceiro grupo tendo se originado nas rochas do próprio Domínio Canindé, como as rochas da Suíte Intrusiva Canindé, Unidade Gentileza e Granito Lajedinho.

2.2. UNIDADE GENTILEZA

Essa unidade ocorre exposta como uma faixa alongada de largura descontínua, orientada na direção WNW-ESE, estando em contato tectônico e intrusivo com as rochas da Suíte Intrusiva Canindé, com as rochas da Unidade Novo Gosto e com os granitoides tardi a pós Brasileiro (Santos *et al.*, 1998). As rochas são de origem ígnea, apresentando feições de mistura de magmas entre os anfíbolitos e as rochas metassienograníticas a metaquartzo-monzodioríticas, além de serem cortadas por corpos félsicos tardios (Figura 2C). Essa unidade foi datada por Nascimento (2005), através do método U-Pb em metaquartzo-monzodiorito com textura rapakivi e apresentou idade de 688 ± 15 Ma.

Nascimento (2005) afirma que as rochas da Unidade Gentileza estão metamorfizadas em fácies Xisto Verde, porém, conservam estruturas primárias, como textura porfirítica, intergranular e subofítica. A mesma autora afirma que os anfíbolitos de granulação fina sugerem cristalização em níveis rasos, com percolação de fluidos hidrotermais, enquanto os anfíbolitos de granulação média sugerem caráter subvulcânico mais profundo, com textura porfirítica.

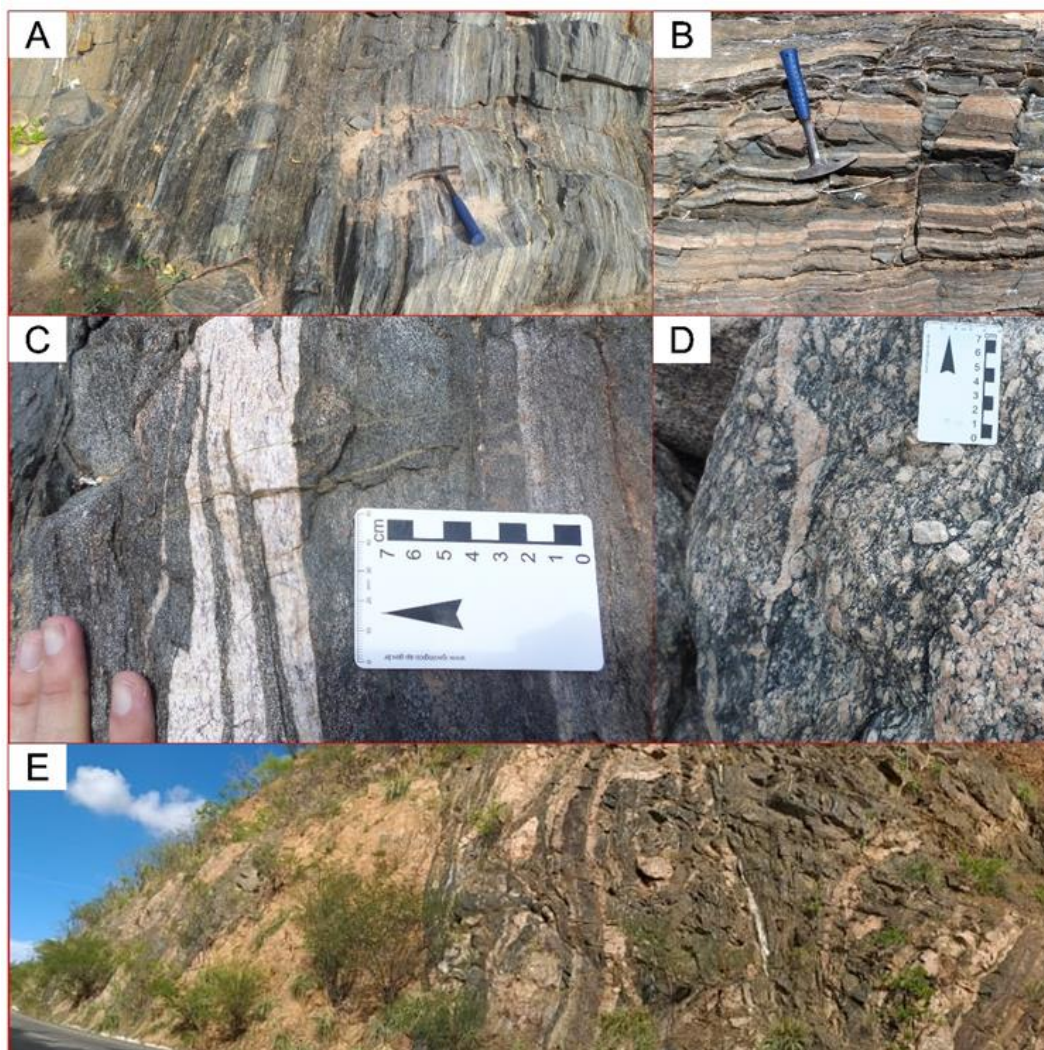


Figura 1: A) e B) Afloramento de chão de drenagem, evidenciando a sequência metavulcanossedimentar da Unidade Novo Gosto; C) Afloramento do anfibolito da Unidade Gentileza sendo cortado por corpo félsico tardio; D) Afloramento in situ da rocha híbrida da Unidade Gentileza, evidenciando o magmatismo bimodal; E) Afloramento de corte de estrada mostrando interação entre o anfibolito da Unidade Gentileza com rochas félsicas (Granito Boa Esperança).

A filiação ígnea dos anfibolitos da Unidade Gentileza é destacada pelas feições de misturas tipo *mingling* (Figura 2E) e *mixing*, evidenciadas pelas interações entre os termos máficos (anfibolitos) e termos félsicos (metassienogranito a metaquartzo-mozonito, Liz *et al.*, 2018; Nascimento, 2005). Segundo Liz *et al.* (2018), nas porções em que há predomínio de rocha félsica, as rochas máficas ocorrem na forma de corpos intrusivos tabulares, com contatos de interação e também contatos retos. Já as porções onde o volume de rocha máfica é maior que o volume de rocha félsica, ocorre maior interação entre os termos, sendo comum a presença de misturas tipo *mixing*, com geração de rocha híbrida (Figura 2D).

3. METODOLOGIA

Com o objetivo de alcançar os resultados esperados para esse trabalho, foram feitos: levantamentos bibliográficos aliados a uma expedição de campo; compilação dos dados de geoquímica encontrados na literatura sobre as rochas alvo do Domínio Canindé, além de dados geoquímicos de ambientes tectônicos modernos onde ocorrem rochas semelhantes; tratamento dos dados de geoquímica; criação de gráficos binários e diagramas multielementares de elementos-traço; e interpretação e discussão final dos resultados.

3.1. COMPILAÇÃO DOS DADOS DE GEOQUÍMICA

Os dados referentes à geoquímica das rochas das Unidades Novo Gosto e Gentileza foram extraídos de Nascimento (2005), Passos (2016), Liz *et al.* (2018) e Passos *et al.*, (2021). Os dados das assinaturas geoquímicas dos ambientes N-MORB, E-MORB e OIB foram retirados do trabalho de Sun & McDonough (1989).

Os dados dos ambientes tectônicos modernos foram divididos em dois grandes grupos: ambientes divergentes e convergentes. No ambiente divergente foram compilados dados de dois tipos diferentes de riftes: um estreito e instalado em crosta antiga (Neoproterozoico), com pluma associada ao rifteamento inicial (Rifte do Leste Africano); e um rifte amplo, instalado numa crosta mais jovem, sem pluma associada (Rifte do *Basin and Range*, EUA). Os dados do Rifte do Leste da África foram divididos em dois grupos: são os do magmatismo de platô (Afar), retirados de Hart *et al.*, (1989), e magmatismo da fase precoce do rifte, na região do lago Turkana, retirados de Furman *et al.*, (2004). Os dados geoquímicos do Rifte *Basin and Range*, por sua vez, são oriundos de Bradshaw *et al.*, (1993).

No ambiente convergente foram compilados dados de arcos continentais e de ilha. O representante do Arco Continental foi a porção sul da Cordilheira dos Andes (regiões de Serra Quinchilca e Serra Nevada) tendo sido os dados extraídos de Lara *et al.* (2001). Como representante do arco de ilha foi escolhido o arco de ilha da Indonésia, tendo sido os dados de geoquímica retirados de Whitford & Jezek (1979).

Os dados para o ambiente de retroarco foram extraídos do banco de dados do GEOROC (*Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents*), encontrados no site: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/Start.asp>. Esses dados são de várias localidades desse ambiente tectônico no mundo.

3.2. TRATAMENTO DOS DADOS E CONSTRUÇÃO DE GRÁFICOS

Todos os dados de geoquímica utilizados na fase de compilação passaram por um tratamento antes de integrar o banco de dados para a confecção dos gráficos. A primeira triagem executada foi excluir todas as amostras, onde a SiO₂ estivesse acima de 60% ou abaixo de 45% de percentual em peso. Essa triagem garante que as rochas a serem comparadas possuam características próximas às rochas estudadas, podendo assim serem colocadas lado a lado para comparação.

A segunda triagem foi a exclusão de amostras que não possuíam no mínimo 10 dos elementos químicos analisados, para possibilitar a comparação entre eles. Todas as amostras possuíam perda ao fogo e soma total de óxidos dentro dos padrões utilizados em análises geoquímicas.

Em seguida, foi formado um banco de dados contendo 20 amostras da Unidade Novo Gosto, 13 amostras da Unidade Gentileza, 14 amostras do Andes Sul, 51 amostras do Rifte do Leste Africano (Afar-16; Turkana-35), 30 amostras do *Basin and Range*, aproximadamente 300 amostras formando o modelo numérico representante do ambiente retroarco e 6 amostras de médias gerais do Arco da Indonésia, todas já nos moldes desejados. Posteriormente, os dados foram normalizados pelo Condrito (MCDONOUGH & SUN, 1995), prática comum para utilização e interpretação de química de rocha.

Foram construídos gráficos binários dos elementos Ba, Nb, Ta, La, Ce, Nd, Hf, Eu, Ti, Tb, Yb vs Zr buscando entender o comportamento da mobilidade desses elementos.

Por último, foram geradas tabelas contendo mediana, média, mínimo e máximo para todas as amostras, com intuito de facilitar a visualização, comparação e interpretação dos dados nos diagramas multielementares que foram construídos. Todo o tratamento de dados e construção dos diagramas foi executado no programa EXCEL 2016.

Para a classificação encontrada na tabela 2, foram adotados os seguintes critérios para os padrões geoquímicos, sempre priorizando o comportamento da linha média e da mediana: Muito Semelhante - compartilha as principais anomalias e a inclinação das linhas média e mediana; Semelhante - compartilha anomalias importantes e partes da inclinação das linhas média e mediana; Pouco Semelhante - compartilha apenas trechos da inclinação da linha média e mediana; Sem Semelhança - não compartilha nem anomalias nem inclinação da linha média e mediana. Em relação ao enriquecimento, os critérios utilizados também são baseados principalmente nos valores da média e mediana: Muito Semelhante - compartilham grande parte das posições das linhas de média e mediana além das principais anomalias; Semelhante -

compartilham grande parte das posições das linhas de média e mediana, porém pode não compartilhar as principais anomalias; Pouco Semelhante - compartilha poucos trechos e nenhuma anomalia; Sem Semelhança - não compartilha nenhuma posição.

4. RESULTADOS

4.1. AVALIAÇÃO DA MOBILIDADE DOS ELEMENTOS

Em estudos geoquímicos de rochas que passaram por processos de deformação e metamorfismo, faz-se necessária a avaliação da mobilidade dos elementos, para entender os efeitos das transformações pós-magmáticas sobre as composições geoquímicas.

Em protólitos ígneos máficos, o zircônio (Zr) é considerado um elemento bastante imóvel durante as alterações hidrotermais e metamorfismo de baixo e médio grau (Pearce & Cann, 1973; Weaver & Tarney, 1981; Sheraton, 1984; Li *et al.*, 2008; Pearce, 2014). Entretanto, processos de contaminação crustal, remobilização por subducção e mistura de magmas podem alterar a distribuição dos elementos químicos, os diferenciando da assinatura de sua fonte, portanto, esses processos devem ser levados em consideração.

Os elementos Ba, Nb, Ta, La, Ce, Nd, Hf, Eu, Ti, Tb, Yb foram dispostos contra o Zr (Figura 3) para avaliação da mobilidade dos elementos nas amostras estudadas. O elemento Ba apresenta dispersão com relação ao Zr nas duas unidades. Os elementos La, Ce e Ti apresentam pequena dispersão na Unidade Gentileza, além do Ta e Ti na Unidade Novo Gosto. Os elementos Nb, Nd, Hf, Eu, Tb, Yb apresentaram boa correlação com o Zr, tendo o comportamento considerado imóvel nas rochas estudadas.

4.2. COMPARANDO CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Para o estudo comparativo, foram utilizadas as características geoquímicas de rochas relacionadas principalmente aos ambientes tectônicos divergentes e convergentes. As localizações dos ambientes tectônicos usados como comparativos estão dispostas na figura 4.

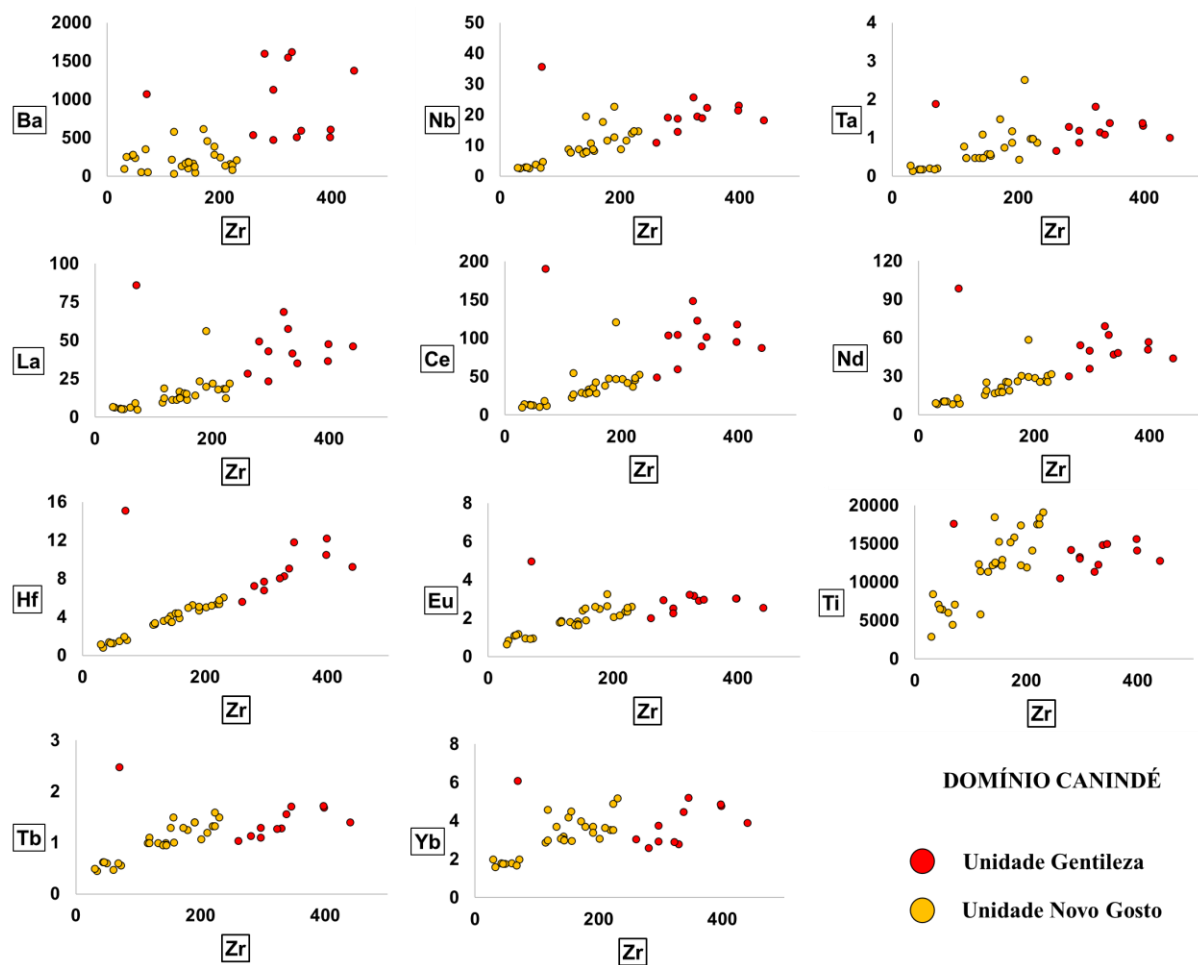


Figura 2: Elementos Ba, Nb, Ta, La, Ce, Nd, Hf, Eu, Ti, Tb, Yb plotados em relação ao Zr, para avaliação de mobilidade das rochas das unidades Gentileza e Novo Gosto.

4.2.1. Ambientes Convergentes (Arco Continental, Arco de Ilha e Retroarco)

A região escolhida como representante dos arcos continentais foi a região sul da Cordilheira dos Andes (Serra Quinchilca e Serra Nevada), uma região com subducção jovem e de maior ângulo que na região central, gerando rochas com menos contaminação crustal, e com níveis de SiO₂ mais parecidos com as rochas desse estudo.

O padrão geoquímico da região andina escolhida mostra um decréscimo suave do Ba para o Yb, tendo as rochas da Unidade Gentileza e Novo Gosto um decrescimento mais acentuado, gerando linhas mais inclinadas (Figura 5). Além disso, as rochas andinas possuem um enriquecimento baixo a moderado de ETR leves com relação aos pesados ($La/Yb = 1,94 - 3,03$), diferente dos dados das rochas do Novo Gosto ($La/Yb = 2,25 - 7,42$) e principalmente do Gentileza ($La/Yb = 6,27 - 8,64$). A amostra dos Andes apresenta uma acentuada anomalia negativa de Ta, uma leve anomalia negativa de Ti. As anomalias de Ta e Ti são compartilhadas pelas rochas da Unidade Novo Gosto (apesar de menos intenso) e Gentileza.

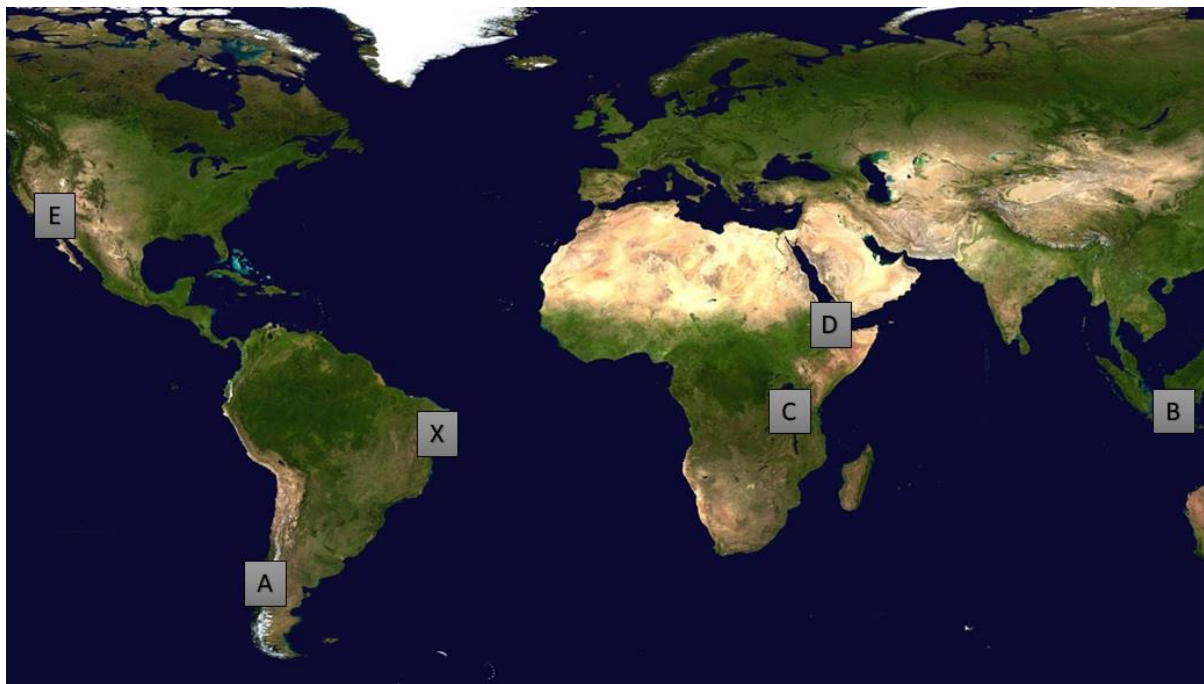


Figura 3: Imagem ilustrativa evidenciando a posição espacial dos ambientes tectônicos comparados. A) Andes Sul (Serra Quinchilca e Serra Nevada; B) Arco da Indonésia; C) Turkana; D) Afar; E) Basin and Range; X) Localização aproximada das rochas desse estudo (Fonte da imagem: Google).

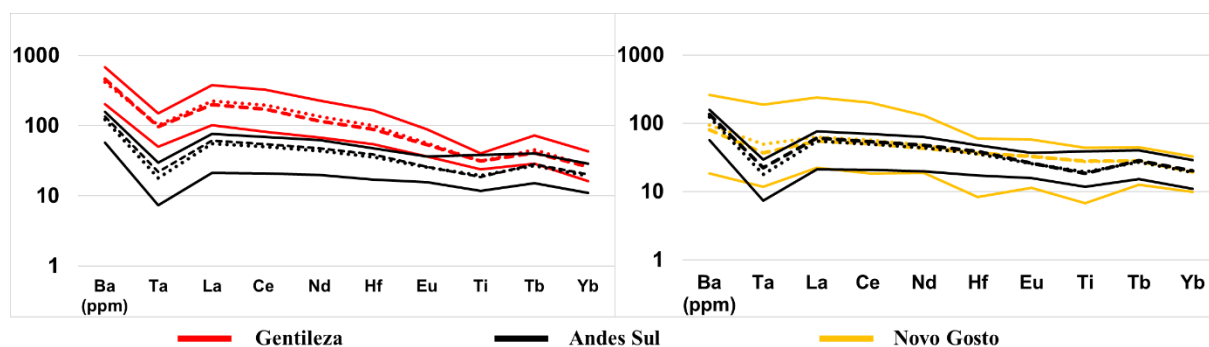


Figura 4: Diagrama multielementar para comparação entre as rochas da Unidade Novo Gosto e Gentileza com amostras da região dos Andes Sul. As linhas pontilhadas representam as médias, as linhas preenchidas representam os maiores e menores valores e a linha tracejada representa a mediana. O elemento Nb não foi utilizado nesse diagrama, devido à ausência de dados desse elemento na geoquímica do ambiente comparativo. Normalização para o condrito de McDonough & Sun (1995).

O Arco da Indonésia, por vezes chamado de Arco de Sunda, é um arco de ilha que produziu as ilhas de Sumatra e Java, o Estreito de Sunda e as Ilhas Menores de Sunda, sendo assim, uma cadeia de vulcões formando a topografia dessas ilhas (Whitford & Jezek, 1979).

A comparação entre a geoquímica das rochas da Unidade Novo Gosto e Gentileza com as rochas do Arco da Indonésia (Figura 6), mostra um decréscimo suave do Ba para o Yb, com fracionamento importante de ETR leves em relação aos pesados ($La/Yb = 1,77 - 10,46$), semelhante à Unidade Novo Gosto ($La/Yb = 2,25 - 7,42$), porém menos intenso que na Unidade Gentileza ($La/Yb = 6,27 - 8,84$). O Arco da Indonésia apresenta uma forte anomalia

negativa de Nb e uma leve anomalia negativa de Ti. As anomalias de Nb e Ti são intensamente compartilhadas com a Unidade Gentileza, enquanto a Unidade Novo Gosto possui essas mesmas anomalias de forma menos intensa.

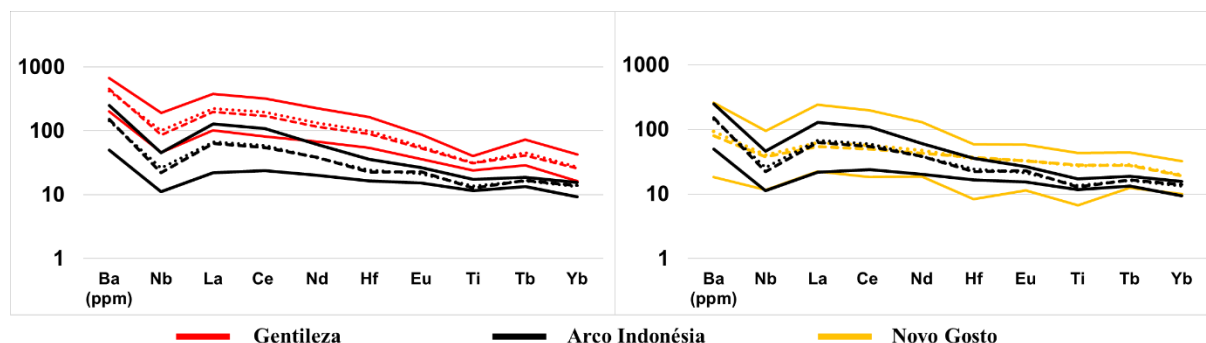


Figura 5: Diagrama multielementar para comparação geoquímica entre as rochas da Unidade Novo Gosto e Gentileza com as rochas do Arco Indonésia. As linhas pontilhadas representam as médias, as linhas preenchidas representam os maiores e menores valores e a linha tracejada representa a mediana. O elemento Ta não foi utilizado nesse diagrama, devido à ausência de dados desse elemento na geoquímica do ambiente comparativo. Normalização para o condrito de McDonough & Sun (1995).

O ambiente de retroarco produz características geológicas e geoquímicas distintas das de arco continental e de ilha. Por definição, as bacias de retroarco (back-arc) são desenvolvidas por esforços extensionais e localizam-se atrás do arco continental ou de ilha (Kearey *et al.*, 2014). Acredita-se que a extensão é desencadeada devido aos movimentos convectivos gerados pela anomalia geotérmica, que por sua vez é gerada através da desestabilização da cunha do manto, em resposta à entrada de material hidratado da placa que está sendo subductada.

As análises geoquímicas utilizadas para esse ambiente são compostas por um modelo numérico que leva em consideração amostras de retroarco de diferentes localidades mundiais (GEOROC, 2019). Nesses diagramas multielementares, diferentes dos anteriores, não haverá amostra representando os maiores e menores valores da unidade. Devido à grande variedade de amostras (aproximadamente 300), esses padrões se comportaram de forma inconsistente com os demais. Portanto, haverá apenas amostras representando a média e a mediana (MDN) do ambiente retroarco.

Os diagramas multielementares desse ambiente (Figura 7), mostram um decréscimo muito suave do Ba para o Yb. Além disso, o ambiente retroarco é pouquíssimo fracionado em ETR leves com relação aos pesados ($La/Yb = 1,10 - 1,84$), com valores menores que da Unidade Novo Gosto ($La/Yb = 2,25 - 7,42$) e da Unidade Gentileza ($La/Yb = 6,27 - 8,84$). O retroarco apresenta uma acentuada anomalia negativa de Nb e Ta, uma leve anomalia positiva de Eu e uma leve anomalia negativa de Ti. As anomalias de Nb, Ta e Ti são compartilhadas

com ambas as unidades do Domínio Canindé e a anomalia de Eu não é encontrada nas unidades Gentileza e Novo Gosto.

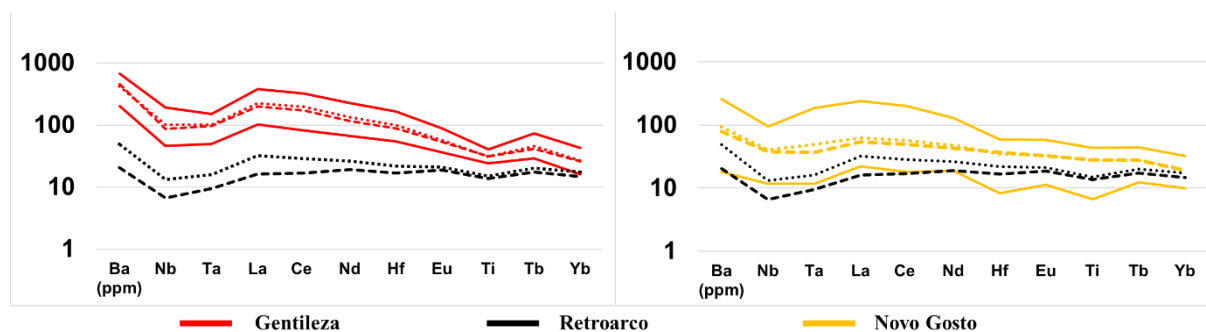


Figura 6: Diagrama multielementar para comparação geoquímica entre as rochas do Domínio Canindé com o Retroarco, amostra/condrito (McDonough & Sun, 1995). As linhas pontilhadas representam as médias e a linha tracejada representa a mediana.

4.2.2. Ambientes Divergentes e Intraplaca (CMO, Ilhas Oceânicas, Riftes Continentais)

Os padrões geoquímicos encontrados em cordilheiras meso-oceânicas (CMO) geralmente variam de N-MORB a E-MORB, sendo o primeiro um padrão geoquímico clássico associado a um manto empobrecido, enquanto o segundo está associado a um manto com assinaturas geoquímicas mais enriquecidas em elementos incompatíveis. Os dados de CMO e de Ilhas Oceânicas (OIB) utilizados nesse trabalho foram extraídos de Sun & McDonough (1989). No diagrama multielementar de comparação (Figura 8) a assinatura de N-MORB não mostra similaridade em ambas as unidades, assim como o padrão de E-MORB com a Unidade Gentileza. Os padrões de OIB, por sua vez, mostram um enriquecimento e inclinação da curva próximos da linha máxima de ambas as unidades Gentileza e Novo Gosto, porém com diferentes anomalias de elementos.

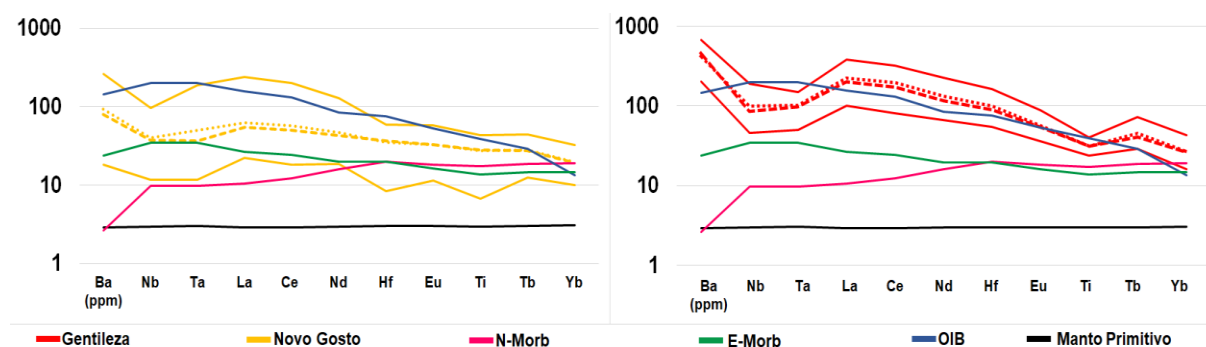


Figura 7: Diagrama multielementar para comparação geoquímica entre as rochas da Unidade Novo Gosto e Gentileza com assinaturas clássicas de OIB, E-Morb, N-Morb e Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989), as linhas pontilhadas representam as médias, as linhas preenchidas representam os maiores e menores valores, e a linha tracejada representa a mediana. Normalização para o condrito de McDonough & Sun (1995).

Para as comparações de ambientes do tipo rifte estreito, foram utilizadas amostras do Rifte do Leste da África (RLA), uma região com muitos estudos e que preserva várias etapas de abertura de um rifte continental, desde a fase de geração de basaltos de platô, até o vulcanismo associado à abertura de lagos, à fase golfo (Mar Vermelho) e finalmente, à fase de mar aberto (Golfo de Áden).

O Rifte do Leste da África iniciou em torno de 45 Ma (George *et al.*, 1998), estando localizado sobre antigos cinturões metamórficos Pan-Africanos, como Cinturão de Moçambique (~550 Ma) e outros cinturões menores (Chauque, 2012).

A ênfase nesse estudo serão as rochas associadas ao Platô de Afar (Basaltos de Platô Continental ~30 Ma), uma das manifestações magmáticas da região e representante do braço leste do rifte (Hart *et al.*, 1989). Além disso, serão analisadas as amostras do Lago Turkana, aflorante no braço oeste, representando o magmatismo precoce do rifte, de composição predominantemente alcalina (Furman *et al.*, 2004).

Os diagramas multielementares das rochas do Rifte do Leste da África (Figura 9), decrescem fortemente do Ba para o Yb. Ademais, o ambiente associado a platô (Afar: La/Yb= 2,37 – 5,21) possui um fracionamento mediano de ETR leves em relação aos pesados, diferente das rochas dos lagos (Turkana La/Yb= 6,47 – 14,79), que possui um fracionamento elevado de ETR leves com relação aos pesados, o que difere do Novo Gosto (La/Yb= 2,25 – 7,42) e Gentileza (La/Yb= 6,27 – 8,84). As rochas da região de Afar possuem acentuada anomalia positiva de Ta e as rochas do ambiente Turkana, de Nb e Ta. Ambas as anomalias são contrárias àquelas das rochas encontradas no Domínio Canindé.

Nas comparações de ambientes tipo rifte largo, foram utilizadas amostras da porção central do *Basin and Range*, próximo da cidade de Lake Havasu. O *Basin and Range* é uma região que possui uma crosta mais delgada e de fácil deformação, além de apresentar proximidade com uma zona de subducção ativa, que forma a cordilheira de montanhas Cascade-Sierra (Bradshaw *et al.*, 1993).

Os diagramas multielementares de comparação das rochas do Basin and Range com as rochas do Domínio Canindé (Figura 10) mostram um acentuado decréscimo do Ba para o Yb, alto fracionamento de ETR leves em relação aos pesados (La/Yb= 4,32 – 18,78), fracionamento esse superior aos das unidades Novo Gosto (La/Yb= 2,34 – 7,24) e Gentileza (La/Yb= 5,93 – 8,59). Além disso, apresenta acentuada anomalia negativa de Nb e leve anomalia negativa de Ti. As anomalias de Nb e Ti são compartilhadas pelas duas unidades do Domínio Canindé.

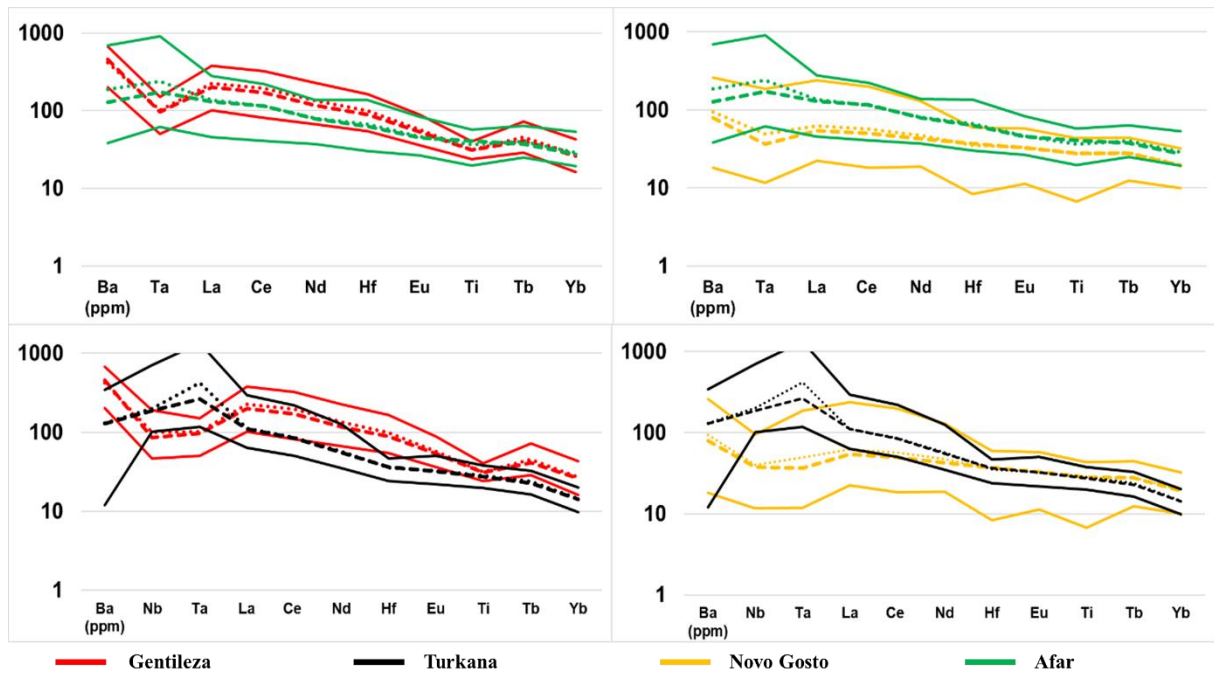


Figura 8: Diagrama multielementar para comparação geoquímica entre as rochas do Domínio Canindé com as rochas do Rifte Leste Africano (Afar e Turkana). As linhas pontilhadas representam as médias, as linhas preenchidas representam os maiores e menores valores, e a linha tracejada representa a mediana. Normalização para o condrito de McDonough & Sun (1995).

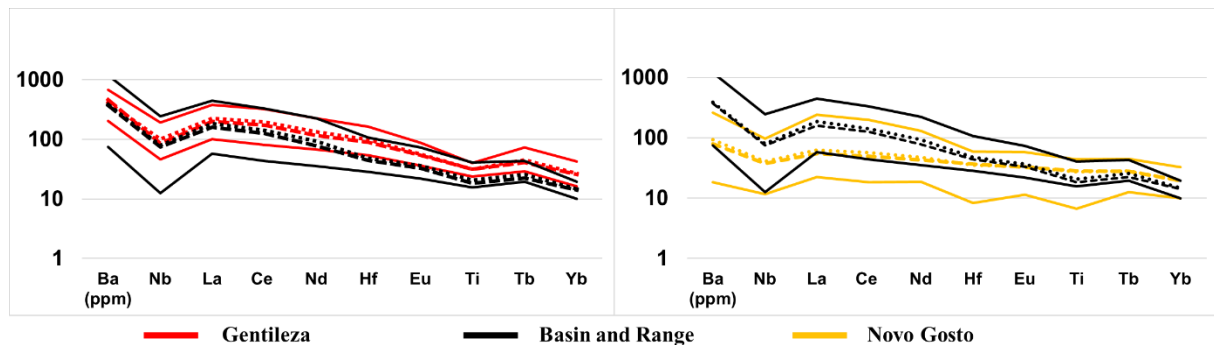


Figura 9: Diagrama multielementar para comparação geoquímica entre as rochas do Domínio Canindé com o Basin and Range. As linhas pontilhadas representam as médias, as linhas preenchidas representam os maiores e menores valores, e a linha tracejada representa a mediana. O elemento Ta não foi utilizado nesse diagrama, devido à ausência de dados desse elemento na geoquímica do ambiente comparativo. Normalização para o condrito de McDonough & Sun (1995).

5. DISCUSSÕES

Para uma maior quantificação das semelhanças entre os ambientes estudados foi criado uma tabela com critérios de semelhança discutidos no item 3.2 e visualizado na tabela 2.

A Unidade Novo Gosto possui anomalias negativas pronunciadas de Nb e Ta, leve anomalia positiva de Tb e leve anomalia negativa de Ti. As linhas amostrais são levemente inclinadas, mostrando um suave fracionamento de elementos leves em relação aos pesados.

Construindo uma relação comparativa dos diferentes ambientes com a Unidade Novo Gosto, pode ser visualizado na tabela 2, que o padrão geoquímico que mais se assemelha é o arco continental (Arco dos Andes Sul) com padrão semelhante (S) e enriquecimento muito semelhante (MS), seguido pelos ambientes de arco de ilha, com padrão e enriquecimento semelhantes. Cabe ressaltar que na Unidade Novo Gosto não foi possível encontrar um ambiente que tivesse padrão e enriquecimento muito semelhante (MS).

A Unidade Gentileza, por sua vez, possui anomalias negativas acentuadas de Nb e Ta e leve anomalia negativa de Ti. As linhas amostrais mostram um fracionamento de ETR leves com relação aos pesados maior que na Unidade Novo Gosto.

De acordo com a tabela 2, o ambiente que mais se assemelha às rochas da Unidade Gentileza é o Rifte *Basin and Range*, com padrão e enriquecimentos muito semelhantes (MS). Todos os outros ambientes mostraram discordâncias entre o padrão e o enriquecimento, por exemplo, nos ambientes convergentes, que englobam os ambientes ligados a arco, os padrões se mostraram muito semelhantes a semelhantes (MS, S), porém o enriquecimento se mostrou sem semelhança (SS).

Os ambientes tectônicos associados a Cordilheiras Meso- Oceânicas (N- e E-MORB) e OIB mostraram poucas semelhanças com ambas as unidades.

Tabela 1: Resumo das principais características dos padrões e enriquecimentos geoquímicos dos alvos desse trabalho.

AMBIENTE	NOVO GOSTO		GENTILEZA	
	PADRÃO	ENRIQUECIMENTO	PADRÃO	ENRIQUECIMENTO
ARCO CONTINENTAL	Semelhante	Muito Semelhante	Muito Semelhante	Sem Semelhança
ARCO DE ILHA	Semelhante	Semelhante	Muito Semelhante	Sem Semelhança
RETROARCO	Muito Semelhante	Sem Semelhança	Semelhante	Sem Semelhança
RIFTE (AFAR)	Pouco Semelhante	Sem Semelhança	Pouco Semelhante	Semelhante
RIFTE (TURKANA)	Pouco Semelhante	Pouco Semelhante	Pouco Semelhante	Sem Semelhança
BASIN AND RANGE	Semelhante	Sem Semelhança	Muito Semelhante	Muito Semelhante
N-MORB	Sem Semelhança	Sem Semelhança	Sem Semelhança	Sem Semelhança
E-MORB	Sem Semelhança	Sem Semelhança	Sem Semelhança	Sem Semelhança
OIB	Pouco Semelhante	Pouco Semelhante	Sem Semelhança	Sem Semelhança

As duas unidades compartilham de uma assinatura que é classicamente associada a zonas de subducção; porém, nas rochas da Unidade Gentileza, essa assinatura aparece de

forma mais pronunciada. Outra observação importante é em relação ao fracionamento dos elementos terras-raras, em que as rochas da Unidade Novo Gosto mostram um menor fracionamento de ETR leves em relação aos pesados, comparado com as rochas da Unidade Gentileza. Esse fracionamento geralmente é associado a fonte geradora dessas rochas, principalmente no caso de rochas básicas a intermediárias, onde o fator cristalização fracionada ainda não é tão importante. Entretanto, as rochas da Unidade Gentileza podem estar associadas também à contaminação crustal, já que essas rochas se encontram em constante mistura de magmas com rochas félsicas, naturalmente mais enriquecidas nesses elementos.

Analisando os resultados obtidos para as rochas da Unidade Gentileza, a grande semelhança com o Rifte Basin and Range e pouca semelhança com as rochas do Rifte do Leste da África são intrigantes. A grande diferença desses sistemas de rifte está associada ao padrão peculiar encontrado no *Basin and Range*, principalmente ao que se refere às anomalias e enriquecimento dos elementos, os quais se assemelham em alguns aspectos a rochas produzidas em ambientes de zona de subducção.

Anomalias negativas de Nb, Ta e Ti, segundo autores como Wilson (1989), Pearce (1996) e Condie (2001), são diagnósticas de basaltos formados em arco vulcânico. Segundo eles, os ETR leves são transferidos para cunha do manto, enquanto que o Nb, Ta e Ti se comportam de forma insolúvel, ficando retidos na placa, gerando assim um déficit desses elementos na fusão da cunha do manto. Porém, Hawkesworth *et al.* (1995), Li *et al.* (2008) e Wang *et al.* (2014) afirmam que as anomalias negativas de Nb, Ta e Ti também podem ser observadas em basaltos continentais, os quais são denominados de basaltos de platô continental semelhantes a arco (arc-like continental basalts). Os autores explicam a presença dessas anomalias devido às fusões parciais de manto sublitosférico, previamente modificados por subducção. Por sua vez, Xia (2014) afirma que magmas derivados da astenosfera, contaminados por componentes litosféricos, são capazes de reproduzir as anomalias negativas de Nb, Ta e Ti. Wang *et al.*, (2015, 2016), por fim, declara que essas anomalias podem ser geradas por fluidos provenientes da desidratação da zona de transição do manto, entre 410 e 660 km de profundidade.

Da mesma forma, em um ambiente de rifte é possível reproduzir assinaturas tipicamente associada à zona de subducção (anomalia negativa de Nb e Ta), quando ocorre contaminação do magma pelo manto sublitosférico, ou se ele for gerado num manto astenosférico metassomatizado por uma subducção prévia.

O tempo em que essa assinatura persiste no manto litosférico e astenosférico ainda é incerto. Rocha-Junior *et al.*, (2013) sugerem que subducções do Brasileiro imprimiram características no manto litosférico, encontrado sob as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, no sul do Brasil, sendo essa assinatura pertencentes aos basaltos de platô continental, que se formaram aproximadamente 500 Ma depois. Por outro lado, nas rochas de platô continental do Rifte do Leste da África, na região de Afar, essa assinatura de zona de subducção está ausente, apesar desse rifte ter se formado em cima de um cinturão do Pan-Africano (Cinturão Moçambicano), formado a partir de um arco magmático similar ao do embasamento da Formação Serra Geral (Cinturão Dom Feliciano).

No *Basin and Range*, por sua vez, existe uma subducção adjacente (Montanhas Rochosas), e existiu uma subducção que afetou esse manto litosférico e astenosférico a cerca de 30 Ma (subducção da Placa de Farrallon que evoluiu para um ambiente transformante - Falha de Santo André) imprimindo uma clara assinatura de subducção nas rochas desse rifte.

Dessa forma, a Unidade Gentileza possivelmente se formou em um ambiente de rifte continental (extensional), porém com um manto litosférico e/ou astenosférico previamente modificado por uma zona de subducção ou com essa modificação ocorrendo de forma cronocorrelata.

As rochas básicas da Unidade Novo Gosto não mostram um padrão tão clássico, não tendo sido encontrado um ambiente tectônico que se assemelhasse muito, tanto no padrão quanto no enriquecimento. O ambiente com maior semelhança, como comentado, é o de arco continental.

Através de uma análise geral das comparações feitas nesse trabalho, fica evidente que a gênese das rochas estudadas tem alguma ligação com um ambiente de arco, ou seja, com uma zona de subducção. Essa zona pode estar intimamente ligada ao ambiente, ou pode ter existido antes da instalação do ambiente, principalmente no caso das rochas da Unidade Gentileza, tendo impresso no manto as suas características geoquímicas típicas.

6. CONCLUSÕES

As rochas do Domínio Canindé possuem a gênese associada à influência de uma zona de subducção, podendo essa zona ser diretamente ligada a essas rochas ou ser uma contribuição herdada de uma zona de subducção mais antiga.

A contaminação por assimilação crustal não parece ser o motivo da assinatura de subducção típica dessa região; porém, contaminação do manto litosférico previamente

modificado por zona de subducção ou contaminação com material metassomatizado de uma subducção adjacente, pode explicar tal assinatura.

A Unidade Novo Gosto possui o padrão semelhante e um nível de enriquecimento muito semelhante ao representante dos arcos continentais (Arco Andes Sul). Sendo assim, as rochas desse ambiente são as que possuem maior compatibilidade geoquímica com as rochas da Unidade Novo Gosto.

A Unidade Gentileza possui padrão e enriquecimento muito semelhante ao ambiente representante dos riftes tipo largo (Basin and Range), com alguma influência de zona de subducção. Portanto, esse é o ambiente de maior compatibilidade geoquímica com as rochas da Unidade Gentileza.

7. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Sergipe pelas condições de trabalho disponibilizadas.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEZERRA, F.H.R., 1992. **Geologia e evolução petrológica do Complexo Gabróico Canindé do São Francisco e rochas adjacentes (Sergipe e Alagoas)**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNB, Brasília. 208p.
- BRADSHAW, T. K.; HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGHER, K., 1993. **Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume**. Earth and Planetary Science Letters, v. 116, n. 1-4, p. 45-62.
- BRITO NEVES, B. B. DE & CORDANI, U.G., 1973. **Problemas geocronológicos do "Geosinclinal Sergipano" e do seu embasamento**. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, Anais SBG, 1:67-76.
- BRITO NEVES, B. B., VAN SCHMUS, W. R., SANTOS, E. J., CAMPOS NETO, M. C., KOZUCH, M., 1995. **O evento Cariris Velho na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas**. Revista Brasileira de Geociências, 25 (4): 279-296.
- CHAÚQUE, F R., 2012. **Contribuição para o conhecimento da evolução tectônica do Cinturão de Moçambique, em Moçambique**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- CONDIE, K.C., 2001. **Mantle plumes and their record in Earth History**. Cambridge University Press, London, 326p.
- ERNST, W.G., HACKER, B.R., BARTON, M.D., SEN, G., 1991. **Igneous petrogenesis of magnesian metavolcanic rocks from the central Klamath Mountains, northern California**. Geological Society of America Bulletin, 103: 56 – 72, 1991.

- FURMAN, T., BRYCE, J. G., KARSON, J., IOTTI, A., 2004. **East African Rift System (EARS) plume structure: insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya.** *Journal of Petrology*, 45(5), 1069-1088.
- GEORGE, R., ROGERS, N., KELLEY, S., 1998. **Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province.** *Geology* 26, 923–926.
- GEOROC. 2019. **Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents.** Disponível em: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/> Acessado em janeiro de 2019.
- HART, W. K., WOLDEGABRIEL, G., WALTER, R. C., MERTZMAN, S. A., 1989. **Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions.** *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7731-7748.
- HAWKESWORTH, C.J., LIGHTFOOT, P.C., FEDORENKO, V.A., BLAKE, S., NALDRETT, A.J., DOHERTY, W., GORBACHEV, N.S., 1995. **Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts.** *Lithos*, 34: 61-88.
- JARDIM DE SÁ, E. F., MORAES, J. A. C., SILVA, L. J. H. D., 1986. **Tectônica tangencial na Faixa Sergipana.** In: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia.** Anais (3), p. 1246.
- KEAREY, P.; KLEPEIS, K.A.; VINE, F. J., 2014. **Tectônica Global.** Bookman Editora.
- KHALIFA, I.H., EL-BIALY, M., HASSAN, D.M., 2011. **Petrologic and geochemical characterization and mineralization of the metavolcanic rocks of the Heib Formation, Kid Metamorphic Complex, Sinai, Egypt.** *Geoscience Frontiers*, 2 (3): 385-402.
- LARA, L., RODRÍGUEZ, C., MORENO, H., & PÉREZ DE ARCE, C., 2001. **Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42 S).** *Revista geológica de Chile*, 28(1), 67-90.
- LI, Z.X., BOGDANOVA, S.V., COLLINS, A.S., DAVIDSON, A., DE WAELE, B., ERNST, R.E., FITZSIMONS, I.C.W., FUCHS, R.A., GLADKOCHUB, D.P., JACOBS, J., KARLSTROM, K.E., LU, S., NATAPOV, L.M., PEASE, V., PISAREVSKY, S.A., THRANE, K. VERNIKOVSKY, V., 2008. **Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis.** *Precambrian Research*, 160: 179-210.
- LIZ, L., MACHADO, A., LIZ, J., ALMEIDA, J., 2018. **Petrografia e geoquímica dos ortoanfibolitos das unidades Novo Gosto e Gentileza, Domínio Canindé, Faixa de Dobramentos Sergipana, Nordeste brasileiro.** *Pesquisas em Geociências*, 45(2), e0685.
- MCDONOUGH, W.F., SUN, S.S., 1995. **The composition of the Earth.** *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- MENEZES LEAL, A.B., PAUL, D., SILVEIRA, W.P., BASTOS LEAL, L.R., CRUZ, S.C.P., SANTOS, J.P., 2008. **Geoquímica das rochas meta-vulcânicas máficas do greenstone belt de Riacho de Santana, Bahia, Brasil.** *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3): 476-487.
- NASCIMENTO, R.S., 2005. **Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de rifte continental Neoproterozóica.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 159p.
- OLIVEIRA, E.P., TARNEY, J., 1990. **Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, northeastern Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences* 3, 125-140.
- OLIVEIRA, E.P., WINDLEY, B.F., ARAUJO, M.N.C., 2010. **The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana.** *Precambrian Research* 181, 64-84.

- PASSOS, L.H., FUCK, R.A., CHEMALE, F., LENZ, C., PIMENTEL, M.M., MACHADO, A., PINTO, V.M., 2021 **Neoproterozoic (740-680 Ma) arc-back-arc magmatism in the Sergipano Belt, southern Borborema Province, Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 109, p. 103280.
- PASSOS, L. H., 2016. **Caraterização petrográfica, química mineral e geotermobarometria de rochas da Unidade Novo Gosto, Domínio Canindé, Faixa de Dobramentos Sergipana**. Dissertação de Mestrado em Geociências. UnB.
- PEARCE, J. A., 1996. **A user's guide to basalt discrimination diagrams**. Geological Association of Canada Special Publication, 12: 79-113.
- PEARCE, J. A., 2014. **Immobile Elements Fingerprinting of Ophiolites**. *Elements*, 10: 101-108.
- PEARCE, J.A., Cann, J.R., 1973. **Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses**. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290–300.
- ROCHA-JÚNIOR, E.R.V., MARQUES, L.S., BABINSKI, M., NARDY, A.J.R., FIGUEIREDO, A.M.G. & MACHADO, F.B., 2013. **Sr-Nd-Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil)**. *Journal of South American Earth Sciences*, 46: 9-25.
- SANTOS, R. A., MENEZES FILHO, N. R., SOUZA, J. D., 1988. **Programa de levantamentos geológicos Básicos do Brasil; carta metalogenética/previsional- escala 1:100.000 (Folha CS.24-XC- VI Piranhas)**. DNPM/CPRM, 4 volumes.
- SANTOS, R.A., MARTINS, A.A.M., NEVES, J.P., 1998. **Geologia e recursos minerais do estado de Sergipe**. CPRM/Codise. 107p.
- SEIXAS, S.R.M., MORAES, L.C., 2000. **The Canindé Domain: its different gabbroic rocks**. In: *International Geological Congress, Rio de Janeiro, 31, Anais*, p.6. 64.
- SHERATON, J.W., 1984. **Chemical changes associated with high-grade metamorphism of mafic rocks in the east Antarctic shield**. *Chemical Geology*, 47:135-157.
- SILVA FILHO, M. A., 1976. **A suíte ofiolítica da Geosinclinal de Propriá**. XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, Anais SBG, 1:51-58.
- SILVA FILHO, M. A., 1998. **Arco vulcânico Canindé – Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: sequências orogênicas mesoproterozóicas**. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 40, Belo Horizonte, Anais Sociedade Brasileira de Geologia*, p.16.
- SUN, S.S. & 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 ocean basins*, Geological Society of London, Special, Publication, v. 42, p. 313-345.
- TROMPETTE, R., 1997. **Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario**. *Precambrian Research*, 82:101-112.
- WANG X.C., WILDE, S.A., XU, B., PANG, C.J., 2016. **Origin of arc-like continental basalts: Implications for deep-Earth fluid cycling and tectonic discrimination**. *Lithos*, 261: 5-45.
- WANG, X.C., LI, Z.X., LI, J., PISAREVSKY, S.A. & WINGATE, M.T.D., 2014. **Genesis of the 1.21 Ga Marnda Moorn large igneous province by plume–lithosphere interaction**. *Precambrian Research*, 241: 85-103.

- WANG, X.C., WILDE, A.S., LI, Q.L., YANG, Y.N., 2015. **Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone**. Nature Communication, v. 6, p. 7700.
- WEAVER, B.L., TARNEY, J., 1981. **Chemical changes during dyke metamorphism in highgrade basement terrains**. Nature, 289: 47–49.
- WHITFORD, D. J., JEZEK, P. A., 1979. **Origin of Late-Cenozoic lavas from the Banda arc, Indonesia: trace element and Sr isotope evidence**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68(2), 141-150.
- WILSON, M., 1989. **Igneous Petrogenesis**. Unwin Hyman, London, 464 p.
- XIA, L.Q., 2014. **The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones**. Earth-Science Reviews, 139: 195-212.

SOBRE OS AUTORES

Alan Dantas Cardoso: Possui graduação em Geologia pela Universidade de Sergipe (2019). Atualmente é mestrando no Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias (PGAB-UFS), possui experiência nas áreas de geoquímica, geotectônica, metalogenia e hidrogeologia.

Cristine Lenz: Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul, mestrado e doutorado em Ciências/Geociências pela UFRGS, com período de doutorado sanduíche na Curtin University of Technology em Perth-AU. Atualmente é professora associada do curso de Geologia da Universidade Federal de Sergipe, ministrando as disciplinas de Geotectônica e Geologia do Brasil e Geologia de Campo IV e V. Tem experiência na área de Geotectônica, Geocronologia, Geoquímica e Petrologia Metamórfica.

Francisco Dias de Souza Júnior: Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal de Sergipe. Atualmente, é geólogo da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, atuando principalmente no seguimento de prospecção geoquímica e com experiência na área de cartografia geológica básica em escala de detalhe.

Ingrid da Cunha Torres Mota: Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal de Sergipe. Possui experiência na área de mineração e na área ambiental.

Karoline Ferreira da Silva Mecnas: Possui graduação em Geologia (2016) e Mestrado em Geociências (2019) pela Universidade Federal de Sergipe – UFS, além de ser Técnica em Química (2011) pelo Instituto Federal de Sergipe - IFS. Possui experiência nas áreas de Petrologia Ígnea, Geoquímica e Hidrogeologia.

Luiz Henrique Passos: Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal de Sergipe, mestrado e doutorado em Geologia Regional pela Universidade de Brasília e técnico em Informática com habilitação em Desenvolvimento de Sistemas pelo Instituto Federal de Sergipe. Possui experiência como professor temporário de Geologia na UFS e IFBA. Atua nas áreas de geotectônica, petrologia ígnea e metamórfica, geoquímica, geocronologia e geoprocessamento.

Tássia Vanessa Paes Dantas: Possui graduação em Geologia e mestrado na área de Geomorfologia e Geoprocessamento pela Universidade Federal de Sergipe, além de ser tecnóloga em Saneamento Ambiental pelo Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Sergipe – IFS. Atualmente atua como geóloga na Companhia Estadual de Engenharia Ambiental e Recursos Hídricos da Bahia - CERB, atuando com Hidrogeologia - Locação de poços, perfuração e mapeamento hidrogeológico.

Viter Magalhães Pinto: Possui graduação (1994) em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul, mestrado (1997), doutorado e pós-doutorado em Ciências - Geociências (2010), pela UFRGS. Atualmente é professor associado do curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Pelotas (UFPel). Concluiu um ano de estudos na Universidade do Oeste da Austrália, Perth, AU (out/2007-set/2008), como bolsista do Cnpq, referente a Doutorado Sandwich. Atualmente coordena Projeto de Pesquisa contemplado com recursos do CNPq. Atuando principalmente nos seguintes temas: geoquímica, metalogênese-geologia econômica, geocronologia, geotectônica, mapeamento geológico e no uso de geotecnologias aplicadas ao mapeamento e prospecção mineral.

