



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:50.000 DO ENTORNO DA SERRA
DO JATOBÁ, TERRENO ALTO PAJEÚ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Mariana Sousa da Paixão

Recife, PE

Novembro de 2022

MARIANA SOUSA DA PAIXÃO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:50.000 DO ENTORNO DA SERRA
DO JATOBÁ, TERRENO ALTO PAJEÚ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Relatório de Graduação

Apresentado à Universidade Federal de Pernambuco, sob a orientação da Prof^o Dr^o Lauro César Montefalco de Lira Santos e coorientação do Geólogo Me. José Ferreira de Araújo Neto, como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador(a): Prof^o Dr^o Lauro César Montefalco de Lira Santos

Coorientador(a): Geólogo Me. José Ferreira de Araújo Neto

Recife, PE

Novembro de 2022

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor, através do programa de geração automática do SIB/UFPE

Paixão, Mariana Sousa da.

Mapeamento geológico na escala 1:50.000 do entorno da Serra do Jatobá, Terreno Alto Pajeú, Província Borborema / Mariana Sousa da Paixão. - Recife, 2022.

68 : il., tab.

Orientador(a): Lauro César Montefalco de Lira Santos

Coorientador(a): José Ferreira Araújo Neto

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Geologia - Bacharelado, 2022.

1. Mapeamento geológico. 2. Petrografia ígnea e metamórfica. 3. Terreno Alto Pajeú. 4. Província Borborema. I. Santos, Lauro César Montefalco de Lira. (Orientação). II. Araújo Neto, José Ferreira. (Coorientação). III. Título.

550 CDD (22.ed.)

MARIANA SOUSA DA PAIXÃO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ESCALA 1:50.000 DO ENTORNO DA SERRA
DO JATOBÁ, TERRENO ALTO PAJEÚ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Relatório de Graduação

Apresentado à Universidade Federal de Pernambuco, sob a orientação da Prof^o Dr^o Lauro César Montefalco de Lira Santos e coorientação do Geólogo Me. José Ferreira de Araújo Neto, como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Aprovado em 01 / 12 /2022

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos

Prof. Dr. Haroldo Monteiro Lima

Geóloga. Me. Glenda Lira dos Santos

DEDICATÓRIA

Este trabalho é dedicado aos principais incentivadores das realizações dos meus sonhos, meus pais e minha irmã. Minha base. Amo muito vocês.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho de conclusão é uma somatória de inúmeras variáveis, muita saudade, ansiedade, dedicação, persistência e de um sonho. Reconheço que sem Deus, toda essa caminhada seria impossível permanecer de pé e tentando. Sou grata pelo incentivo dos meus pais que sempre fizeram de tudo para que pudesse estudar. Essa conquista é nossa! Dedico ao meu pai que sempre me apoiou, principalmente quando chorava na chamada achando que não iria conseguir. O senhor é incrível! À minha mãe, a melhor mãe do mundo, por sempre me ajudar, dar forças, lembrar que “um dia de cada vez” para chegar no fim, e pelas orações. Eu sei que nunca estive sozinha, sempre guardada pelos mantos de Nossa Senhora. À minha irmã por todas as vezes que não me deixou desistir e aguentou minhas lamentações! A saudade de vocês é do tamanho do mundo e espero que valha a pena todo esforço que fizemos. AMO MUITO VOCÊS.

Agradeço aos meus amigos Gilberto, Pedro e Felipe, vocês tornaram minha estadia em Recife muito mais leve. À minha amiga Josilândia, essa conquista também é sua. A gente sonhava tanto em entender a Terra e a minha paixão pelas pedrinhas nasceu disso. A Everaldo e Henrique, meu muito obrigada por sempre me salvar no básico, sem vocês teria sido muito mais difícil. Ao meu amigo Adilson, por sempre me apoiar, incentivar, acalmar, dividir as angústias e lágrimas. O irmão que a UFPE me presenteou. Aos meus amigos Mature e Patrícia, vocês foram muito importantes nessa caminhada.

Ao professor Lauro, MUITO OBRIGADA por todas as oportunidades oferecidas desde Mineralogia Sistemática. Obrigada pelos conselhos, orientações e principalmente por suas palavras que sempre me confortaram quando precisei. Além do orientador, ganhei um amigo! Admiro muito o senhor e sei que ainda tenho muito o que aprender. Ao meu coorientador Neto, muito obrigada por tudo! Admiro muito você como pessoa e profissional. Esta monografia sem vocês não seria possível.

Agradeço a todos os integrantes do MAPECLAB que me acolheram e ajudaram. Paulinha, a pessoa mais doce que conheço. Você é maravilhosa, obrigada pela sua amizade e por sempre estar à disposição para as dúvidas de mineralogia. Maurílio, muito animado e sempre disposto a ajudar, muito obrigada. Caio, sou a grata por todas as vezes que me ajudou e deu uma luz principalmente na geofísica. Glenda, muito

obrigada por sempre me ajudar, admiro muito você e agradeço por ter aceitado o convite de participar dessa banca.

Ao professor Haroldo, obrigada por aceitar o convite de participar dessa banca. Agradeço à CNPq pelo incentivo a pesquisa durante dois anos de PIBIC e à FACEPE durante um ano. Essas instituições foram fundamentais para a minha inserção no mundo acadêmico e por nutrir minha paixão de entender a Terra, nem que seja um pouquinho.

Bom, todos vocês são as variáveis que puderam me fazer sonhar, estudar e sobretudo não desistir durante esses cinco anos.

RESUMO

A região que cobre a Serra do Jatobá, sertão de Pernambuco foi mapeada neste trabalho na escala de 1:50.000. Seis unidades foram identificadas por meio da integração geofísica-geológica: Complexo Cabrobó, Complexo Lagoa das Contendas, Complexo São Caetano, Suíte intrusiva Recanto-Riacho do Forno, Suíte Intrusiva Cariris Velhos e Granitos Brasileiros. Com exceção dos granitos brasileiros, essas rochas foram afetadas por duas fases de deformação dúctil. A fase D₁ está materializada nas zonas de cisalhamento compressionais Cacimba e Jatobá. Essas estruturas integram tectonitos com baixo ângulo de mergulho e lineação de alto *rake* e que, apesar de dobradas pela tectônica D₂, definem transporte tectônico para SSE e SSW. Já a fase D₂ encontra-se representada pelas zonas de cisalhamento Quixabeira, Margarida e Moça. Essas estruturas estão associadas a foliação de médio a alto ângulo de mergulho, lineação de estiramento mineral sub-horizontal a horizontal e critérios cinemáticos sugestivos de movimentação dextral para a primeira e sinistral para as duas últimas. As paragêneses minerais identificadas indicam preliminarmente a atuação de metamorfismo retrógrado do fácies anfibolito para condições típicas de xisto verde. Por fim, o evento geológico mais recente da área é a deformação rúptil transtraccional D₃. Os principais marcadores estruturais desta fase incluem falhas e fraturas discordantes com a foliação regional e as tramas magmáticas dos granitos brasileiros, sendo comumente preenchidas por diques mesocráticos finos (dioritos a quartzo-dioritos), pegmatitos e aplitos. Em comparação ao mapa regional disponível na literatura recente, ressalta-se que a principal contribuição deste trabalho reside no refinamento estrutural, como ilustrado pela definição de novas zonas de cisalhamento, bem como a apresentação de possíveis potenciais econômicos, como rochas mineralizadas em Fe-Ti e minerais industriais (rochas ornamentais e brita).

PALAVRAS-CHAVES: Mapeamento Geológico, Terreno Alto Pajeú, Província Borborema

ABSTRACT

The region that covers the Serra do Jatobá, sertão region of the Pernambuco state, was mapped in this work at a scale of 1:50,000. Six units were identified through geophysical-geological integration: Cabrobó Complex, Lagoa das Contendas Complex, São Caetano Complex, Recanto-Riacho do Forno Intrusive Suite, Cariris Velhos Intrusive Suite, and Brazilian Granites. Except for the Brasiliano granites, these rocks were affected by two events of ductile deformation. The D_1 event is materialized in the Cacimba and Jatobá thrust zones. These structures integrate tectonites with low dip angle and high rake lineation and, although folded by the event D_2 , define a tectonic transport towards SSE and SSW. The D_2 event is represented in the Quixabeira, Margarida, and Moça shear zones. These structures are associated with medium to high dip angle foliation, sub-horizontal to horizontal mineral stretching lineation, and kinematic suggestive of dextral movement for the first one and sinistral for the last two. The identified mineral paragenesis preliminarily indicates the action of retrograde metamorphism from the amphibolite facies to typical greenschist conditions. Finally, the most recent geological event in the area is the D_3 , characterized by transtensional brittle deformation. The main structural markers of this event include faults, and fractures discordant with the regional and the magmatic foliation of the Brazilian granites and are commonly filled by thin mesocratic dykes (diorites to quartz-diorites), pegmatites, and aplites. Compared to other regional map available in recent literature, we highlight that the main contributions of this work lie in the structural refinement, as illustrated by the definition of new shear zones, as well as the presentation of possible economic potentials, such as Fe-Ti mineralized rocks and industrial minerals (ornamental stones and gravel).

KEY-WORDS: Geological mapping, Alto Pajeú Terrane, Borborema Province

LISTA DE FIGURAS E TABELA

Figura 1. Vias de acesso partindo de Recife-PE até a localização da área de estudo.....	3
Figura 2. Fluxograma das etapas executadas neste trabalho.....	4
Figura 3. Planossolo com coloração avermelhada, relacionado ao Complexo Lagoa das Contendas, presente na área estudada.....	7
Figura 4. Planossolo com coloração amarronzada a amarelada, presente no Complexo São Caetano.....	7
Figura 5. Relevo ondulado relacionado as Suítes Intrusivas Itaporanga e Triunfo na área estudada.....	8
Figura 6. Compartimentação tectonoestratigráfica da Província Borborema.....	11
Figura 7. Mapa geológico simplificado da Subprovíncia Transversal da Província Borborema.....	13
Figura 8. Mapas gamaespectrométricos: a) de K; b) Th equivalente; c) U equivalente e d) mapa de composição ternária RBG.....	16
Figura 9. Mapas magnetométricos: a) campo magnético anômalo (CMA); b) primeira derivada em Z do campo magnético (DZ).....	17
Figura 10. Mapa litogeofísico apresentando os nove domínios definidos e suas respectivas classificações.....	18
Figura 11. Mapa litogeofísico apresentando os nove domínios definidos e suas respectivas classificações.....	19
Figura 12. a) Afloramento de xisto com lentes/camadas de quartzito do Complexo Lagoa das Contendas, sendo cortado por veios pegmatíticos; b) biotita-xisto com veio de quartzo; c) lente de quartzito.....	21
Figura 13. a) Afloramento de rocha calcissilicática com bandamento incipiente e concentrações de clinopiroxênio e titanita; b) bandamento composicional marcado pela intercalação entre bandas quartzo-feldspáticas com faixas de minerais máficos.....	22

Figura 14. a) Biotita-muscovita-xisto do Complexo São Caetano; e b) detalhe para estrutura do tipo <i>exibe mica fish</i> de 3 cm em biotita-muscovita-xisto.....	24
Figura 15. a) Biotita-muscovita xisto com intercalação de quartzito do Complexo São Caetano; b) biotita-muscovita xisto; c) lente de quartzito concordante com a xistosidade e foliação regional impressa em biotita-muscovita xisto.....	24
Figura 16. a) Metagranitoide intemperizado da Suíte Intrusiva Recanto/Riacho do Forno; b) Augen gnaiss milonitizado da Suíte Intrusiva Recanto/Riacho do Forno.....	26
Figura 17. a) Metagranitoide pouco deformado da Suíte Intrusiva Cariris Velhos; b) metagranitoide com estiramento de grãos de feldspato alcalino evidenciando o grau de deformação moderado.....	27
Figura 18. Afloramento do granito brasileiro classificado como fácies Triunfo com coloração rosa e granulação fina a média.....	29
Figura 19. Granitoide brasileiro classificado como fácies Itaporanga apresentando coloração cinza escuro e com fenocristais de feldspato alcalino.....	29
Figura 20. Afloramento de pegmatito com composição quartzo-feldspática da área de estudo; b) cristal de turmalina em escala centimétrica.....	30
Figura 21. Rocha calcissilicática aflorante na região de Mirandiba – PE. a) - c) rocha composta por clinopixênio (Cpx), hornblenda (Hbl), escapolita (Spc), titânita (Ttn) e quartzo (Qtz); d) porfiroblasto de quartzo com inclusão de apatita (Ap).....	32
Figura 22. a) Biotita-muscovita xisto com intercalação de quartzo e minerais filossilicáticos; b) cristal de turmalina (Tur) associado a muscovita (Ms) e biotita (Bt); c) alguns cristais de muscovita (Mus) apresentam dobrados; d) porfiroblastos de granada (Grt) de hábitos granoblásticos com granulação média a grossa.....	34
Figura 23. a) Metagranodiorito leucocrático de granulação fina a média e com textura granoblástica predominante; b) muscovita (Ms) xenomórfica com dimensões fina a média, apresentando contato suturado com cristais de quartzo e feldspato; c) porfiroclastos de microclíneo (Mc) com maclas polissintéticas e no padrão xadrez com	

intensa extinção ondulante; d) porfiroclasto de quartzo (Qtz) alongado numa matriz quartzo-feldspática fina a média.....36

Figura 24. a) Ortognaisse de composição monzogranítica com bandas de quartzo (Qtz) e microclínio (Mc) com biotita (Bt); b) textura mirmequítica evidenciada pela seta amarela.....38

Figura 25. a) Microfotografia do metagranodiorito da Suíte Serra do Jatobá com porfiroblastos alongados de quartzo (Qtz); b) textura granoblástica predominante evidenciada pelos cristais de quartzo (Qtz); c) rocha composta por quartzo (Qtz), biotita (Bt), feldspato alcalino (Kfs) e intercrescimento do tipo mirmequítica (seta amarela); c) porfiroblasto de microclínio com textura ígnea preservada pertítica (seta amarela); e) processo de saussuritização no plagioclásio (Plg); f) minerais de quartzo (Qtz), biotita (Bt) e muscovita (Ms) a polarizadores cruzados.....40

Figura 26. a) Monzogranito do fácies Itaporanga, leucocráticos, inequigranulares e com granulação média a grossa; b) detalhe evidenciando os cristais de clinopiroxênio (Cpx), hornblenda (Hbl) e quartzo (Qtz); c) cristais de clinopiroxênio (Cpx) alterados para hornblenda (Hbl); d) textura pertítica do tipo “em chamas”.....42

Figura 27.a) Sienogranito leucocrático do fácies Triunfo composto por plagioclásio (Plg), quartzo (Qtz) e biotita (Bt); b) agregados de subgrãos de quartzo de granulometria fina envoltos por plagioclásio (Plg) e biotita (Bt); c) cristais de titanita (Ttn) com hábitos losangulares; d) fenocristal de plagioclásio (Plg) parcialmente fraturado com inclusão de epidoto (Ep); e) fenocristais de plagioclásio (Plg) e feldspato alcalino (Kfd); f) textura mirmequítica, presentes em algumas interfácies entre cristais de plagioclásio e de feldspato alcalino.....45

Figura 28. Projeções estereográficas (hemisfério inferior) de igual área das principais estruturas planares (diagramas de polos) e lineares (projeção ciclográfica) obtidas da área estuda. a) Dados de foliação e lineação da fase D₁ associada as zonas de empurrão; b) dados de foliação e lineação da fase D₂ associada as zonas transcorrentes.....48

Figura 29. a) Afloramento de biotita-muscovita xisto do Complexo São Caetano, afetado pela tectônica de empurrão; b) critério cinemático da Zona de Cisalhamento Jatobá evidenciado por sigmoide do tipo σ49

Figura 30. a) Afloramento de biotita-xisto do Complexo Lagoa das Contendas com foliação de médio a alto ângulo ($> 65^\circ$); b) biotita-muscovita xisto intercalado com lente de quartzito com foliação verticalizada.....	49
Figura 31. Lineação de estiramento mineral oblíqua de valores intermediários sugestivos de padrões de interferência de D_2 com D_1	50
Figura 32. a) Microfotografia de biotita-muscovita xisto com porfiroclasto de granada rotacionados ao longo das superfícies S_2 ; b) interpretação das foliações S_1 e S_2 em relação ao porfiroclasto com sentido de rotação horária.....	50
Figura 33. Critérios cinemáticos da Zona de Cisalhamento Quixabeira. a) Ortognaisse com porfiroblasto do tipo σ de feldspato alcalino; b) biotita-muscovita xisto com mica fish em escala mesoscópica; c) microfotografia de mica fish com cinemática dextral; d) foliação sendo rotacionada pelo σ_1 por meio de acomodação da deformação, formando dobras com eixos paralelos ou subparalelos à direção da zona de cisalhamento.....	51
Figura 34. a) Falha transcorrente sinistral em monzogranito do fácies Itaporanga; b) sienogranito do fácies Triunfo cortado por dique de composição diorítica e com falha transcorrente sinistral; c) diagrama de roseta das estruturas rúpteis, as quais predominam nas direções NNE-SSW e E-W.....	52
Figura 35. Evolução P-T especulativa para as rochas estudadas (2 e 3) como resultado do retrometamorfismo da fase 1 descrita por Lages e Dantas (2016).....	54
Figura 36. Contato dos magmas de composição sienogranítica e monzogranítica dos Fácies Triunfo e Itaporanga, respectivamente.....	56
Figura 37. Bloco rolado contendo ilmenita e magnetita formado gossans ou iron caps que afloram no Complexo Lagoa das Contendas em escala de afloramento (a) e em detalhe (b).....	57
Figura 38. a) Afloramento de monzogranito do fácies Itaporanga; b) sienogranito do fácies Triunfo.....	58
Tabela 1 - Categorias criadas para classificar os valores dos três radioelementos.....	15

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Considerações iniciais.....	1
1.2. Justificativa do tema proposto	1
1.3. Localização e vias de acesso.....	2
1.4. Metodologia.....	3
2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E SOCIOECONÔMICOS	5
2.1. Clima.....	5
2.2. Vegetação.....	5
2.3. Hidrografia.....	5
2.4. Solos.....	6
2.5. Geomorfologia	7
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	8
3.1. Província Borborema	8
3.1.1. Subprovíncia Transversal	11
4. GEOFÍSICA	14
4.1. Interpretação dos dados	17
5. GEOLOGIA LOCAL.....	19
5.1. Complexo Lagoa das Contendas.....	20
5.1.1. Feições de campo.....	20
5.2. Complexo São Caetano.....	22
5.2.1. Feições de campo.....	23
5.3. Suíte Intrusiva Recanto-Riacho do Forno.....	25
5.3.1. Feições de campo.....	25
5.4. Suíte Intrusiva Cariris Velhos.....	26
5.4.1. Feições de campo.....	27
5.5. Granitoides Brazilianos.....	28
5.5.1. Feições de campo.....	28
5.5.2. Pegmatitos	30
6. PETROGRAFIA	30
6.1. Complexo Lagoa das Contendas.....	30
6.2. Complexo São Caetano.....	32
6.3. Suíte Intrusiva Recanto-Riacho do Forno.....	34
6.3.1. <i>Metagranodioritos</i>	34
6.3.2. <i>Biotita-hornblenda ortognaisse</i>	36

6.4.	Suíte Intrusiva Cariris Velhos.....	38
6.5.	Granitoides Brazilianos.....	41
6.5.1.	<i>Fácies Itaporanga</i>	41
6.5.2.	<i>Fácies Triunfo</i>	43
7.	GEOLOGIA ESTRUTURAL	46
8.	METAMORFISMO	52
9.	MAGMATISMO.....	54
10.	GEOLOGIA ECONÔMICA	56
10.1.	Minerais metálicos	56
10.2.	Minerais industriais	57
11.	ASPECTOS CONCLUSIVOS	58
12.	REFERÊNCIAS	61
	ANEXO 1 – MAPA GEOLÓGICO	68

1. INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

Este trabalho representa o resultado de mapeamento geológico realizado na escala 1:50.000 em uma área de 333 km² no entorno da Serra do Jatobá entre os municípios de Carnaubeira da Penha e Belém de São Francisco, estado de Pernambuco. Este documento tem por objetivo a aquisição dos créditos referentes a disciplina “Geologia de Campo 4”, requisito obrigatório para obtenção do grau de bacharel em geologia pela Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). Busca-se aqui, dentro dos limites impostos pela natureza do documento, contribuir para a evolução do conhecimento geológico desta porção do Nordeste brasileiro.

1.2. Justificativa do tema proposto

A área proposta para o presente estudo possui características geológicas singulares que podem auxiliar na compreensão de temas amplamente debatidos no âmbito da Província Borborema, sobretudo aqueles relacionados ao evento Cariris Velhos (*ca.* 1000-920 Ma; *sensu* Santos *et al.*, 2010). As unidades aflorantes na área foram descritas anteriormente por Brasilino & Morais (2020) durante o mapeamento geológico da folha Mirandiba (SC.24-X-A-I) escala 1:100.000, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM e essa pesquisa busca detalhar os aspectos geológicos básicos desta região, incluindo inferências sobre suas características estratigráficas e estruturais.

A região estudada está geologicamente inserida no Terreno Alto Pajeú, um dos domínios que compõem a porção central da Província Borborema (Santos, 1995; Santos e Medeiros, 1999). Essa apresenta ao menos duas sucessões litológicas que podem ser cronocorrelatas aquelas descritas regionalmente para o Terreno Alto Pajeú descritas por Santos *et al.* (2010). São elas: i) rochas metassedimentares, metavulcânicas e ii) suítes de rochas metaplutônicas de protólito com composição intermediária a ácida e vem sendo descritas como unidades “chave” para o entendimento do evento Cariris Velhos

(e.g., (Kozuch, 2003; Medeiros, 2004; Santos *et al.*, 2010, 2020; Van Schmus *et al.*, 2011).

Ressalta-se a importância desta área, pela boa exposição de metagranitóides tipo “Cariris Velhos”, ainda pouco estudados do ponto de vista petrogenético, incluindo as exposições associadas ao stock Serra do Jatobá, unidade investigada anteriormente durante o projeto de iniciação científica pela autora deste documento, conforme atestam Paixão e Santos (2022). Estes litotipos foram datados por Brasilino *et al.* (2014), apresentando idade de cristalização protolítica em torno de 990 Ma, podendo marcar o início da fase acrescionária deste evento. Outrossim, a autora reconhece que a natureza orogênica deste evento é ainda controversa (e.g., Guimarães *et al.*, 2012) e destaca que a presente investigação representa um trabalho de geologia básica, não adentrando nas nuances da evolução crustal da Província Borborema.

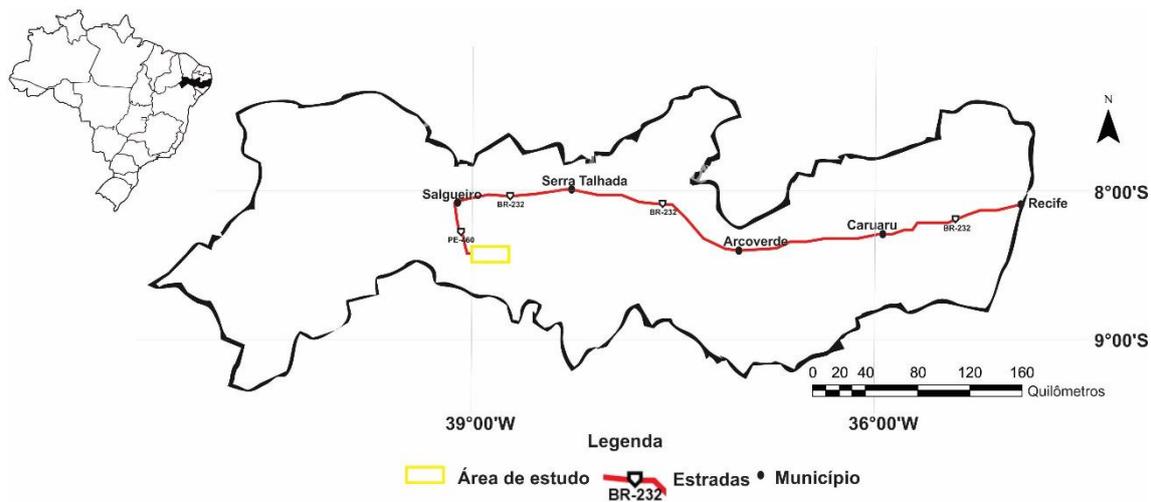
Por fim, que nesta região são reconhecidas ocorrências de Fe-Ti ligadas ao magmatismo máfico-ultramáfico conforme descrevem Lages e Dantas (2016), amplificando a realização deste trabalho, que busca não apenas contribuir com mapeamento geológico básico, mas também com a identificação de possíveis novas ocorrências minerais no estado de Pernambuco.

1.3. Localização e vias de acesso

A área proposta para este estudo possui 333 Km² e situa-se entre os municípios de Carnaubeira da Penha e Belém de São Francisco, sertão do estado de Pernambuco. Os limites longitudinais e latitudinais expressos em coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator) da área selecionada são respectivamente 500000-529000 m E e 9060440-9070230 m S, inseridos na quadrícula 24 M, considerando-se o *datum* WGS 84 (*World Geodetic System*, 1984).

Apesar da área de estudo ser acessada unicamente por “estradas de terra”, seus arredores incluem acessos por malha viária pavimentada. O trajeto mais acessível para chegar à área partindo do Departamento de Geologia da UFPE, ponto de origem deste trabalho, segue majoritariamente a BR-232 com destino a Salgueiro (cerca de 532 km), seguindo a PE-420 e estradas locais (Figura 1).

Figura 12. Vias de acesso partindo de Recife-PE até a localização da área de estudo.



Fonte: Da autora (2022).

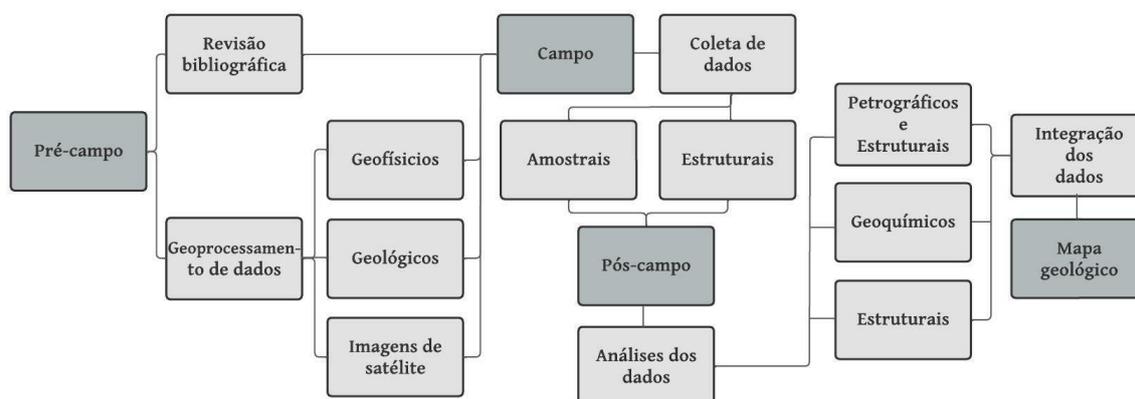
1.4. Metodologia

Como tradicionalmente realizado em trabalhos de geologia de campo sistemáticos, a pesquisa constou das etapas pré campo, trabalhos de campo e pós campo (Figura 2). A etapa pré-campo consistiu majoritariamente em revisão bibliográfica, incluindo consultas em artigos científicos nacionais e internacionais e o estudo de mapas geológicos regionais na biblioteca da superintendência regional de Recife do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Durante essa etapa, também foi realizado o processamento dos dados geofísicos cordialmente cedidos pela CPRM para pesquisa e confecção de mapas geofísicos que analisados em associação com imagens de satélite, sobretudo SRTM, permitiram a confecção do “mapa de serviço”, que serviu alicerce para o desenvolvimento da segunda etapa do trabalho. Ressalta-se a importância da utilização dos produtos geofísicos confeccionados, incluindo os mapas radiométricos, que permitiram a separação dos principais domínios gama-espectrométricos e possíveis estruturas rasas, bem como o uso dos dados magnetométricos, utilizados principalmente na marcação de possíveis contatos e estruturas crustais mais profundas.

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas de 15 dias cada. Durante estes trabalhos, foram descritos um total de 38 afloramentos, dos quais foram extraídos 12 amostras para confecção de seções delgadas e análises químicas. Nos afloramentos descritos foram devidamente anotadas em caderneta de campo todas as informações técnicas possíveis, incluindo descrições litológicas, relações de contato, estruturas

mesoscópicas identificadas. As coordenadas geográficas de cada ponto seguiram o sistema UTM (*datum* WGS84), tendo sido obtidos e salvos em GPS *Garmin* e no aplicativo *Avenza Maps*, versão para *Android*. Todo material utilizado no campo pertence ao Laboratório de Mineralogia Aplicada a Evolução Crustal (MAPECLAB) da UFPE. Na etapa pós-campo foram feitos os devidos ajustes no mapa preliminar e parte das amostras coletadas foram utilizadas para confecção de seções delgadas, realizada pela empresa *GEOLAB – Soluções geológicas*. Amostras representativas das unidades mapeadas foram fotografadas utilizando a câmera, *Canon EOS 1100D* digital, e descritas em escala mesocópica, enquanto as seções delgadas foram descritas no microscópio *Olympus BX-40* com sistema de câmera acoplado. Os dados estruturais obtidos em campo foram plotados em estereogramas utilizando a rede de Schmidt Lambert, separando atitudes de estruturas planares e lineares, permitindo a identificação da geometria e características espaciais das principais estruturas da área. Por fim, a integração de todos esses dados permitiu a confecção do mapa geológico apresentado para a área, bem como o presente relatório que consiste em notas explicativas de todas as informações obtidas. Durante as atividades de pré- e pós campo, foram utilizados os softwares: i) *Google Earth Pro* - para aquisição das imagens de satélite, ii) *Google Maps* para aquisição das imagens de localização, iii) *Geosoft Oasis Montaj 6.4.2* para a interpretação de dados aerogeofísicos, iv) *ArcMap 10.5* e *CorelDRAW 2018* para confecção dos mapas geológicos preliminares e final e v) *Stereonet 9.5*, para o estudo da distribuição espacial das feições estruturais medidas em campo.

Figura 13. Fluxograma das etapas executadas neste trabalho.



Fonte: Da autora (2022).

2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E SOCIOECONÔMICOS

Todos os dados relativos à fisiografia da área de estudo foram levantados a partir do “Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea de Pernambuco – municípios de Carnaubeira da Penha e Belém de São Francisco”, desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em parceria com o Ministério de Minas e Energia. Resumidamente apresenta-se a seguir as principais características geográficas da área.

2.1. Clima

Os municípios têm um clima classificado como tropical semiárido que é caracterizado pela escassez e irregularidade de chuvas ao longo do ano. O período chuvoso inicia entre os meses de novembro e dezembro e com término em abril. A precipitação e temperatura média anual é de aproximadamente 432 mm e de 25°C, respectivamente.

2.2. Vegetação

A vegetação dessa região é basicamente composta por *Caatinga Hiperxerófila*, conhecida como vegetação de baixo a médio porte, típica de condições secas como o sertão nordestino. Estas plantas são caracterizadas pela resistência a escassez de água no período de seca, sendo normalmente encontradas em solos rasos. Nessa região também apresenta trechos de *Floresta Caducifólias*, apresentando espécies e folhas caducas que tendem a cair em períodos de extrema aridez.

2.3. Hidrografia

A área de estudo encontra-se inserido nos domínios da Bacia hidrográfica do Rio São Francisco e do grupo de bacias de pequenos rios interiores do Nordeste. No município de Carnaubeira da Penha, os riachos são da Carnaubeira, do Brejo, do Agreste, do Angico, do Poço da Pedra, do Boqueirão, do Mingu, do Capim, dos pocinhos, da Pedra do Açude Grande e do Zacarias. Já os principais corpos de

acumulação incluem as lagoas Redonda, da Caatinga, do Tabuleiro, do mimoso, da Formosa, do Campo Grande, da Cobra, do Pé de Serra e do Boi. Já no município de Belém de São Francisco, os principais riachos são: Conceição, dos Serrotes Brancos, Quixaba, do Meio, da Santa Fé, de Baixo, do Paraguá, Vaca Morta, do Sebo, do Pau-Ferro, Pequeno. Os principais corpos de acumulação são as lagoas da Jurema, de Dentro, do Campo Comprido, do Pajeú. Todos os cursos d'água têm regime de escoamento intermitente e o padrão de drenagem dominante é do tipo dendrítico, à exceção do Rio São Francisco localizado ao sul, o qual têm regime intermitente.

2.4. Solos

Nas áreas de baixo relevo suave a ondulado que estão relacionadas com as unidades do Complexo São Caetano e Lagoa das Contendas, são caracterizadas por planossolos que apresentam mal drenados, com fertilidade natural média e problemas de sais típicos de regiões com alta taxa de evaporação e baixa taxa de precipitação ao longo do ano. Destaca-se, que o solo relacionado ao Complexo Lagoa das Contendas (Figura 3) apresenta uma coloração avermelhada que pode indicar a presença de óxidos de ferro não hidratados, principalmente da hematita. Já o solo do Complexo São Caetano (Figura 4) possui uma coloração amarronzada a amarelada indicando a existência de óxidos de ferro hidratados de minerais como a goethita. Nas áreas com cotas mais elevadas classificadas com relevos suave ondulado e ondulado, as quais estão presentes nas unidades graníticas do tipo Itaporanga e Triunfo, como também nos metagranitóides Cariris Velhos, os solos são definidos como brunos não cálcicos, rasos e de fertilidade natural significativamente alta e são susceptíveis à erosão, mostrando, frequentemente, pedregosidade superficial.

Figura 14. Planossolo com coloração avermelhada, relacionado ao Complexo Lagoa das Contendas, presente na área estudada.



Fonte: Da autora (2022).

Figura 15. Planossolo com coloração amarronzada a amarelada, presente no Complexo São Caetano.



Fonte: Da autora (2022).

2.5. Geomorfologia

A região estudada possui paisagens típicas do semiárido e está inserida na unidade geoambiental da Depressão Sertaneja. No geral, o relevo nessa área é classificado como suave ondulado a ondulado com cotas que variam de 370 a 915 m de altitude e apresenta uma média de 504 m. As elevadas altitudes estão relacionadas com os corpos graníticos Itaporanga e Triunfo (Figura 5) que apresentam formas arredondadas observados nas porções noroeste e nordeste da área. Nas outras porções, o

relevo predominantemente suave ondulado cortado por vales estreitos e com superfície de pediplanação relacionadas as unidades metamórficas da região estudada.

Figura 16. Relevo ondulado relacionado as Suítes Intrusivas Itaporanga e Triunfo na área estudada.



Fonte: Da autora (2022).

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Província Borborema

A Província Borborema foi definida por Almeida *et al.* (1981) como um cinturão orogênico desenvolvido durante o ciclo Brasileiro entre 650 e 500 Ma (Brito Neves *et al.* 2014 e referências ali contidas). Representa um dos vários orógenos Brasileiros-Pan Africanos que se formaram a partir de esforços compressivos entre paleocontinentes arqueanos e paleoproterozoicos (Caxito *et al.*, 2020a e referências ali contidas). Esta província está inserida na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, limitada ao norte pelo Cráton São Luis, ao sul pelo Cráton São Francisco, à oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pelas bacias costeiras da margem equatorial brasileira (Figura 6). O arcabouço tectônico desta província foi inicialmente interpretado por Brito Neves (1975), como um sistema de dobramentos estruturado no final do Neoproterozoico (*ca.* 0,6 Ga), formado por uma alternância de faixas metassedimentares, maciços medianos, importantes lineamentos e zonas de cisalhamento de caráter regional, bem como múltiplas intrusões graníticas.

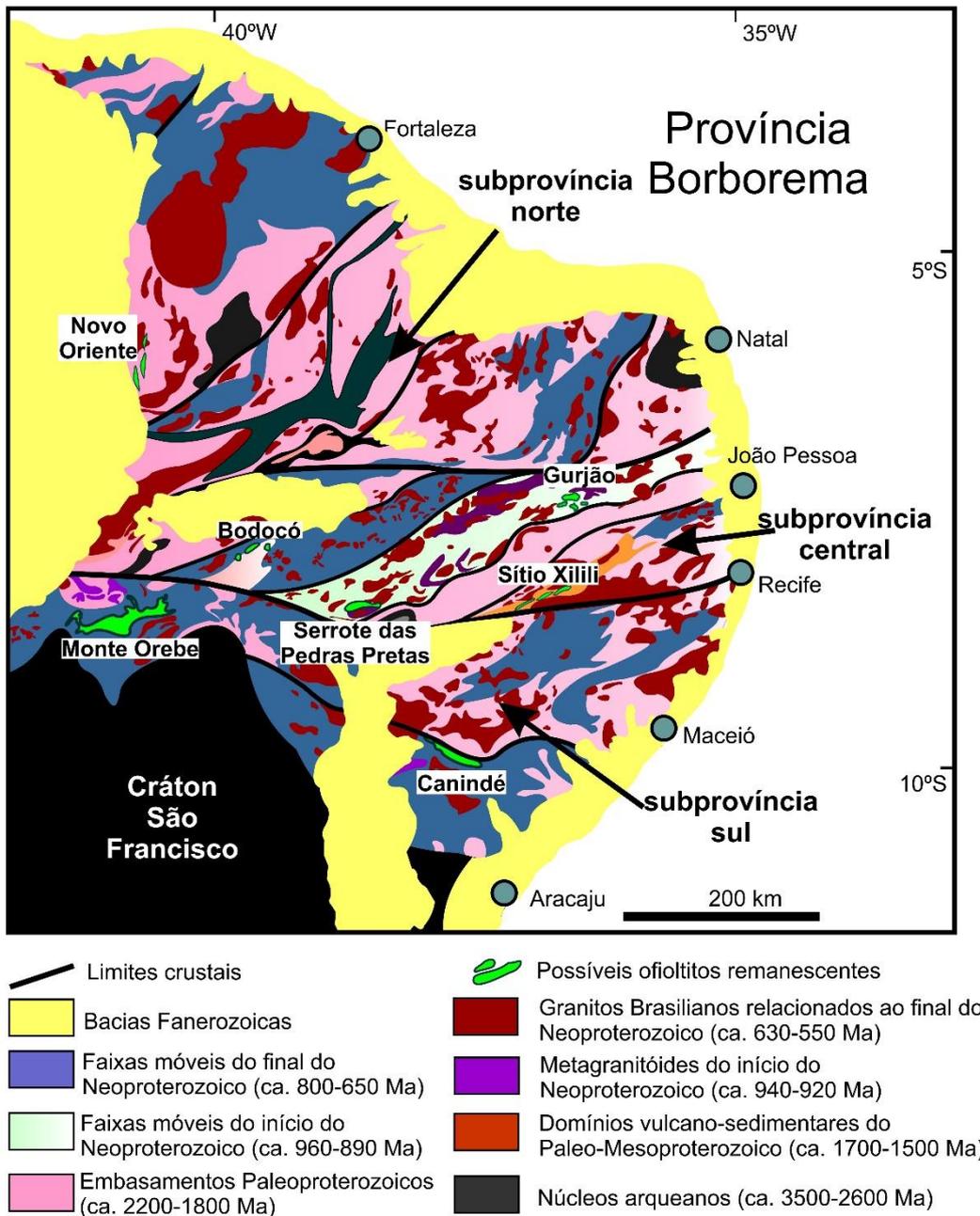
A partir de trabalhos de análise estrutural, Jardim de Sá e colaboradores (*e.g.*, Jardim de Sá e Hachspacker 1980), definiram o conceito de faixas monocíclicas e policíclicas na Província Borborema, na qual a maioria das faixas de dobramento seria associada à orogênese Transamazônica (*ca.* 2,2-2,0 Ga) com retrabalhadas durante o Ciclo Brasileiro (*ca.* 0,70-0,57 Ga). Estes foram posteriormente consolidados em Jardim de Sá (1994), que propôs uma distinção para as unidades regionais em faixas monocíclicas brasileiras e faixas paleoproterozoicas retrabalhadas. Por meio da ampliação do banco de dados isotópicos, especialmente relacionados aos métodos U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, Van Schmus *et al.* (1995), dividiram estruturalmente a província em três subprovíncias: Setentrional, Transversal e Meridional, limitadas pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco. A Subprovíncia Setentrional ocorre a norte do Lineamento Patos, agrupando os domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte, como definiu posteriormente Brito Neves *et al.* (2000). Com base no arranjo das zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE-SW, Santos e Medeiros (1999) dividiram a Subprovíncia Transversal (sul do Lineamento Patos) em quatro terrenos: Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida. Brito Neves *et al.* (2020), tem discriminado sequências de rochas gnáissicas intercaladas com rochas metassedimentares no oeste do estado de Pernambuco, discriminando o domínio ou terreno São Pedro, cuja evolução é ainda pouco abordada na literatura. A Subprovíncia Meridional ocorre ao sul do Lineamento Pernambuco, incluindo um bloco gnáissico-granítico denominado de Super Terreno Pernambuco-Alagoas (Silva Filho *et al.*, 2002; Brito Neves e Silva Filho, 2019) e as faixas marginais localizadas ao norte do Cráton do São Francisco, *i.e.*, Riacho do Pontal e Sergipana (ver Oliveira *et al.*, 2017 e Caxito *et al.*, 2017 e referências ali contidas para detalhes).

A evolução tectônica da Província Borborema assim como outros sistemas orogênicos neoproterozoicos que compõem a Plataforma Sul-Americana é ainda objeto de discussão. O conceito de terrenos foi inicialmente proposto por Santos (1996), que descreveu sucessivos processos de acreção e colisão durante o Neoproterozoico, com destaques exemplos da Subprovíncia Transversal de maneira análoga aqueles descritos na cordilheira oeste dos Estados Unidos (*sensu* Howell, 1995). Este segmento litosférico, representa o alvo do presente estudo, sendo caracterizado por associações de arcos magmáticos, remanescentes de crosta oceânica preservados, sequencias metamórficas de alto grau, assim como associação destes elementos com zonas de

cisalhamento de caráter regional a continental (Kozuch, 2003; Amaral *et al.*, 2011; Araújo *et al.*, 2014a,b; Santos *et al.*, 2014; Lima *et al.*, 2015; Lages e Dantas 2016; Padilha *et al.*, 2016). Destaca-se que além para os diversos marcadores acrescionários descritos por esses autores, incluindo aglutinação de terrenos exóticos (*e.g.* Santos *et al.*, 2017, 2018, 2021, 2022), fases relacionadas ao Ciclo de Wilson (*i.e.*, introversão e extroversão), incluindo fases de rifteamento da crosta, abertura e fechamento de bacias oceânicas, instalação de zonas de subducção e colisão continental ao final do Neoproterozoico (*e.g.* Oliveira *et al.* 2010; Caxito *et al.* 2014a,b, 2016; Basto *et al.* 2019; Santos *et al.*, 2022).

Por outro lado, essas evidências vêm sendo sistematicamente contestadas por Neves e Mariano (1997,1999, 2001), Neves *et al.* (2003, 2006, 2015) e Neves (2021), os quais sugerem a continuidade geológica entre os terrenos desde o Paleoproterozoico, sugerindo que a província teria sido submetida a esforços intracontinentais, similar ao descrito no orógeno Peterman (Raimondo *et al.*, 2010). Esses autores baseados principalmente em dados litogeoquímicos e compilações geocronológicas apontam uma série de problemas para aplicação do modelo na Província Borborema. Dessa forma, os referidos autores alegam, por exemplo, que há ausência de evidências claras de zonas de sutura, além de questionarem a natureza colisional-orogênica do evento Cariris Velhos.

Figura 17. Compartimentação tectonoestratigráfica da Província Borborema.



Fonte: Modificado de Santos *et al.* (2022).

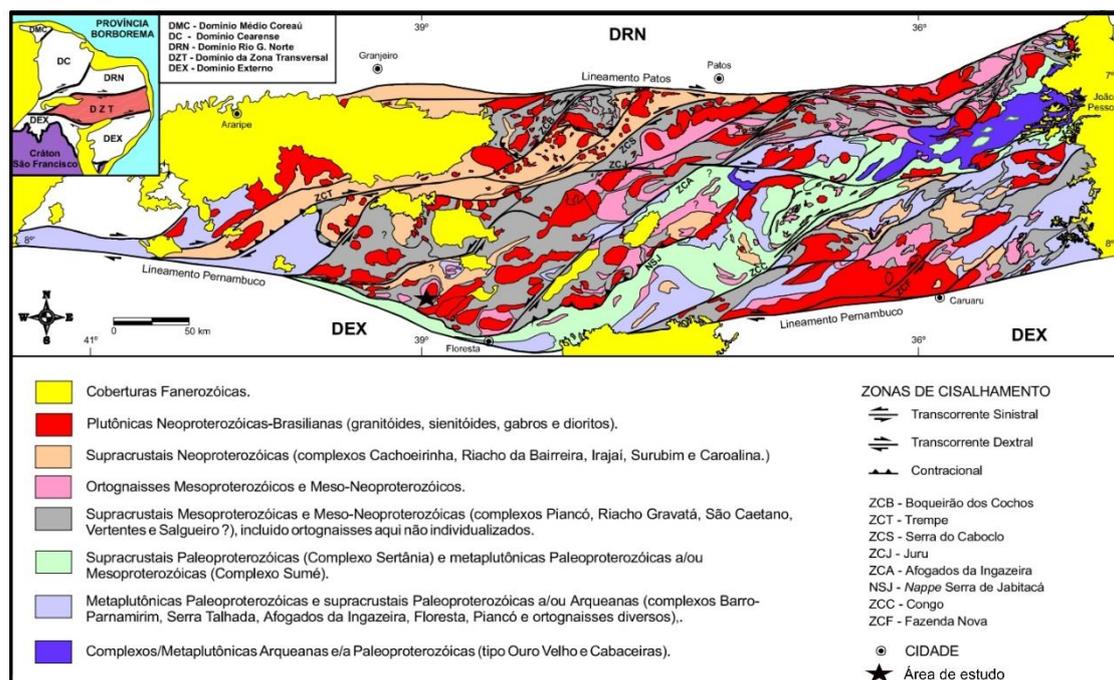
3.1.1. Subprovíncia Transversal

A Subprovíncia Transversal é caracterizada por uma série de terrenos ou domínios dispostos em uma trama geral de direção ENE-WSW separados por importantes zonas de cisalhamento com geometria sinuosa e cinemática predominantemente sinistral. Esta subprovíncia é dividida, de leste para oeste, em quatro

terrenos que são: Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Piancó Alto-Brígida abrangendo associações de rochas com idade variando desde o Arqueano até o Cambriano (Figura 7; Santos, 1996; Santos e Medeiros, 1999; Brito Neves *et al.*, 2000; Kozuch 2003; Medeiros, 2004; Oliveira, 2008; Van Schmus *et al.*, 2011; Sial e Ferreira, 2016). De acordo com os autores supracitados, esses terrenos teriam sido justapostos por dois eventos orogênicos sucessivos: Cariris Velhos e Brasileiro de idades toniana (*ca.* 1000 – 920 Ma), e ediacarana (800 – 500 Ma), respectivamente.

O embasamento da Subprovíncia Transversal é constituído por ortognaisses e migmatitos de composição variável e idade predominantemente paleoproterozoica (*ca.* 2.1-2.0 Ga; *e.g.*, Santos *et al.*, 2015), sequências metassedimentares paleo- a neoproterozoicas (*e.g.*, Santos *et al.*, 2004; Neves *et al.*, 2017). Ressalta-se que em determinadas áreas, ortognaisses e rochas gabro-anortosíticas são datadas entre 1,7 e 1,5 Ga, como o caso do augen-gnaiss de Taquaritinga (Sá *et al.*, 2002) e do Complexo Gabro-Anortosítico de Passira (Accioly, 2000). Todo esse conjunto é cortado por granitos relacionados a orogênese Brasileira compreendendo amplo espectro composicional conforme descrevem Brito Neves *et al.* (2016) e Sial e Ferreira (2016). Uma característica comum em algumas regiões, sobretudo no Terreno Alto Pajeú é a ampla exposição de rochas com idades que variam entre 1000 e 920 Ma, interpretadas como parte do “Evento Cariris Velhos” (Brito Neves *et al.*, 1995. Santos, 1995), cuja geologia e aspectos evolutivos serão discutidos em detalhe no próximo tópico. Por fim, essa subprovíncia apresenta ocorrência de extensos corredores miloníticos em adição as principais estruturas regionais que limitam a Subprovíncia Transversal, que denotam variações significativas em termos de temperatura de deformação e anomalias geofísicas (*e.g.*, Oliveira e Medeiros, 2018; Santos *et al.*, 2021).

Figura 18. Mapa geológico simplificado da Subprovíncia Transversal da Província Borborema.



3.1.1.1. Terreno Alto Pajeú

O Terreno Alto Pajeú é particularmente importante para a compreensão da evolução neoproterozoica da Província Borborema, pois afloram associações de rochas metaplutônicas e metavulcanossedimentares relacionadas ao evento Cariris Velhos. Por apresentar um espectro contínuo de litotipos tonianos com assinatura geoquímica de arco magmático de aproximadamente 100 km de largura e 700 km de extensão, foi descrito como Cinturão ou Faixa Cariris Velhos (ver Santos *et al.*, 2019 para uma descrição mais recente). Além dessas unidades, compõem o arcabouço crustal deste terreno, uma série granitos cálcio-alcálicos de idade Ediacarana e exposições locais de embasamento paleoproterozoica de distribuição descontínua (Santos *et al.*, 2010).

As exposições de rochas mais importantes da Faixa Cariris Velhos correspondem a rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas que ocorrem na porção sul do terreno Alto Pajeú, principalmente no Complexo Lagoa das Contendas e sequência Poço do Salgueiro, rochas metavulcanossedimentares formadas principalmente por biotita-muscovita paragnaises e biotita-muscovita xistos e anfibolitos do Complexo São Caetano (Santos, 1995; Sales *et al.*, 2011), cuja idade

máxima de deposição está na faixa dos 810 Ma (Guimarães *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2019). No interior deste domínio, são descritos ainda rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas agrupadas no subdomínio Riacho Gravatá (Kozuch, 2003; Santos *et al.*, 2010; Van Schmus *et al.*, 2011). Conquanto, rochas de idade similar foram encontradas ao sul do Lineamento Pernambuco evidenciando ainda mais a influência do evento Cariris Velhos na estruturação da Província Borborema.

Neste terreno, o dado mais recente de registro toniano são de rochas metamáficas e metaultramáficas da suíte Serrote das Pedras Pretas (metadunitos, metapiroxenitos e metagabros), interpretados como rochas cumuláticas da raiz de um arco magmático e ofiolitos (Lages e Dantas, 2016). Vários trabalhos com ênfase nos metagranitoides e ortognaisses relacionados ao evento Cariris Velhos, detalhados por Santos (1995), Kozuch (2003) e Santos *et al.* (2010), enfatizam sua natureza sin-orogênica à colisional, confirmando a natureza geotectônica desse evento. Por outro lado, investigações geoquímicas alternativas como em Guimarães *et al.* (2012), interpretam o magmatismo relacionado típico de ambiente intraplaca ou *rift* continental, o que está de acordo com o que é descrito em massas continentais adjacentes a Província Borborema, como no caso do Cráton São Francisco (Caxito *et al.*, 2020b).

4. GEOFÍSICA

Dados geofísicos de gamaespectrometria e magnetometria utilizados neste trabalho foram extraídos do Projeto Aerogeofísico Paraíba – Rio Grande do Norte, executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil em parceria com a LASA Engenharia e Prospecções S.A. e a PROSPECTORS Aerolevanteamento e Sistemas Ltda. Estes dados foram cordialmente cedidos para fins científicos como o caso do presente documento. Este projeto consistiu na utilização dos métodos de aeromagnetometria e aerogamaespectrometria em uma área total de 134.644,80 km², com altura de voo de 100 m e direção das linhas de voo N-S com espaçamento de 500 metros entre elas. A partir desses dados, a confecção dos produtos geofísicos apresentados neste trabalho foi realizada utilizando o software *Oasis Montaj*, versão 6.4.3 da *Geosoft Inc.*

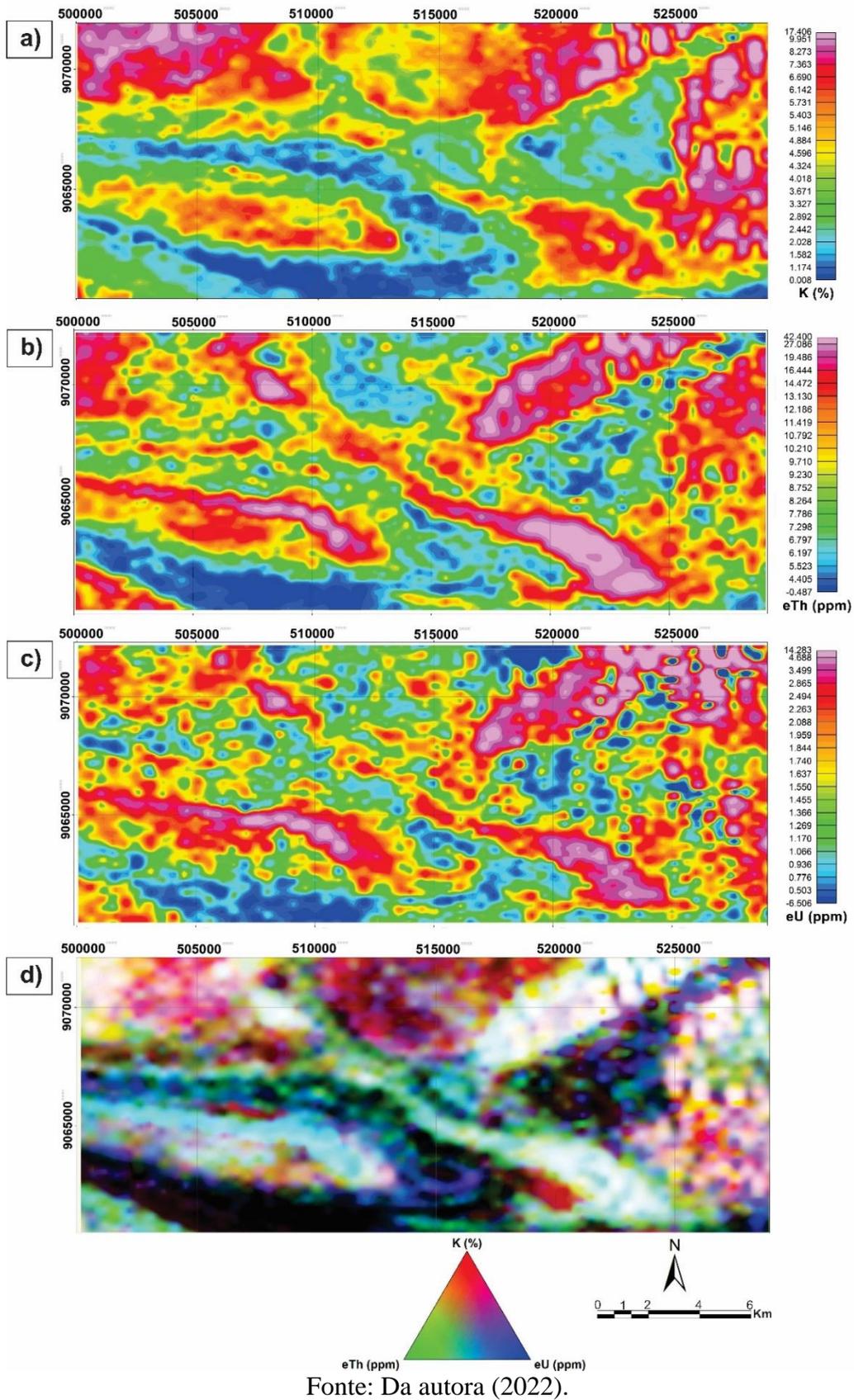
Os dados obtidos através da aerogamaespectrometria permitiu gerar mapas individuais para os canais K, eTh e eU (Figura 8 a-c) e a partir da gridagem, foi possível conceber um mapa de composição ternária RGB (*Red, Green, Blue*) (Figura 8d) que permite condensar as informações individuais de cada canal em um único mapa, o que facilita a interpretação litogeofísica e pequenas variações que separadamente poderiam não ser detectadas.

Tabela 2 - Categorias criadas para classificar os valores dos três radioelementos.

Categoria	K (%)	eTh (ppm)	eU (ppm)
Alto	> 7.363	> 14.472	> 2,494
Médio	4.596 – 6.142	9.230 – 12.186	1.740 – 2.088
Baixo	1.174 – 2.892	4.405 – 7.786	0.503 – 1.170

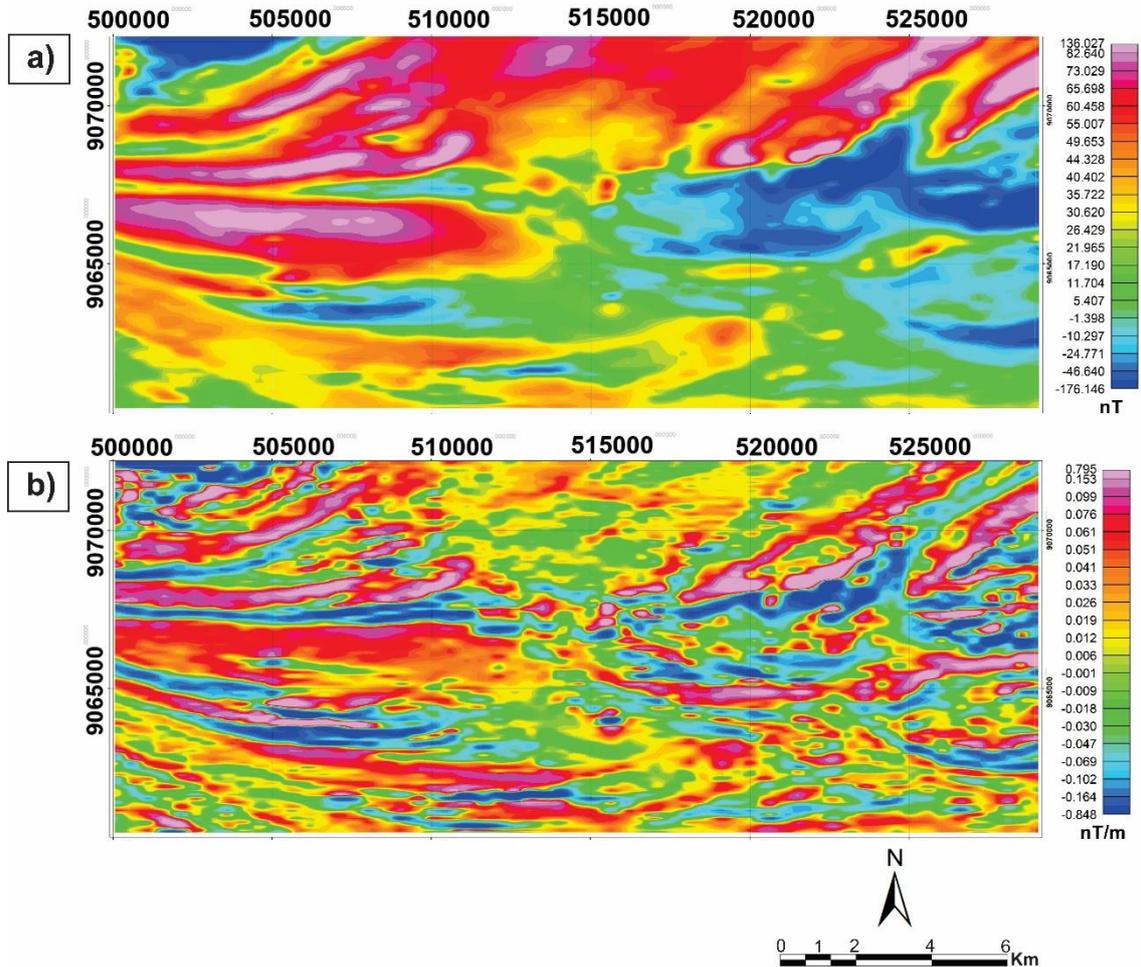
A partir do mapa aeromagnético de campo magnético anômalo (CMA) (Figura 9a) foram processados os dados, obtendo o mapa da primeira derivada (DZ) (Figura 9b) que é dada pela aplicação de um filtro de realce de anomalias e enfatiza as feições próximas a superfície das anomalias centradas no eixo Z.

Figura 19. Mapas gamaespectrométricos: a) de K; b) Th equivalente; c) U equivalente e d) mapa de composição ternária RGB.



Fonte: Da autora (2022).

Figura 20. Mapas magnetométricos: a) campo magnético anômalo (CMA); b) primeira derivada em Z do campo magnético (DZ).



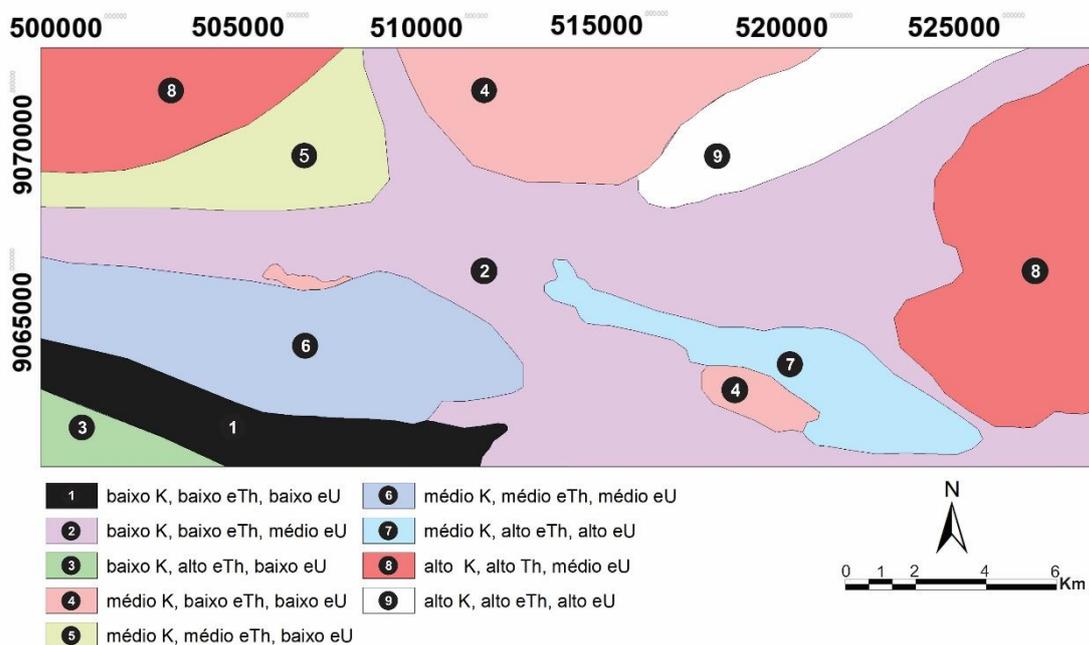
Fonte: Da autora (2022).

4.1. Interpretação dos dados

O mapa gamaespectrométrico auxilia na interpretação litológica, no qual podem ser realizados domínios litogeofísicos que são associadas as litologias observadas e mapeadas. Com base nos mapas da figura 8 gerou-se o mapa litogeofísico (Figura 10) com nove domínios definidos, nomeados de 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, e 9, que foram comparados com dados regionais realizados em mapeamentos geológicos prévios. O domínio 1 apresenta baixo sinal de potássio, tório e urânio e parecem corresponder as rochas metassedimentares e lentes de quartzitos e mármores do Complexo Lagoa das Contendas. O domínio 2 mostra baixo potássio, baixo tório e médio urânio

assemelhando-se principalmente aos biotita-muscovita-xistos e rochas metavulcânicas do Complexo São Caetano. Com baixo potássio, alto tório e baixo urânio, o domínio 3 interliga-se com os ortognaisses e xistos do Complexo Cabrobó. O domínio 4 aparenta médio potássio, baixo tório e urânio, que podem estar associados aos granitos brasileiros fácies Triunfo. O domínio 5 contém médio potássio, médio tório e baixo urânio que representam os metagranitoides de composição monzongraníticas e sienograníticas da Suíte Intrusiva Recanto Riacho do Forno. O Domínio 6 possui um médio sinal dos três elementos que estão interligados aos ortognaisses, leucognaisses e migmatitos do Complexo Lagoa das Contendas. O domínio 7 apresentam médio potássio, alto tório e urânio que podem ser interpretados como os metagranitoides de composição granodiorítica a tonalítica da Suíte Intrusiva Cariris Velhos. O domínio 8 é dado por alto potássio e tório, médio urânio que estão granitos brasileiros fácies Triunfo. O domínio 9 tem alto sinal dos três elementos que estão interligados aos granitos brasileiros, fácies Itaporanga.

Figura 21. Mapa litogeofísico apresentando os nove domínios definidos e suas respectivas classificações.

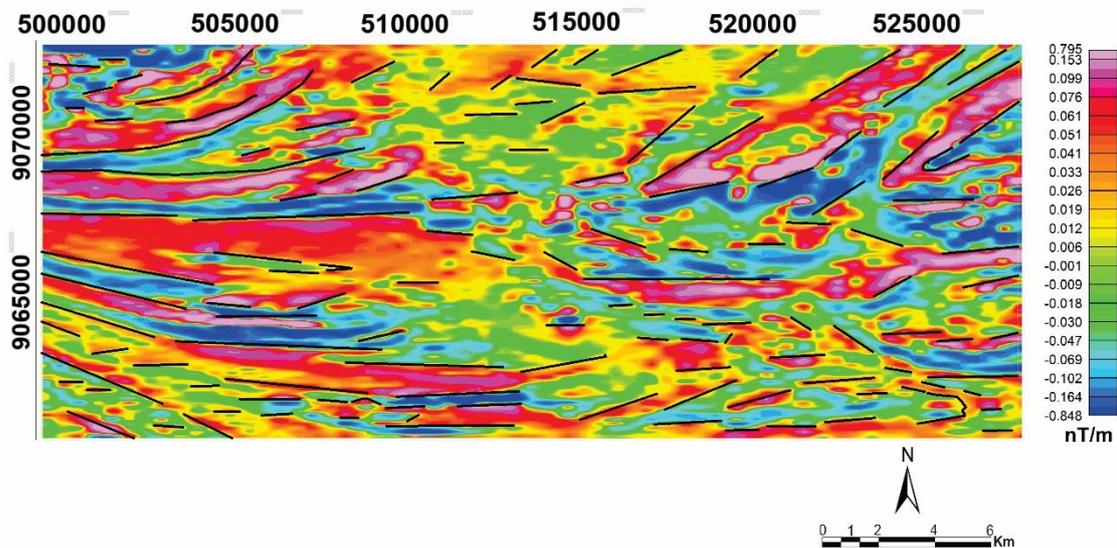


Fonte: Da autora (2022).

Com o auxílio dos mapas magnetométricos de campo magnético anômalo e primeira derivada em Z do campo magnético foi possível traçar as principais estruturas

magnéticas presentes na área (Figura 11a). As anomalias magnéticas mais expressivas estão associadas a um *trend* principal com direção E-W que está relacionado a Zona de Cisalhamento Pernambuco, de caráter regional e direção NE-SW (Figura 11b). As estruturas secundárias também seguem os *trends* principais, exceto os lineamentos observados na porção sudoeste da área estudada que possui direção preferencial NW-SE (Figura 11c). Em função da limitação geográfica em comparação com os parâmetros do levantamento aerogeofísico, as estruturas regionais de maior expressão só puderam ser trabalhadas no mapa de primeira derivada em Z.

Figura 22. Mapa magnético com aplicação do filtro de primeira derivada em z, com principais lineamentos magnéticos.



Fonte: Da autora (2022).

5. GEOLOGIA LOCAL

A área estudada é composta por seis unidades geológicas que são: Complexo Cabrobó, Complexo Lagoa das Contendas, Complexo São Caetano, Suíte Intrusiva Recanto/Riacho do Forno, metagranitoides e ortognaisses Cariris Velhos e granitos brasileiros. Neste trabalho, todas as unidades foram descritas em campo, exceto o Complexo Cabrobó que ocupa a porção sudoeste, devido à falta de acessibilidade.

5.1. Complexo Lagoa das Contendas

Este complexo foi classificado originalmente como parte integrante da unidade Riacho Pequeno por Sial *et al.* (1983) e Brito Neves *et al.* (1984) e posteriormente descrito como um fácies do Grupo Cabrobó discriminado por Lima *et al.* (1985). De acordo com Santos (1998), as rochas atribuídas a estas unidades possuem características que se enquadram com o arcabouço regional do Terreno Alto Pajeú (*sensu* Santos, 1995), sendo, portanto, formalmente definido como Complexo Lagoa das Contendas. Atualmente, atribuiu-se a esta unidade; paragnaisses, granada-biotita-xistos, quartzitos, rochas calcissilicáticas, rochas metavulcânicas intermediárias (metandesitos, metatraquiandesitos, metandesitos basálticos, metalcali basaltos e metadacitos), rochas metavulcanoclásticas, incluindo localmente mármore e algumas formações ferríferas bandadas, características litológicas típicas de sequências metavulcanossedimentares (ver Salles *et al.*, 2011 e Brito e Marinho, 2017 para atualização detalhada). Esta unidade é considerada a mais antiga relacionada ao evento Cariris Velhos dentro do Terreno Alto Pajeú, a partir de idade U-Pb em zircão obtida em metatufos de 995 ± 8 Ma e interpretadas como idade de erupção da fonte vulcânica (Santos *et al.*, 2010).

5.1.1. Feições de campo

Os litotipos desta unidade afloram na porção sudoeste da área de estudo, constituindo uma faixa na direção E-W e correspondendo aos domínios 1 e 6 traçados no mapa litogeofísico (Figura 10). As rochas mapeadas incluem micaxistos, paragnaisses, quartzitos e rochas calcissilicáticas. Os litotipos dominantes são biotita-xistos intemperizados de coloração acinzentada, granulação fina a média e algumas porções intercalam com veios de quartzo (Figura 12a-b). Essas rochas possuem intercalações com diques quartzo-feldspáticos de dimensões centimétricas a métricas, apresentam foliação sinuosa com presença de estruturas crenuladas formando padrões de dobramentos apertados com plano axial perpendicular a xistosidade das rochas. Os quartzitos ocorrem como lentes intercaladas com os biotita-xistos e afloram concordantemente com a foliação regional e apesar da ausência de relações estratigráficas claras, é interpretada como a porção basal da sequência. Essas rochas têm coloração bege, granulação fina a média e apresentam-se bastante fraturados (Figura

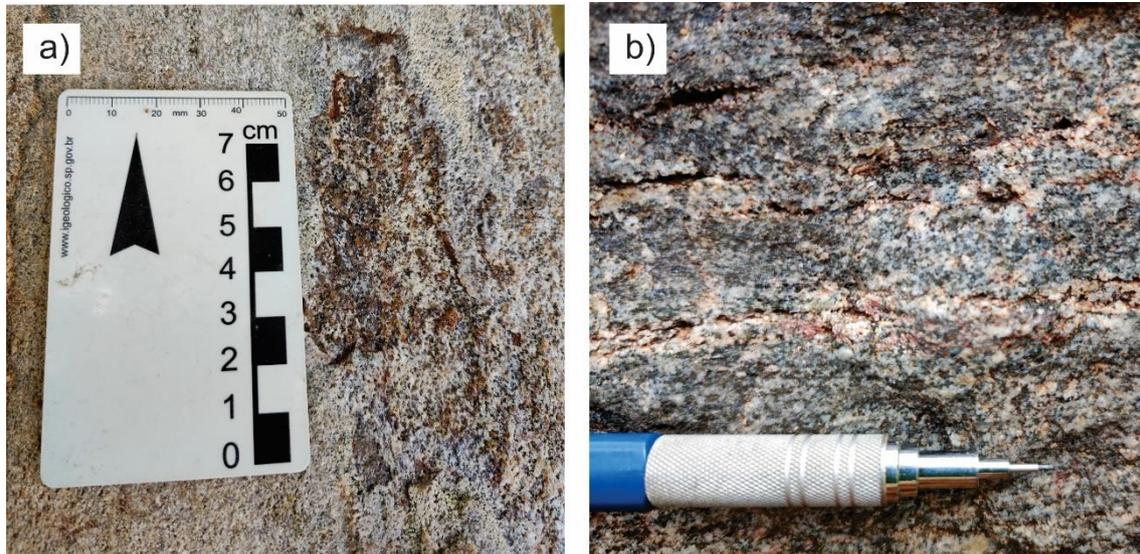
12c), podendo ou não exibir porções enriquecidas em finos filmes de muscovita. Já as rochas calcissilicáticas, ocorrem de forma descontínua ao longo da sequência, principalmente formando blocos e *boulders* de dimensões que variam entre poucos centímetros a aproximadamente 1,0 m em comprimento. Em escala mesoscópica, essas rochas se destacam pela presença clinopiroxênio prismático com coloração esverdeada e por quantidade expressiva de titanita. Apresentam granulometria média e coloração geral que varia do marrom ao acinzentado (Figura 13a), além de incipiente a moderado bandamento composicional marcado pelo padrão alternado entre bandas quartzo-feldspáticas com faixas de minerais máficos (Figura 13b).

Figura 12. a) Afloramento de xisto com lentes/camadas de quartzito do Complexo Lagoa das Contendas, sendo cortado por veios pegmatíticos; b) biotita-xisto com veio de quartzo; c) lente de quartzito.



Fonte: Da autora (2022).

Figura 13. a) Afloramento de rocha calcissilicática com bandamento incipiente e concentrações de clinopiroxênio e titanita; b) bandamento composicional marcado pela intercalação entre bandas quartzo-feldspáticas com faixas de minerais máficos.



Fonte: Da autora (2022).

5.2. Complexo São Caetano

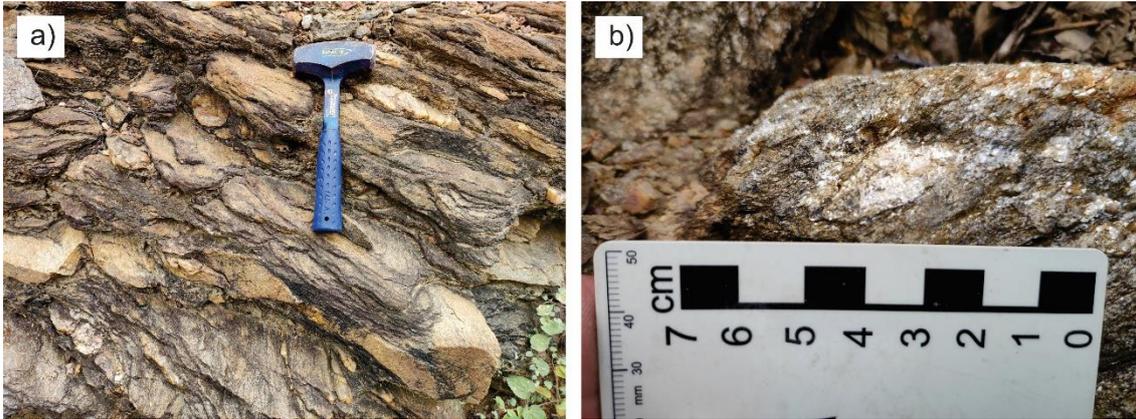
Rochas correspondentes a esta unidade foram inicialmente estudadas por Santos (1977), que a definiu uma sequência metavulcanossedimentar. Em 1995, este mesmo autor sugeriu que rochas vulcânicas desta unidade seriam tonianas e necessariamente teriam sua origem relacionada ao evento Cariris Velhos, conforme detalharam posteriormente Brito Neves *et al.* (1995), Van Schmus *et al.* (1995) e Van Schmus (2000). Essa dominação agrupa rochas que ocorrem exclusivamente no Terreno Alto Pajeú que corresponde a granada-biotita-muscovita paragnaisses e xistos de mesma composição mineralógica, metagrauvascas, rochas metavulcânicas incluindo aquelas de protólito vulcanoclástico que se intercalam com lentes de mármore e quartzitos (*e.g.*, Santos, 1999). Em campo, este complexo engloba duas sequências que podem ser distinguíveis com relação ao seu protólito, incluindo rochas puramente como metassedimentares e outra com predominância de rochas metavulcanoclásticas de composição intermediária a félsica com alguma contribuição do vulcanismo máfico, conforme descrevem Santos *et al.*, 2010.

Dados geocronológicos apontam idades U-Pb tonianas (980 Ma e 964 Ma) foram obtidas em zircões detríticos de rochas metavulcanoclásticas de 995 ± 12 Ma a partir de zircões magmáticos em litotipos metavulcanosedimentares (Kozuch, 2003; Santos *et al.*, 2010). Guimarães *et al.* (2012), analisaram amostras de metagrauvacas atribuídas a esta unidade e encontraram idades entre 898 Ma e 806 Ma, similares as que publicadas por Santos *et al.* (2019), sugerindo idade máxima de posição pós episódios compressivos do evento Cariris Velhos descritos entre 1000 e 920 Ma (Santos *et al.*, 2010).

5.2.1. Feições de campo

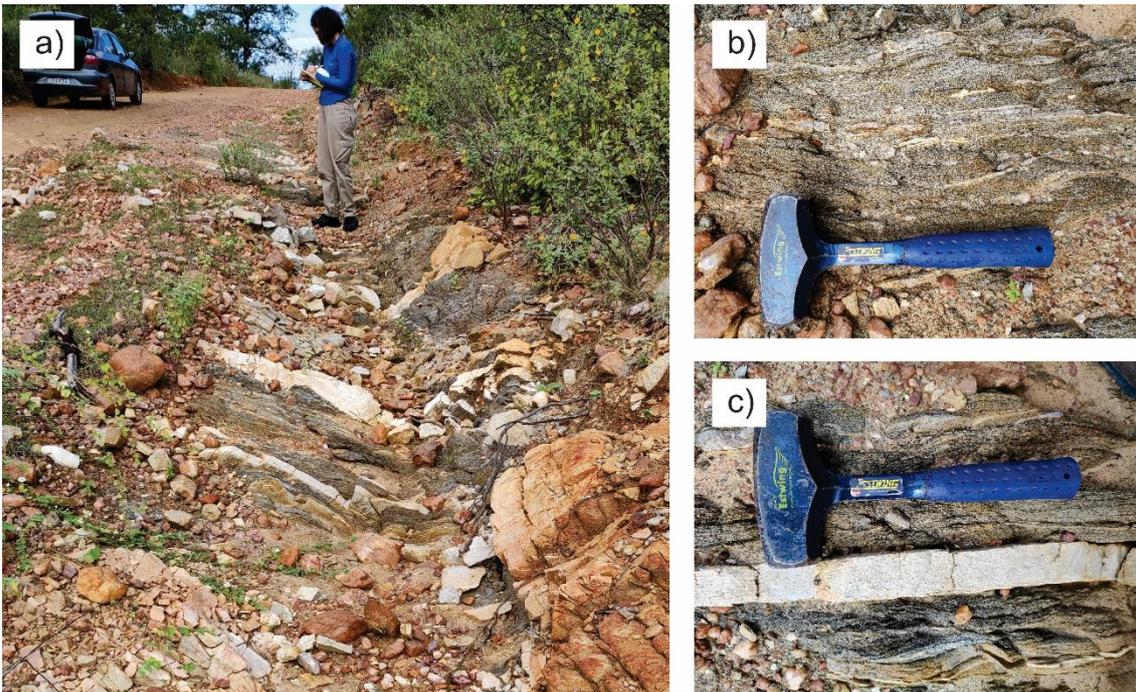
Este complexo representa a unidade com maior expressão geográfica da área de estudo e corresponde ao domínio 2 interpretado no mapa litogeofísico (Figura 10). As rochas descritas no campo compreendem por uma sequência predominantemente de xistos, que são compostos principalmente por alinhamentos sinuosos de biotita e muscovita com xistosidade bem definida marcada pelo dobramento das lamelas de filossilicatos. Estes minerais marcam em escala mesoscópica diversas feições estruturais ligadas a deformação regional, tais como dobras assimétricas e foliação. Em campo, essas rochas apresentam coloração acinzentada a esverdeada formando principalmente afloramentos rasteiros em cortes de estrada (Figura 14a-b). Rochas metavulcânicas não foram identificadas durante o desenvolvimento da presente pesquisa, carecendo de trabalhos de campo mais detalhados, porém diversas exposições de biotita-muscovita xistos, muscovita-biotita-xistos e muscovita xistos foram mapeadas, sendo frequentemente associadas com intercalações de lentes ou camadas de quartzitos micáceos (Figura 15a-b). Estes últimos, constituem litotipos quartzitos são impuros exibindo pouca evidência de deformação dúctil, textura sacaroidal e coloração bege, sendo em campo classificados como biotita-muscovita-quartzitos, que por vezes, exibem níveis granatíferos e/ou feldspáticos (Figura 15c).

Figura 14. a) Biotita-muscovita-xisto do Complexo São Caetano; e b) detalhe para estrutura do tipo *exibe mica fish* de 3 cm em biotita-muscovita-xisto



Fonte: Da autora (2022).

Figura 15. a) Biotita-muscovita xisto com intercalação de quartzito do Complexo São Caetano; b) biotita-muscovita xisto; c) lente de quartzito concordante com a xistosidade e foliação regional impressa em biotita-muscovita xisto.



Fonte: Da Autora (2022).

5.3. Suíte Intrusiva Recanto-Riacho do Forno

Esta suíte foi inicialmente descrita por Santos (1995), como metagranitoides dos tipos Recanto e Riacho do Forno, sendo o primeiro tipo discriminado pela abundância de estruturas *augen* gnáissica a protomilonítica, além de composicionalmente apresentarem dominância de fácies cinza bimicácea e rosa biotítica. Por outro lado, o tipo Riacho do Forno incorporaria migmatitos e leucogranitos tabulares de injeção *lit-par-lit*, com muscovita e/ou muscovita-biotita e granada. Posteriormente Kosin *et al.* (2004), adotaram para todo este conjunto de rochas metaplutônicas a denominação Suíte Intrusiva Recanto-Riacho do Forno, adotada no presente documento em função da limitação da escala de trabalho. De acordo com estes autores, esta unidade seria constituída por muscovita ortognaisses monzograníticos porfiroclásticos, sienograníticos e álcali feldspato graníticos e migmatíticos peraluminosos.

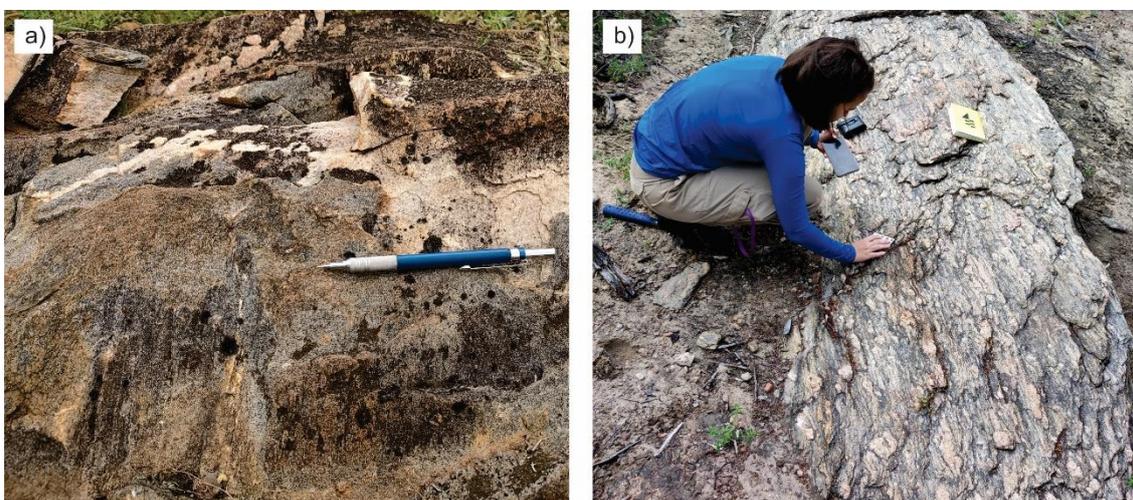
Os primeiros dados isotópicos desta suíte foram obtidos por Santos *et al.* (1994) em um metagranitoide classificado do tipo Recanto, que forneceu idades U-Pb em zircão em torno de 1037 Ma, idade similar a obtida posteriormente por Van Schmus *et al.* (1995), na faixa dos 999 Ma. Este intervalo de idades que enquadra essas rochas no período Cariris Velhos foi confirmado em Van Schmus *et al.* (2011), que publicaram uma idade U-Pb em zircão de 991 ± 40 Ma para os *augen* gnaisses do tipo Recanto. De acordo com os trabalhos de Santos (1999) e Van Schmus *et al.* (1995), as assinaturas isotópicas Sm-Nd obtidas forneceram idades de TDM de 1,3 e 1,61 Ga, e $\epsilon_{Nd}(1,0)$ de $-1,8$ e $+0,8$, as quais apontam a idade mesoproterozoica do material-fonte, típica do magmatismo Cariris Velhos (*e.g.*, Kozuch, 2003; Santos *et al.*, 2010; Caxito *et al.*, 2020b).

5.3.1. Feições de campo

Essas rochas afloram na porção noroeste da área de estudo, correspondendo ao domínio 5 traçado no mapa litogeofísico (Figura 10). Estruturalmente, este conjunto apresenta orientação geral NE-SW, que se encontra muito bem marcada nos mapas geofísicos, sobretudo no mapa da primeira derivada DZ (Figura 11). Em função das limitações geográficas da área de estudo (*e.g.*, vegetação espessa e vias de acesso precárias), poucos afloramentos foram detectados desta unidade. Entretanto, foram as rochas aflorantes foram descritas como metagranitoides de granulação variada e

ortognaisses meso- a leucocráticos, com variado grau de deformação dúctil, sendo fortemente intemperizados, o que resulta na coloração bege dominante. Sua textura varia de média a grossa e sua mineralogia principal inclui por quartzo, feldspato alcalinos (formando porfiroclastos dos tipos sigma e delta), além de minerais máficos fortemente orientados e estirados (Figura 16a). Algumas estruturas miloníticas são observadas no contato dessas rochas com zonas de cisalhamento regionais (ver capítulo 7 para detalhes), produzindo marcadores estruturais impresso nos cristais de feldspato alcalino e quartzo (Figura 16b).

Figura 16. a) Metagranitoide intemperizado da Suíte Intrusiva Recanto/Riacho do Forno; b) *Augen* gnaiss milonitizado da Suíte Intrusiva Recanto/Riacho do Forno.



Fonte: Da autora (2022).

5.4. Suíte Intrusiva Cariris Velhos

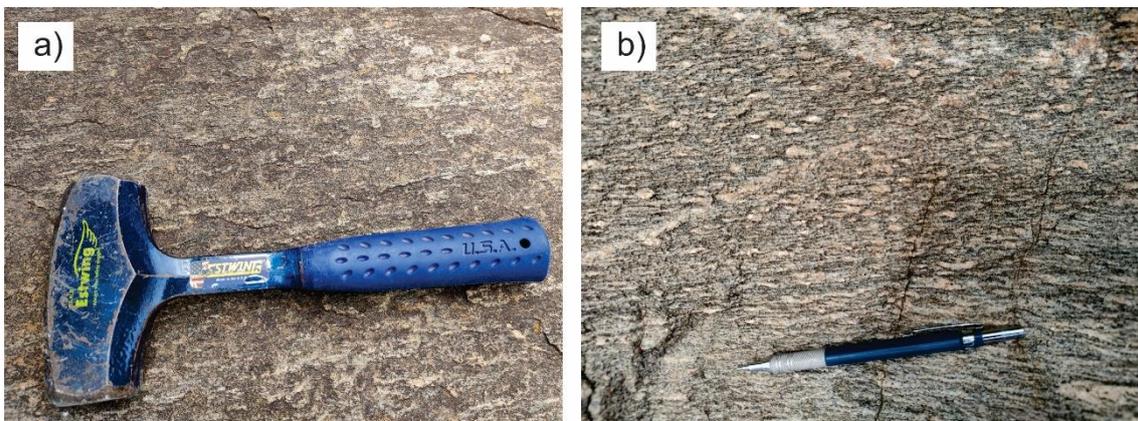
Esta unidade é ainda pouco estudada na literatura, porém foi descrita como metagranitoides, ortognaisses leucograníticos e migmatitos de fonte crustal, em função da presença de minerais aluminosos em escala mesoscópica, como granada, muscovita, biotita e turmalina (e.g., Brito Neves *et al.*, 1995; Santos, 1995). Foram classificados como *sin*-tangenciais, de afinidade peraluminosa e representando fases compressivas-colisionais do Evento Cariris Velhos (Santos *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2010; Santos *et al.*, 2017). Posteriormente, Guimarães *et al.* (2012), usaram essa denominação para agrupar *augen* gnaisses grossos, de composição muscovita-biotita monzogranítica a sienogranítica, às vezes com granada e turmalina, e localmente migmatizados, e

ortognaisses médios de composição muscovita-biotita monzogranitos. Os dados geocronológicos desta unidade mostram idades de cristalização variando de 1000 Ma a 870 Ma, sendo que a maioria deles tem idades dentro do intervalo de 970 Ma a 925 Ma (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito neves *et al.*, 2001; Kozuch, 2003; Guimarães & Brito Neves, 2005; Santos *et al.*, 2011; Guimarães *et al.*, 2016).

5.4.1. Feições de campo

Esta suíte aflora na porção sudeste da área e corresponde ao domínio 7 no mapa litogeofísico (Figura 10). As rochas encontradas em campo dessa unidade apresentam variados graus de deformação, incluindo metagranitoides porfiríticos que apresentam deformação incipiente, que gradam para *augen* gneisses protomiloníticos. Os metagranitoides descritos exibem de dois fácies principais: i) rochas com menor evidência de marcadores dúcteis de deformação que exibem textura fina a média, classificam-se como leucocráticas (Figura 17a) e ii) aquelas com moderado a elevado grau de deformação, sendo caracterizadas pela abundante presença porfiroblastos de quartzo de aproximadamente 5 cm, textura média a grossa e menor quantidade de minerais máficos (Figura 17b).

Figura 17. a) Metagranitoide pouco deformado da Suíte Intrusiva Cariris Velhos; b) metagranitoide com estiramento de grãos de feldspato alcalino evidenciando o grau de deformação moderado.



Fonte: Da autora (2022).

5.5. Granitoides Brazilianos

Ao longo de toda Subprovíncia Central da Província Borborema, o magmatismo Brasileiro caracteriza-se por sucessivos pulsos magmáticos, representando um dos marcadores mais importantes da Orogênese Brasileira na região (e.g., Brito Neves et al., 2016; Sial e Ferreira, 2016). Na área de trabalho, afloram granitos com idades de cristalização diacrônicas, incluindo aqueles que se concentram no intervalo de 650-620 Ma e um segundo grupo cujas idades variam entre 590 e 570Ma (Brito Neves, 2003; Ferreira *et al.*, 2005). O intervalo mais antigo, é considerado *sin a tardi* orogênico e caracterizado por intrusões cálcio-alcálicas de alto potássio a shoshoníticas com presença de epidoto magmático, sendo descrito neste trabalho como fácies Itaporanga (ver Mariano *et al.*, 2001 para detalhes). O segundo intervalo, 590-570 Ma, é considerado *tardi a pos* orogênico em função das suas características geoquímicas, além de não apresentarem epidoto magmático e apresentarem expressivos registros de magmas sieníticos peralcalinos e ultrapotássicos, descrito como fácies Triunfo (ver Ferreira, 1998 para detalhes).

5.5.1. Feições de campo

Os granitos brasileiros encontram-se dispersos ao longo da área de estudo. O fácies Triunfo ocupa ocupando as porções noroeste, nordeste e sudeste da área, enquanto que os granitoides do tipo Itaporanga concentra-se à nordeste. No mapa litogeofísico (Figura 10), as variações composicionais representaram respostas significativas, permitindo separar os domínios 4 e 8 para o fácies Triunfo e o domínio 9 para Itaporanga.

O fácies Triunfo possui coloração bege a rosa e abundantes minerais félsicos, conferindo as rochas associadas a trama predominantemente leucocrática. São rochas majoritariamente equigranulares, com granulação fina a médias e mesoscopicamente caracterizadas por distribuição homogênea de cristais de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, enquanto minerais máficos são escassos (Figura 18). É comum a presença de prismas de turmalina no contato entre os minerais félsicos. As rochas pertencentes ao fácies Itaporanga apresentam coloração acinzentada, são leuco- a mesocráticas e exibem textura porfírica. É marcante nestas rochas a abundância de fenocristais de feldspato

alcalino, normalmente zonados imersos em uma matriz quartzo-feldspática com pouca concentrações variáveis de minerais máficos (Figura 19).

Figura 18. Afloramento do granito brasileiro classificado como fácies Triunfo com coloração rosa e granulação fina a média.



Fonte: Da Autora (2022).

Figura 19. Granitoide brasileiro classificado como fácies Itaporanga apresentando coloração cinza escuro e com fenocristais de feldspato alcalino.

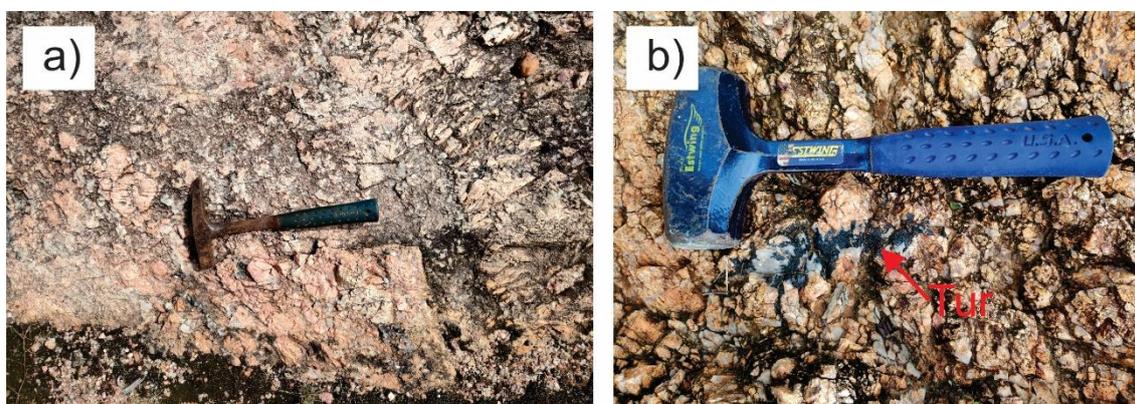


Fonte: Da Autora (2022).

5.5.2. Pegmatitos

A composição dos diques pegmatíticos é quartzo-feldspática, exibindo como feição característica prismas bem desenvolvidos de turmalina variando de 2 a 5 centímetros (Figura 20a-b). Possuem uma orientação principal para os diques com a direção regional de NE-SW. Ocorrem principalmente cortando as rochas metassedimentares e os metagranitoides da área de estudo.

Figura 20. Afloramento de pegmatito com composição quartzo-feldspática da área de estudo; b) cristal de turmalina em escala centimétrica.



Fonte: Da autora (2022).

6. PETROGRAFIA

6.1. Complexo Lagoa das Contendas

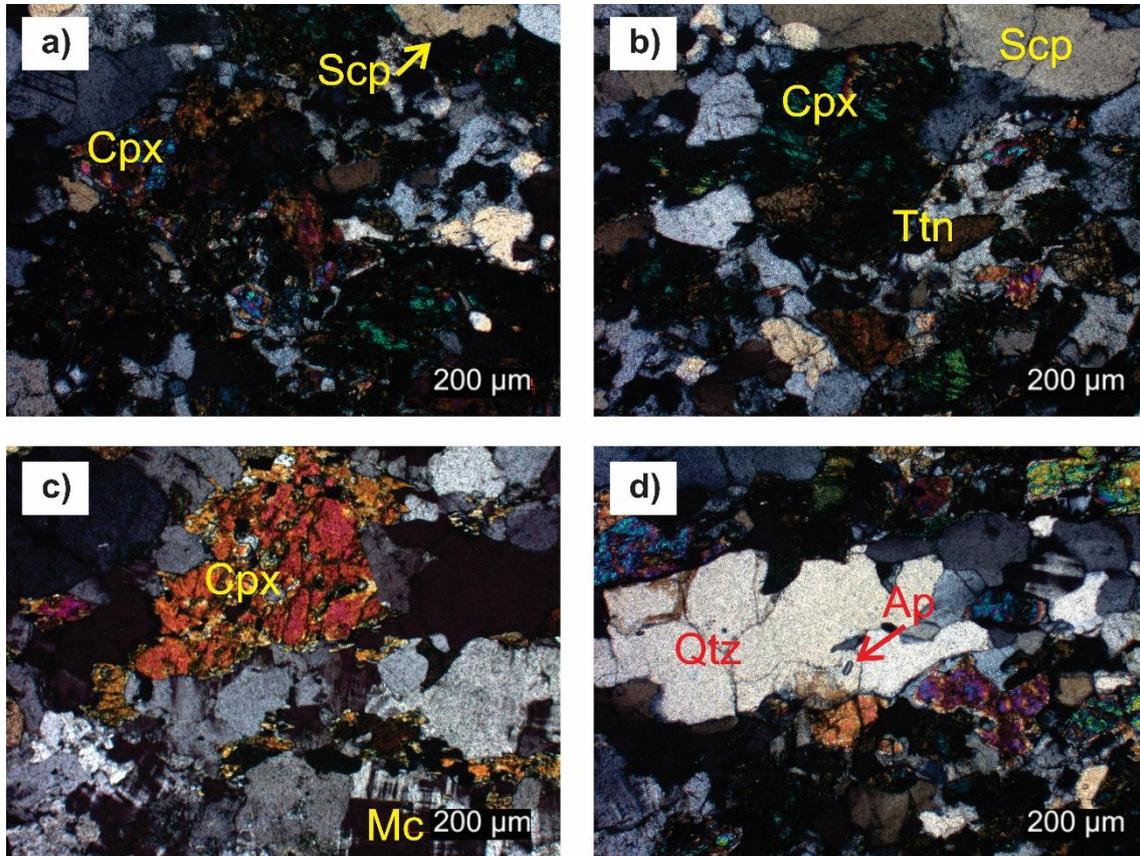
Apesar da variabilidade de litotipos desta unidade, poucos afloramentos de xistos apresentaram amostras com condições mínimas para confecção de seções delgadas, por essa razão, foram feitas lâminas unicamente nas rochas calcissilicáticas. As rochas calcissilicáticas desta unidade possuem textura equigranular, granulação fina a média e algumas porções apresentam porfiroblastos de quartzo. São constituídas por clinopiroxênio (35%), quartzo (28%), anfibólio cálcico (10%), plagioclásio (10%), escapolita (10%), microclínio (5%). Outros minerais identificados são apatita, titanita, epidoto e minerais opacos (Figura 21a), perfazendo aproximadamente 2% da moda das rochas estudadas. Essas rochas apresentam bandas grano-nematoblásticas finas a médias

constituídas pela intercalação de clinopiroxênio e anfibólio com segregações de quartzo e plagioclásio (Figura 21c-d).

Os cristais de clinopiroxênio foram classificados como hedenbergita e diopsídio que ocorrem com hábitos xenomórficos, granulação média a grossa e em geral encontram-se orientados a foliação (Figura 21a-b). Os contatos dos cristais são suturados entre si e com outros minerais, entretanto, localmente apresentam contato retilíneo, principalmente com cristais de escapolita. O quartzo é formado por agregados policristalinos, exibindo forte extinção ondulante, granulação fina a média e são orientados de acordo com a foliação da rocha. Localmente é poiquilítico contendo inclusões de anfibólio, clinopiroxênio, titanita e escapolita (Figura 21a-b). Também formam porfiroblastos com inclusões de apatita (Figura 21d). Esses cristais apresentam bastante fraturados e os contatos desses grãos são predominantemente suturados entre si e com clinopiroxênio e escapolita.

O anfibólio cálcico foi classificado como hornblenda xenomórfica com granulação fina a média e por vezes incluso no clinopiroxênio, recristalizando-se na borda deste. O contato dos cristais de hornblenda é classificado como suturado com clinopiroxênio e quartzo. Os cristais de plagioclásio são xenoblásticos, possuem granulação fina a média e possuem contatos suturados entre si e com quartzo. Esses grãos apresentam-se fraturados e com inclusões de epidoto. A escapolita é subidioblástica a xenoblástica, possui granulação fina a média e está sempre associada com clinopiroxênio (Figura 21b). O contato dos cristais de escapolita são predominantemente suturados, mas localmente podem ser retilíneos com cristais de quartzo. O microclínio apresenta-se subidioblástico a idioblástico, granulação fina e exhibe maclas na lei da albita-periclínio. O contato dos cristais é suturado com cristais de quartzo e plagioclásio. A titanita ocorre em cristais subidioblásticos, granulação fina (Figura 21b). Os cristais de apatita são automórficos, granulação fino e geralmente inclusos em quartzo (Figura 21d).

Figura 21. Rocha calcissilicática aflorante na região de Mirandiba – PE. a) - c) rocha composta por clinopirixênio (Cpx), hornblenda (Hbl), escapolita (Spc), titânita (Ttn) e quartzo (Qtz); d) porfiroblasto de quartzo com inclusão de apatita (Ap).



Fonte: Da autora (2022).

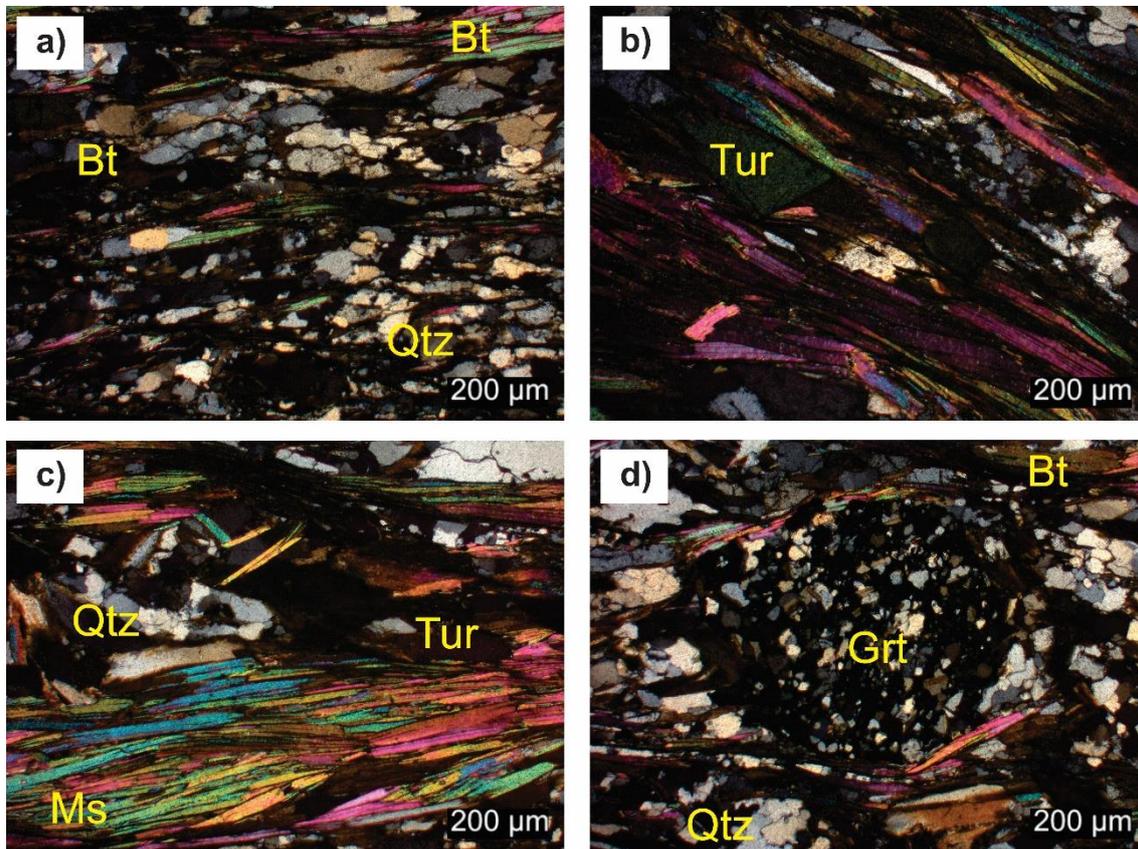
6.2. Complexo São Caetano

Os biotita-muscovita xistos do Complexo São Caetano são compostos por muscovita (35%), quartzo (25%), biotita (15%), plagioclásio (13%) e granada (10%). Titanita, turmalina e minerais opacos perfazem 1% da composição dessas rochas (Figura 22). Localmente podem ocorrer microclínio e zircão em menor concentração, enquanto epidoto e clorita correspondem aos principais minerais secundários. Exibem uma foliação proeminente, na qual a maior parte dos minerais estão dispostos em microdobramentos que se apresentam fortemente orientados pelos filossilicatos (Figura 22c), representando clivagem de crenulação. A textura alterna camadas granoblásticas (quartzo e feldspato; figura 22a), e camadas lepidoblásticas (muscovita e biotita; Figura 22b). Ambas possuem granulação média a fina.

A muscovita ocorre em cristais ripiformes com dimensões finas a médias, que denotam o plano de xistosidade encontrado nessas rochas. Ressalta-se que alguns cristais podem ocorrer ligeiramente curvados (Figura 22c). Esses cristais apresentam contatos retilíneos entre si e com outros minerais. O quartzo é xenoblástico e com granulação fina, formando bandas alternadas com a biotita e muscovita (Figura 22a). O contato dos cristais de quartzo são principalmente interlobados entre si e com biotita e muscovita. Esses grãos são fraturados e podem apresentar inclusões de epidoto. Os cristais de biotita apresentam hábitos ripiformes com dimensões finas, denotando a orientação da foliação (Figura 22d). Em algumas porções, a biotita apresenta alterada para clorita.

Os cristais de plagioclásio em sua maioria são xenoblásticos, granulação fina a média, podendo apresentar geminação polissintética e contatos interlobados entre si e com quartzo. Os porfiroblastos de granada exibem granulação média a grossa, intensamente fraturados e inclusões de quartzos e biotita (Figura 22d). A turmalina é idioblástica em seções basais e possui contatos retos com biotita e muscovita (Figura 22b). A titanita apresenta-se como cristais losangulares, euédricos e com granulação fina. O microclínio é xenoblástico, possui granulação fina a média e apresenta contato interlobado com outros minerais.

Figura 22. a) Biotita-muscovita xisto com intercalação de quartzo e minerais filossilicáticos; b) cristal de turmalina (Tur) associado a muscovita (Ms) e biotita (Bt); c) alguns cristais de muscovita (Mus) apresentam dobrados; d) porfiroblastos de granada (Grt) de hábitos granoblásticos com granulação média a grossa.



Fonte: Da autora (2022).

6.3. Suíte Intrusiva Recanto-Riacho do Forno

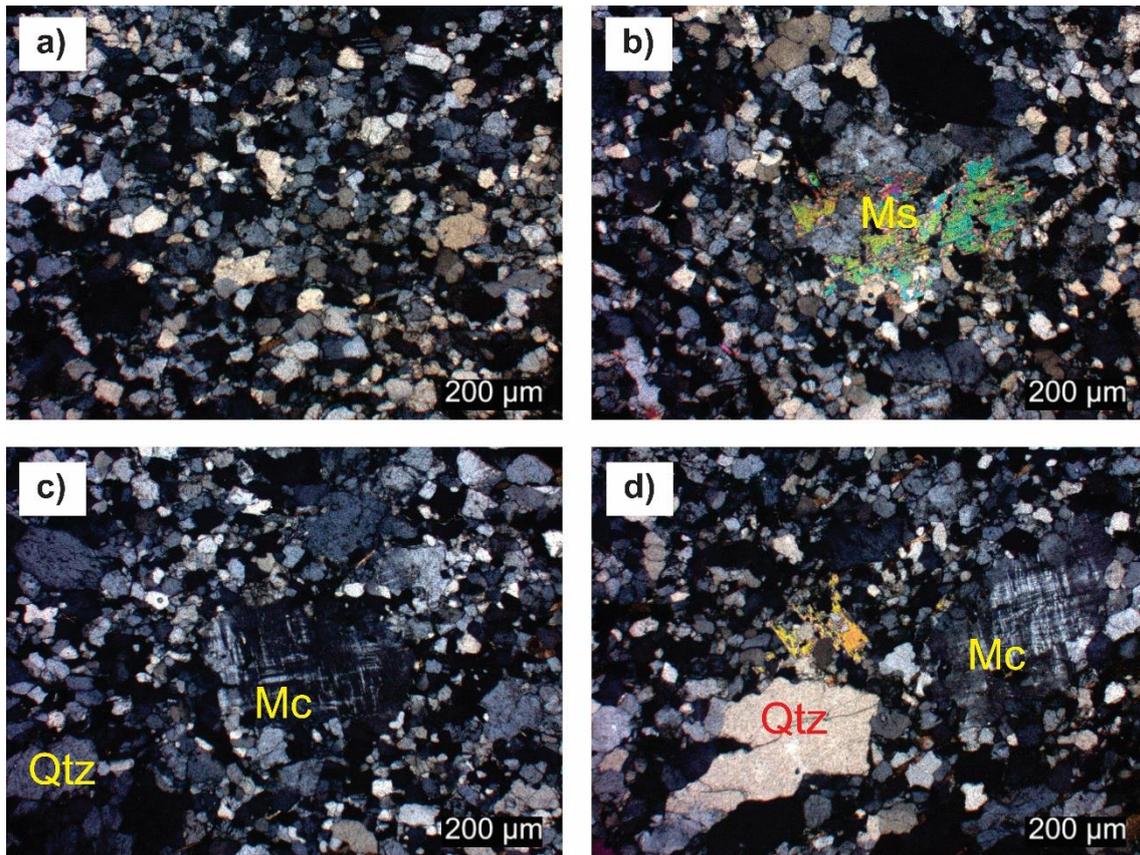
6.3.1. *Metagranodioritos*

Estes litotipos são leucocráticos de granulação fina a média e com textura granoblástica predominante (Figura 23a). Sua composição mineralógica é dada por quartzo (35%), plagioclásio (30%), microclínio (15%), muscovita (8%), biotita (5%), além de minerais acessórios como titanita (2%), allanita (2%), epidoto (1%), zircão (1%) e minerais opacos (1%). A textura principal desta rocha é granoblástica, porém é comum a presença de relictos de textura magmática equi- a inequigranular em membros menos deformados (Figura 23d).

O quartzo ocorre em agregados xenomórficos sugerindo formação por recristalização e com granulação fina a média, como também porfiroclastos em escala centimétrica (Figura 23d). O contato é preferencialmente interlobado entre si e com cristais de feldspato. Estes cristais apresentam-se fraturados e com inclusões de epidoto e biotita. Os cristais de plagioclásio são xenoblásticos a hipidioblásticos, granulação fina, e por vezes demonstram micro-falhamentos das maclas e forte extinção ondulante. O contato destes cristais é interlobado a suturado entre si e com quartzo. Os cristais de microclínio são hipidioblásticos a xenoblásticos desenvolvendo maclas polissintéticas e no padrão xadrez com intensa extinção ondulante. Possuem granulação média e porfiroclastos em escala centimétrica, em que o contato destes cristais são suturados com quartzo e plagioclásio.

A muscovita é hipidiomórfica a xenomórfica com dimensões fina a média e apresenta contato suturado com cristais de quartzo e feldspato (Figura 23b). A biotita ocorre em forma de lamelas com dimensões fina e o contato retilíneo com cristais de quartzo e plagioclásio. Os cristais de titanita são hipidiomórficos, exibem prismas losangulares, enquanto os de epidoto variam de xenomórficos a idiomórficos, ocorrendo sempre associados a allanita idiomórfica alaranjada. Os cristais de zircão são alotriomórficos inclusos em biotita e quartzo. Os cristais de anfibólio cálcico correspondem a hornblenda e possuem granulação fina a média. O contato dos cristais de hornblenda é suturado com quartzo. A muscovita ocorre em cristais ripiformes hipidioblásticos e com granulação fina. Alguns cristais de muscovita ocorrem curvados e com extinção ondulante.

Figura 23. a) Metagranodiorito leucocrático de granulação fina a média e com textura granoblástica predominante; b) muscovita (Ms) xenomórfica com dimensões fina a média, apresentando contato suturado com cristais de quartzo e feldspato; c) porfiroclastos de microclíneo (Mc) com maclas polissintéticas e no padrão xadrez com intensa extinção ondulante; d) porfiroclasto de quartzo (Qtz) alongado numa matriz quartzo-feldspática fina a média.



Fonte: Da Autora (2022).

6.3.2. *Biotita-hornblenda ortognaisse*

Essas rochas correspondem majoritariamente a ortognaisses bandados com ausência de estruturas magmáticas preservadas. São rochas que intercalam bandas leucocráticas e melanocráticas em escala de lâmina. Em membros mais deformados, é comum a formação de porfiroclastos de quartzo e feldspato potássico. Compreendem biotita-hornblenda ortognaisses de composição monzogranítica (porção leucomesocrática) e são constituídos por quartzo (25%), plagioclásio (25%), microclínio (20%), biotita (10%), anfibólio cálcico (hornblenda; 10%), além dos minerais acessórios

como muscovita (3%), epidoto (2%), titanita (2%), allanita (1%), zircão (1%) e minerais opacos (1%). A foliação é marcada pela orientação dos minerais micáceos (principalmente biotita) e pelo estiramento em forma de fitas de quartzo e feldspatos (Figura 24a).

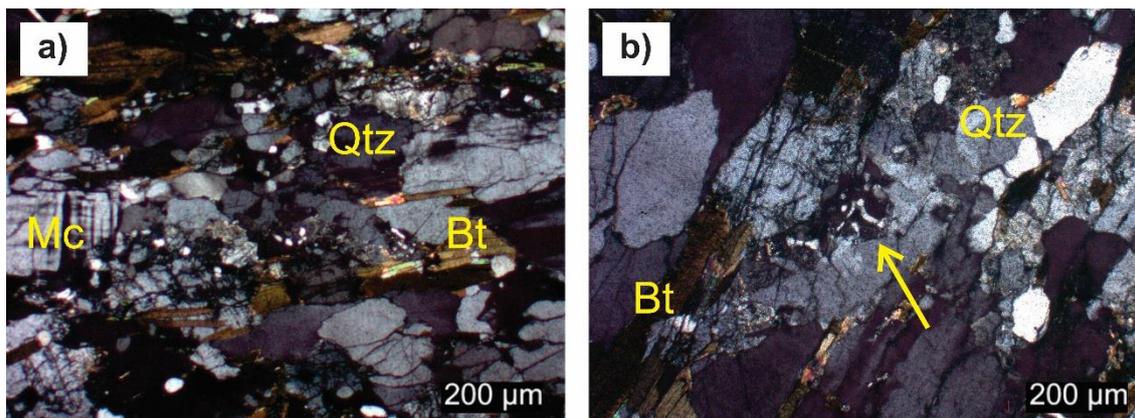
O quartzo é xenoblástico e com granulação média, podendo formar porfiroclastos em escala centimétrica, que se alternam com bandas ricas em biotita e muscovita (Figura 24a). Ressalta-se que estes cristais apresentam contato em ponto tríplice, decorrente da protomilonitização, evidenciando processo de recristalização dinâmica, além de apresentarem-se bastante fraturados e com diminutas inclusões de epidoto. Os cristais de plagioclásio variam de xenoblásticos a hipidioblásticos, formando cristais finos com geminação polissintética bem desenvolvida. Às vezes, exibem micro-falhamentos das maclas, com forte extinção ondulante e comumente também apresentam mirmequitas de dimensões variadas. O contato destes cristais é interlobado a suturado entre si e com quartzo e microlina.

Os cristais de microclínio são hipidioblásticos a xenoblásticos desenvolvendo maclas polissintéticas e no padrão xadrez com intensa extinção ondulante. Possuem granulação fina a média e o contato destes cristais são suturados entre si e com quartzo e plagioclásio. A biotita ocorre em forma de lamelas com dimensões fina a médias e é fortemente orientada definindo a foliação (Figura 24b). O contato é comumente apresentado em plano-paralelo entre si e com cristais de quartzo e plagioclásio. É frequentemente substituída por microclínio intersticial e titanita, sofrendo epidotização e possuem inclusões de zircão.

Os cristais de anfibólio cálcico, hornblenda, possuem granulação fina a média e são xenomórficos. O contato dos cristais de hornblenda é suturado com quartzo. A muscovita ocorre em cristais ripiformes hipidioblásticos e com granulometria fina, alguns cristais curvados e com extinção ondulante. O epidoto varia de xenomórficos a idiomórficos e são encontrados, frequentemente, sobre os agregados de biotita e hornblenda. Estes cristais possuem tamanhos inferiores a 0,6 mm e frequentemente apresenta allanita idiomórficos com coloração alaranjada ocorrendo em seus núcleos. Ainda ocorrem cristais de titanita hipidiomórficos losangulares finos e zircão xenomórficos inclusos em biotita e quartzo.

Os principais vestígios de texturas ígneas preservadas incluem contatos irregulares entre os cristais, independente de junções tríplices e contatos poligonares típicos de metamorfismo dinâmico e mirmequíticas bem desenvolvidas (Figura 24b).

Figura 24. a) Ortognaisse de composição monzogranítica com bandas de quartzo (Qtz) e microclínio (Mc) com biotita (Bt); b) textura mirmequítica evidenciada pela seta amarela.



Fonte: Da autora (2022).

6.4. Suíte Intrusiva Cariris Velhos

Os metagranodioritos desta suíte são leucocráticos a mesocráticos, possuem granulação fina a média sendo equi- a inequigranulares e apresentam porfiroclastos de quartzo e microclínio. Estas rochas são compostas por quartzo (35%), plagioclásio (30%), feldspato alcalino (microclínio e ortoclásio; 15%), biotita (10%), muscovita (8%) e minerais acessórios (2%), como minerais opacos, clorita, epidoto e titanita. A textura principal é fanerítica com algumas porções recristalizadas, definindo a presença de textura granoblástica marcada pela intercalação de cristais de quartzo, feldspato com minerais filossilicáticos. Ressalta-se que a foliação é dada pela orientação de cristais de quartzo e feldspato intercalados com biotita e hornblenda formando planos sinuosos em microescala.

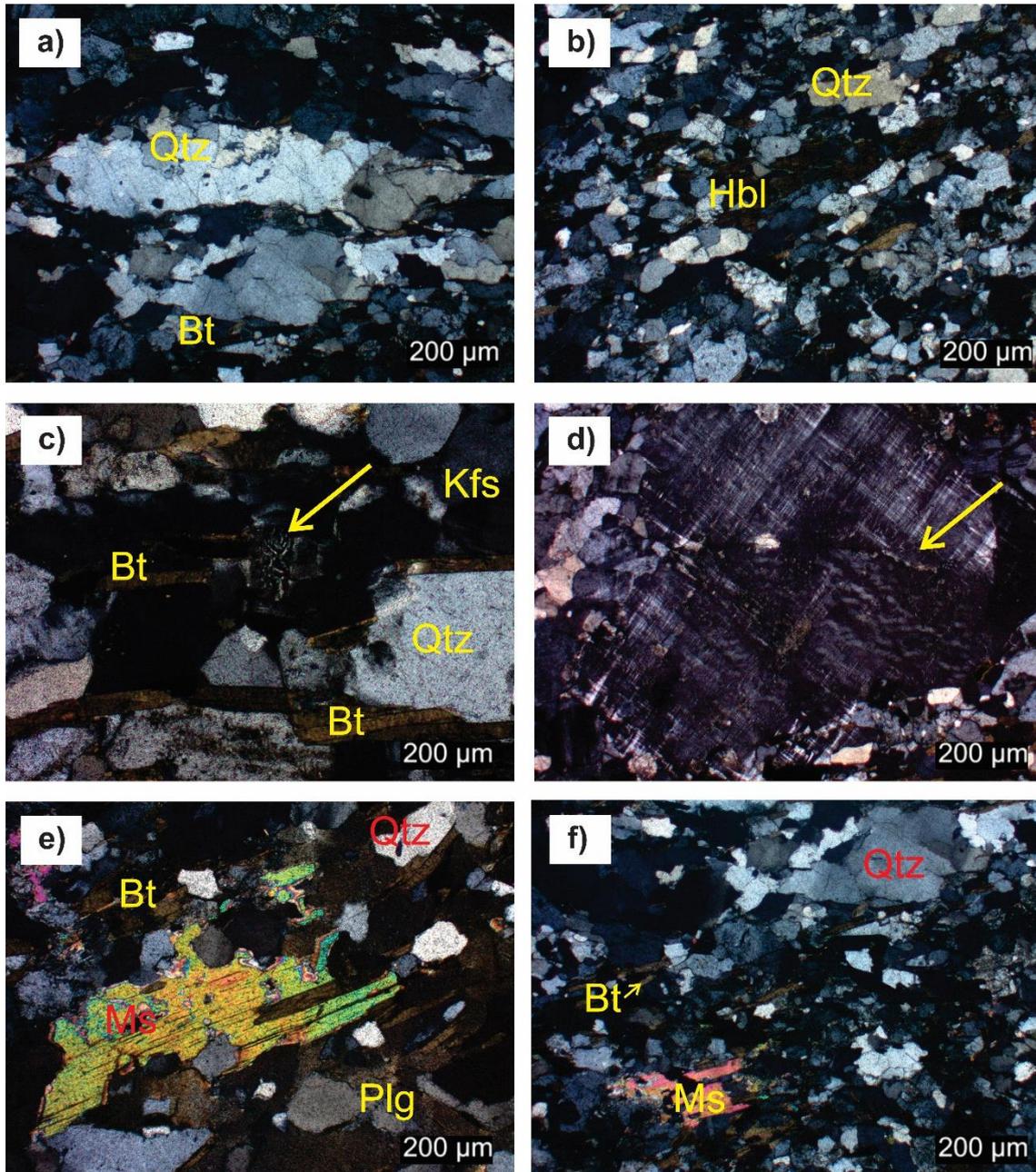
Os cristais de quartzo são hipidiomórficos a xenomórficos e com granulação fina a média, como também ocorrem como porfiroclastos alongados em escala centimétrica (Figura 25a). O contato é interlobado entre si e com cristais de feldspato. Estes cristais apresentam-se fraturados e com inclusões de epidoto e biotita. O plagioclásio é

xenoblástico a hipidiomórfico fino com geminação polissintética simétrica. Por vezes, exibem micro-falhamentos das maclas, com forte extinção ondulante e comumente apresentam mirmequitas. O contato desses cristais são interlobados a suturados entre si e com quartzo e microclínio. Observa-se saussuritização em alguns cristais de feldspato que pode ser resultado de processo alteração hidrotermal (Figura 2e).

O microclínio é classificado como hipidiomórfico a xenoblástico desenvolvendo maclas polissintéticas e no padrão xadrez acompanhada de extinção ondulante. A granulação desses cristais varia entre fina e média, incluindo a ocorrência porfiroclastos em escala centimétrica (Figura 25d). Os contatos desses cristais são suturados entre si e com quartzo e plagioclásio. A biotita ocorre em cristais ripiformes com dimensões fina a média e apresenta contato retilíneo entre si e com cristais de quartzo e feldspato (Figura 25c). A muscovita é hipidiomórfica a xenomórfica, possui granulação fina e contato suturado com cristais de quartzo e feldspato (Figura 25e). Os cristais de anfibólio cálcico foram classificados como hornblenda, exibindo granulação fina a média (Figura 25b). O epidoto varia de xenomórfico a idiomórfico e encontra-se sobre os agregados de biotita. Os cristais de titanita são hipidiomórficos com hábitos losangulares finos.

Observa-se que texturas magmáticas são amplamente preservadas nestas rochas, incluindo texturas mirmequíticas bem desenvolvidas (Figura 25c) e pertíticas (Figura 25d), com raras ocorrências da variação “em chamas” destas últimas e contatos irregulares entre os cristais, independente de junções tríplices e contatos poligonares típicos de metamorfismo. Localmente, alguns cristais de plagioclásio denotam processos de saussuritização que podem ser dados por alteração hidrotermal de enriquecimento em clorita, anfibólios e outros minerais cálcicos (Figura 25e).

Figura 25. a) Microfotografia do metagranodiorito da Suíte Serra do Jatobá com porfiroblastos alongados de quartzo (Qtz); b) textura granoblástica predominante evidenciada pelos cristais de quartzo (Qtz); c) rocha composta por quartzo (Qtz), biotita (Bt), feldspato alcalino (Kfs) e intercrescimento do tipo mirmequítica (seta amarela); c) porfiroblasto de microclínio com textura ígnea preservada pertítica (seta amarela); e) processo de saussuritização no plagioclásio (Plg); f) minerais de quartzo (Qtz), biotita (Bt) e muscovita (Ms) a polarizadores cruzados.



Fonte: Da autora (2022).

6.5. Granitoides Brazilianos

6.5.1. *Fácies Itaporanga*

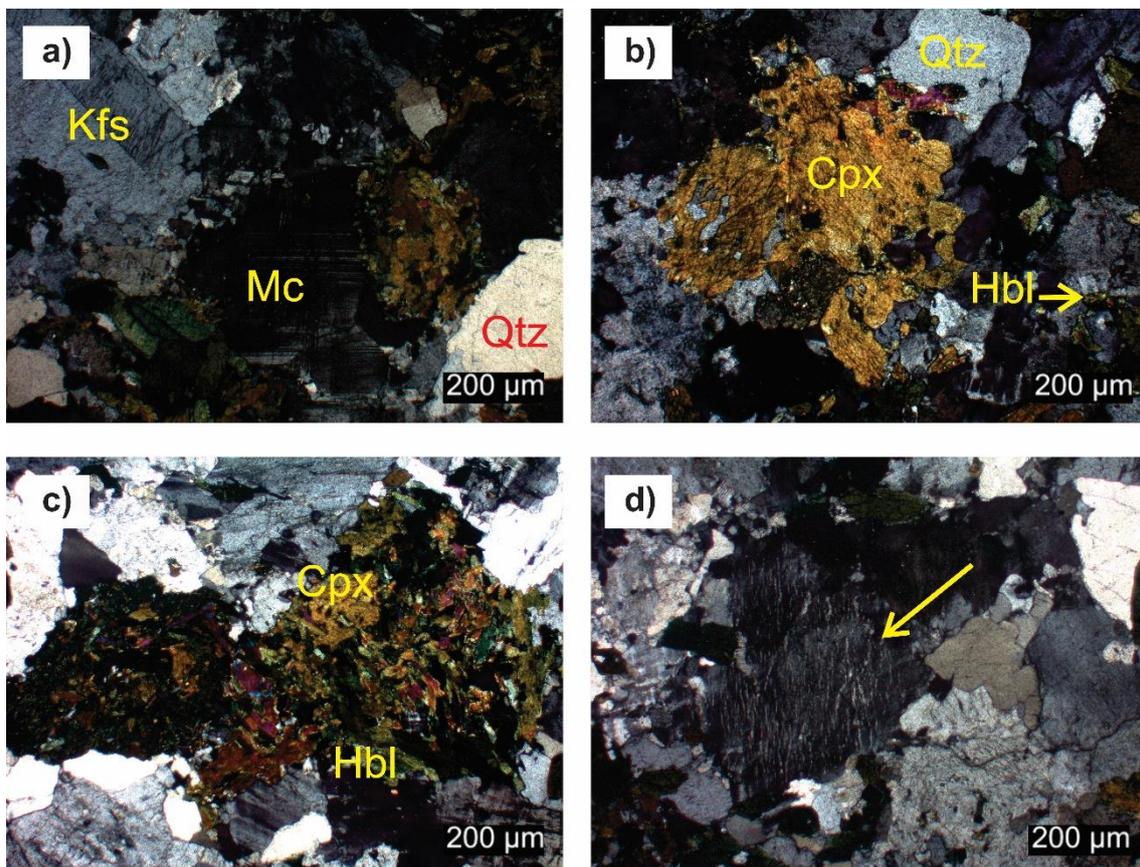
Em geral, os monzogranitos do fácies Itaporanga são leucocráticos, faneríticos e heterogranulares com granulação média a grossa. A composição mineralógica é constituída por plagioclásio (25%), ortoclásio (20%), quartzo (15%), anfibólio cálcico (15%), microclínio (10%), clinopiroxênio (8%), biotita (6%) e minerais acessórios (apatita, zircão, epidoto, turmalina e minerais opacos; <1%). Exibem texturas granulares hipidiomórficas dominante (Figura 26a), além de mirmequítica e pertítica. Os cristais de feldspato são caracterizados por textura mimerquítica, principalmente nas bordas do plagioclásio que penetram nos cristais de feldspato alcalino. Por vezes, ocorre exsolução de lamelas de albita em cristais de microclínio denominado de textura pertítica (Figura 26d).

Os cristais de quartzo são subédricos, possuem granulação média a grossa, com contatos predominantemente irregulares, por vezes reto entre si e com cristais de feldspato alcalino (Figura 26b). Observa-se que em alguns grãos de quartzo têm inclusões de epidoto. O plagioclásio ocorre na forma de cristais subautomórficos, de hábito prismático a tabular e granulação média. Esses cristais exibem contatos irregulares, localmente retos, entre si e com cristais de quartzo e feldspato alcalino. Algumas porções desses cristais foram alterados para sericita, indicando uma composição mais cálcica. Os cristais de ortoclásio são subédricos, possuem granulação média a grossa e seus contatos são principalmente irregulares, por vezes retos entre si e com cristais de quartzo e plagioclásio. Já o microclínio apresenta-se na forma de cristais hipidiomórficos, maclado na lei da albita-periclínio (Figura 26a) e em algumas porções ocorrem finas lamelas de exsolução pertítica (Figura 26d).

O anfibólio cálcico foi classificado como hornblenda, possui forma subédrica a anédrica com granulação fina a média e coloração esverdeada. Os contatos desses cristais são retos, principalmente com quartzo, nos quais comumente se amoldam e preenchem os espaços vazios (Figura 26b). Os cristais de clinopiroxênio foram identificados como diopsídio, exibindo hábitos subédricos a anedricos com granulação média a grossa. Esses cristais exibem contatos irregulares com quartzo e feldspato alcalino (Figura 26b). Em algumas porções apresentam-se alterados para anfibólio

cálcico, indicando processos de uralitização (Figura 26c). A biotita ocorre na forma de lamelas subautomórficas a xenomórficas finas e geralmente associada a agregados de minerais máficos. Possui contatos irregulares entre si e com demais minerais, além de inclusões de apatita, zircão e opacos. O zircão ocorre em cristais subédricos e com granulação fina. A apatita tem forma anédrica, com seções basais equidimensionais ou alongadas, inclusa em biotita e feldspato. Os cristais de turmalina ocorrem euédricos a subédricos, enquanto cristais de epidoto possuem granulação fina e encontram-se inclusos nos cristais de quartzo.

Figura 26. a) Monzogranito do fácies Itaporanga, leucocráticos, inequigranulares e com granulação média a grossa; b) detalhe evidenciando os cristais de clinopiroxênio (Cpx), hornblenda (Hbl) e quartzo (Qtz); c) cristais de clinopiroxênio (Cpx) alterados para hornblenda (Hbl); d) textura pertítica do tipo “em chamas”.



Fonte: Da autora (2022).

6.5.2. *Fácies Triunfo*

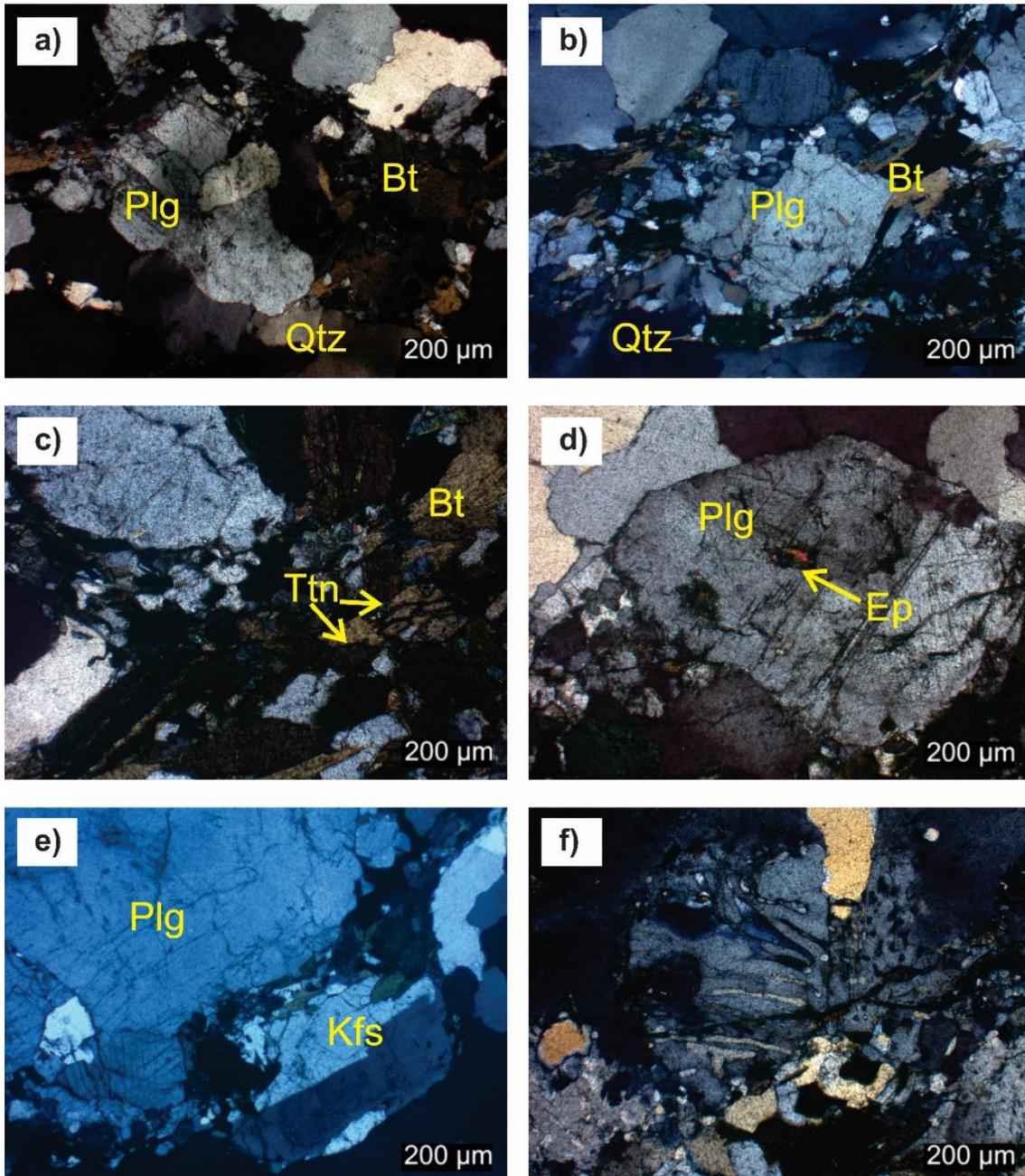
O fácies Triunfo é caracterizado por sienogranito leucocrático, predominantemente com granulação média a grossa e exibe textura porfirítica dominante, além da presença abundante de texturas mirmequíticas e pertitíticas. Esta rocha é constituída por quartzo (25%), feldspato alcalino (25%), plagioclásio (20%), biotita (15%), anfibólio cálcico (10%), titanita (4%) e minerais acessórios (epidoto, apatita, zircão e minerais opacos; 1%). A textura porfirítica é dada pelos fenocristais de quartzo e feldspato ocorrem inseridos em uma matriz de granulação média a grossa (Figura 27d-e). Encontram-se texturas mirmequíticas de dimensões variadas, presentes em algumas interfácies entre cristais de plagioclásio e feldspato alcalino (Figura 27f).

O quartzo ocorre como cristais subédricos a anédricos com granulação média a grossa e localmente exibem agregados de subgrãos. Os contatos ocorrem essencialmente irregulares, e em menor escala alguns podem ser regulares apresentando sinuosidade com feldspato alcalino (Figura 27a-b). Alguns cristais mostram-se fraturados e com inclusões de apatita. Os cristais de plagioclásio ocorrem tanto como fenocristais euédricos a subédricos, como também em grãos anédricos e ameboidais quando associados a textura mirmequítica (Figura 27f). Os contatos desses cristais são irregulares em grande maioria, mas localmente podem ser retos quando associados ao quartzo. Mostram-se fraturados e algumas porções possuem inclusões de epidoto (Figura 27d).

O feldspato alcalino possui hábito euédrico a subédrico com granulação média a grossa. Os contatos desses cristais são predominantemente irregulares, por vezes retos entre si e com quartzo e plagioclásio (Figura 27e). Apresentam-se fraturados e com inclusões de apatita. A biotita mostra-se em finas lamelas hipidiomórficas e interpenetrados com minerais opacos, titanita e zircão. Esses cristais possuem contatos retilíneos com feldspato e quartzo (Figura 27c) e ocasionalmente é substituída parcialmente por clorita. Os anfibólios cálcicos foram classificados como hornblenda, que ocorrem geralmente sob forma de cristais xenomórficos, porém algumas seções que mostram faces cristalinas bem definidas. A titanita ocorre em cristais losangulares e com granulação fina (Figura 27c), podendo conter inclusões de zircão, apatita e opacos. A apatita é encontrada como finos cristais automórficos, geralmente inclusos no quartzo e feldspato. Os cristais de epidoto são subédricos a anédricos e comumente associados

ao feldspato. O zircão ocorre na forma de pequenos cristais automorfos, prismáticos e comumente inclusos na biotita.

Figura 27.a) Sienogranito leucocrático do fácies Triunfo composto por plagioclásio (Plg), quartzo (Qtz) e biotita (Bt); b) agregados de subgrãos de quartzo de granulometria fina envoltos por plagioclásio (Plg) e biotita (Bt); c) cristais de titanita (Ttn) com hábitos losangulares; d) fenocristal de plagioclásio (Plg) parcialmente fraturado com inclusão de epidoto (Ep); e) fenocristais de plagioclásio (Plg) e feldspato alcalino (Kfs); f) textura mirmequítica, presentes em algumas interfácies entre cristais de plagioclásio e de feldspato alcalino.



Fonte: Da autora (2022).

7. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área de estudo possui sua estruturação determinada pelo *trend* regional de direção NE-SW e E-W, com predominância de um regime de deformação dúctil. Observa-se que tanto nos produtos aerogeofísicos, quanto em escala de mapa o padrão dobrado da foliação, o que pode ser sugestivo da partição da deformação ou desenvolvimento de fases distintas, conforme discutiram Santos *et al.* (2017) e referências ali contidas. Combinando a análise dos produtos geofísicos, o sistemático trabalho de campo e dados petrográficos, foi possível a identificação de três fases deformacionais, nomeadas aqui de D₁, D₂ e D₃, sendo as duas primeiras relacionadas ao regime dúctil e a última de caráter rúptil.

A primeira fase de deformação é caracterizada pelo desenvolvimento de planos de foliação (S₁) de baixo ângulo (~15°) mergulhando para N-NE e N-NW, que ocorre, em geral, associada a uma lineação de estiramento mineral (L₁) de alto *rake* mostrando um caimento geral para SSE (Figura 28a). Estas estruturas estão materializadas em bandamentos composicionais máfico-félsico nos ortognaisses da suíte intrusiva Recanto-Riacho do Forno que afloram principalmente na porção noroeste da área. Esta, também está presente no desenvolvimento da xistosidade presente nos biotita-muscovita xistos do Complexo São Caetano (Figura 29a) que ocupam a maior parte da área mapeada. A fase D₁ é de caráter contracional evidenciada pelas zonas de cisalhamento Cacimba e Jatobá situadas nas porções noroeste e sudeste, respectivamente. Em planos paralelos a superfície X-Z do elipsoide de deformação, os principais critérios cinemáticos associados a D₁ são superfícies S-C, S-C-C' e sigmoide do tipo σ , principalmente em feldspato e quartzo (Figura 29b). A combinação das atitudes de foliação, caimento da lineação e critérios cinemáticos observados sugerem uma tectônica de empurrão ou contracional com transporte tectônico *up-dip* (em geral) para SSE e SSW, parcialmente mascarada pelas fases subsequentes.

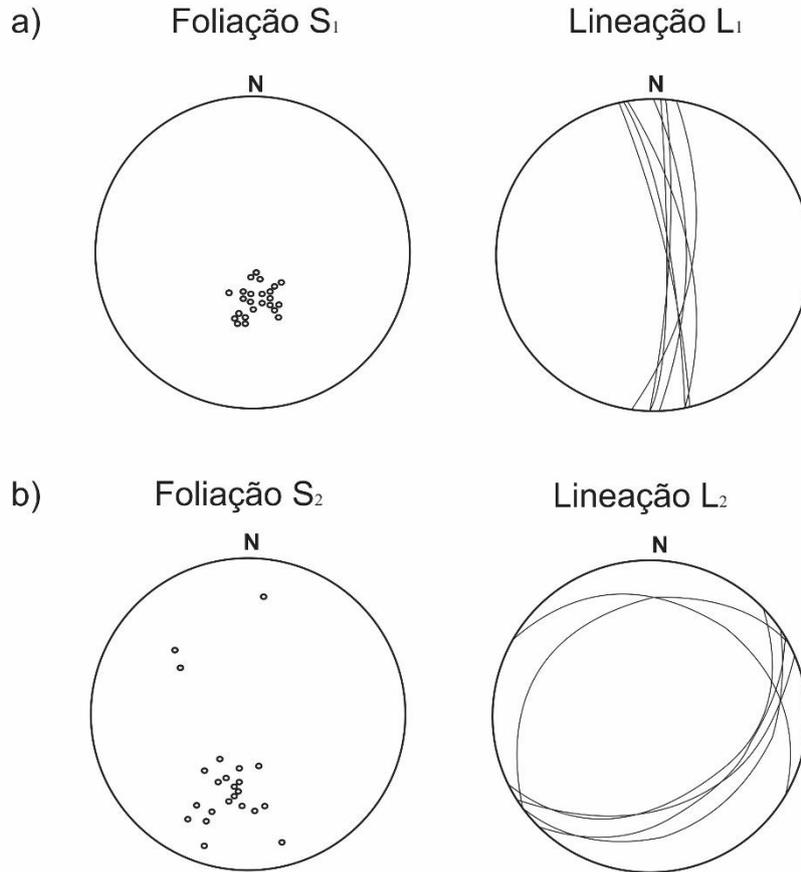
A fase tectônica D₂ é responsável pela trama estrutural predominante, sendo relacionada à milonitos subverticais, com intensa evidência de deformação não coaxial provocada pelo regime transcorrente brasileiro, comum em toda Província Borborema (Vauchez et al., 1995). Esta fase é materializada em xistos com foliação de médio a alto ângulo (> 65°; Figura 28b) e ortognaisses que gradam para milonitos e protomilonitos quando associados Zona de Cisalhamento Quixabeira de direção E-W (Figura 30). A

lineação de estiramento mineral associada inclui agregados de clorita-albita-epídoto sendo majoritariamente horizontal a sub-horizontal, embora valores intermediários sejam sugestivos de padrões de interferência de D_2 com D_1 (Figura 31). Localmente, reconhece-se que a foliação S_2 resulta do dobramento da foliação S_1 , produzindo dobras de geração F_1 , que evidência fases variadas de *strain* incluindo geometrias abertas, fechadas e apertadas.

Ao longo dos corredores miloníticos da Zona de Cisalhamento Quixabeira (plano X-Z), critérios cinemáticos mesoscópicos são claramente observados incluem porfiroblastos do tipo σ e porfiroclastos rotacionados ao longo das superfícies S_2 , que ocorrem principalmente nos tipos miloníticos (Figura 32). Adicionalmente, em seções delgadas, os principais critérios observados, porfiroblastos do tipo σ e porfiroclastos deformados, além de mica *fish*, que em assim como naqueles observados em escala mesoscópica, indicação movimentação horária (dextral) para essa transcorrência (Figura 33a-c). Ressalta-se que S_2 é dobrada tanto em escala de afloramento, quanto de lâmina, indicando uma possível rotação do σ_1 por meio de acomodação da deformação, formando dobras com eixos paralelos ou subparalelos à direção da zona de cisalhamento (Figura 33d). Por fim, denotam-se zonas de cisalhamento de direções NW-SE, sendo mapeadas, principalmente com base na interpretação aerogeofísica, devido a escassez e baixa qualidade dos afloramentos associados. Foram observadas em campo, principais critérios como porfiroblastos do tipo σ e porfiroclastos deformados. Estas estruturas transcorrentes são nomeadas de Margarida e Moça e ambas foram interpretadas com cinemática sinistral. Ressalta-se que esta última, marca o limite entre o Terreno Alto Pajeú com o Superterreno Pernambuco-Alagoas na porção SW da área, colocando em contato as rochas supracrustais do Complexo Lagoa das Contendas com aquelas pertencentes ao Complexo Cabrobró,

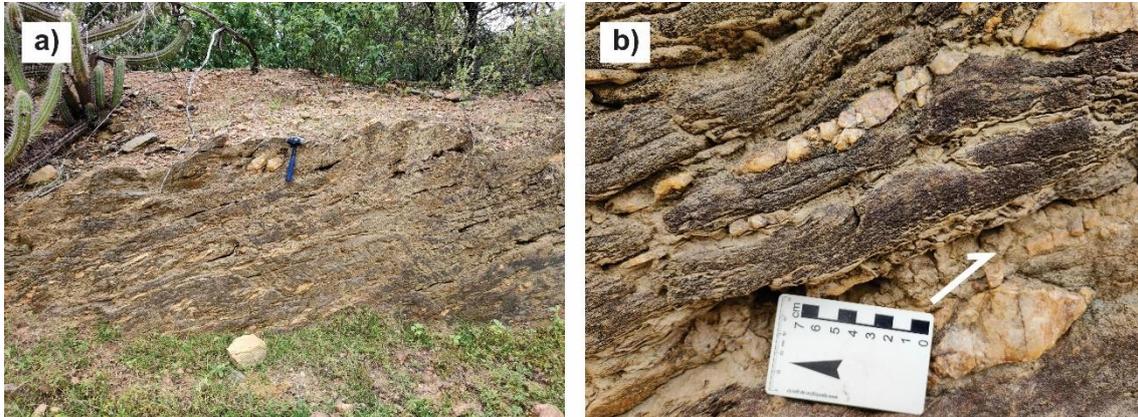
Por fim, toda esta trama é afetada pela fase D_3 , que representa um evento de caráter transtraccional rúptil-dúctil. Nesta fase, predominam fraturas e falhas transcorrentes sinistrais que são preenchidas por diques, veios e vênulas preenchidos por rochas mesocráticas finas (dioritos a quartzo-dioritos), pegmatitos e aplitos (Figura 34a-b). Os traços estruturais rúpteis, são observados em escala de afloramento, as quais predominam nas direções NNE-SSW e E-W (Figura 34c). Estas rochas são comuns principalmente quando ocorrem de forma discordantes granitos Brasileiros mapeados, o que indica que se trata da fase deformacional mais jovem da área mapeada.

Figura 28. Projeções estereográficas (hemisfério inferior) de igual área das principais estruturas planares (diagramas de polos) e lineares (projeção ciclográfica) obtidas da área estuda. a) Dados de foliação e lineação da fase D₁ associada as zonas de empurrão; b) dados de foliação e lineação da fase D₂ associada as zonas transcorrentes.



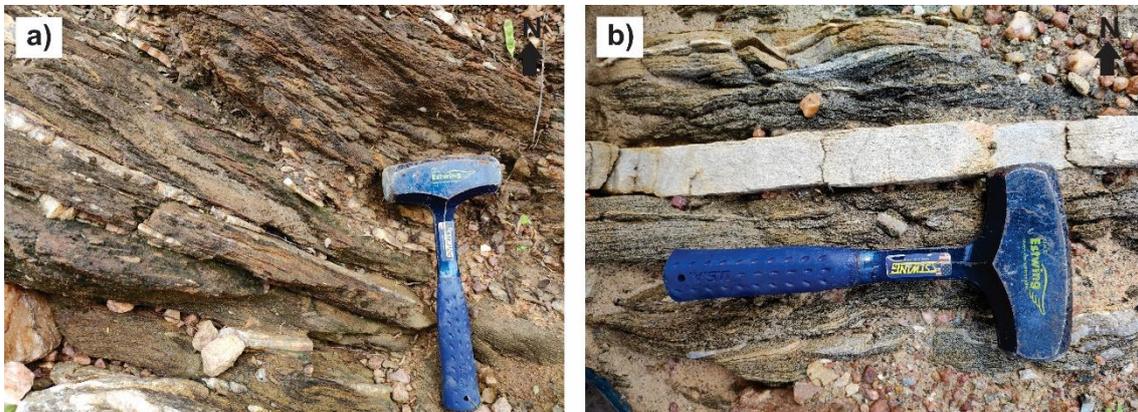
Fonte: Da autora (2022).

Figura 29. a) Afloramento de biotita-muscovita xisto do Complexo São Caetano, afetado pela tectônica de empurrão; b) critério cinemático da Zona de Cisalhamento Jatobá evidenciado por sigmoide do tipo σ .



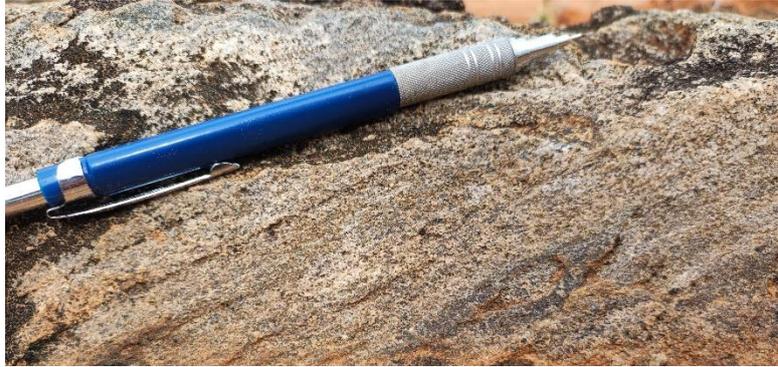
Fonte: Da autora (2022).

Figura 30. a) Afloramento de biotita-xisto do Complexo Lagoa das Contendas com foliação de médio a alto ângulo ($> 65^\circ$); b) biotita-muscovita xisto intercalado com lente de quartzito com foliação verticalizada.



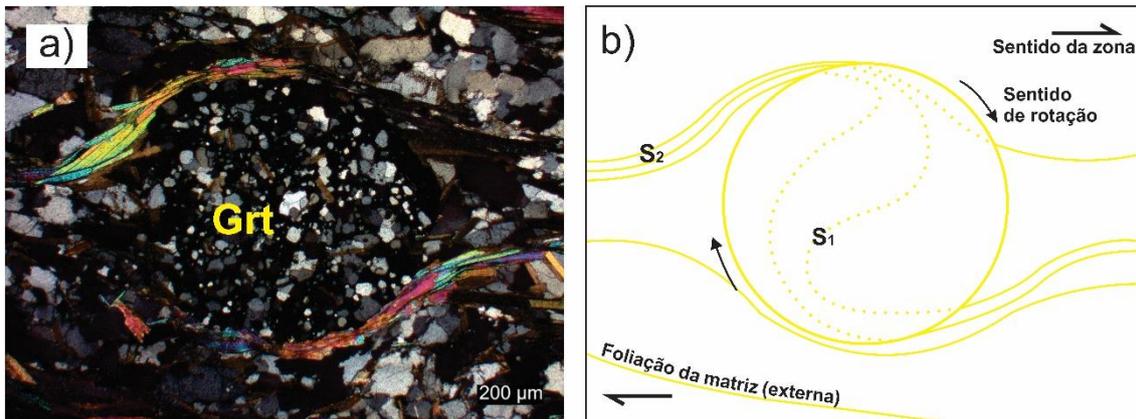
Fonte: Da autora (2022).

Figura 31. Lineação de estiramento mineral oblíqua de valores intermediários sugestivos de padrões de interferência de D_2 com D_1 .



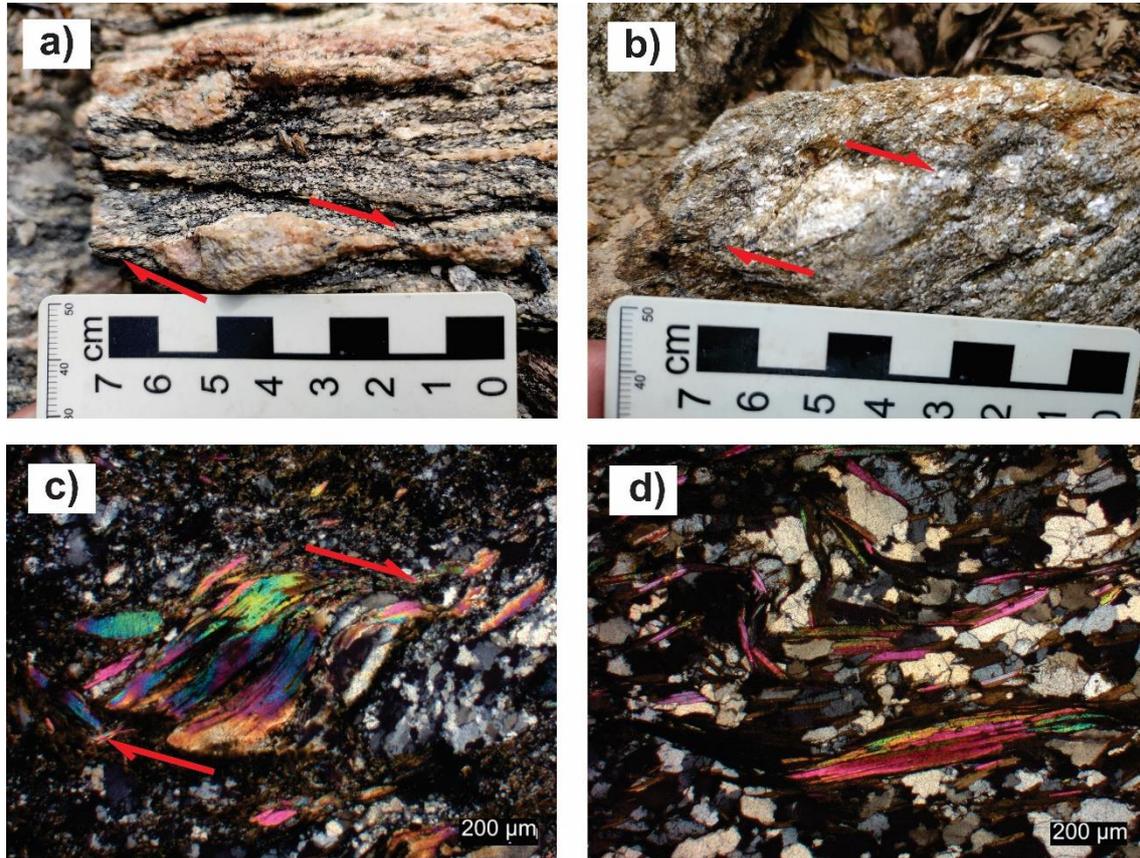
Fonte: Da autora (2022).

Figura 32. a) Microfotografia de biotita-muscovita xisto com porfiroclasto de granada rotacionados ao longo das superfícies S_2 ; b) interpretação das foliações S_1 e S_2 em relação ao porfiroclasto com sentido de rotação horária.



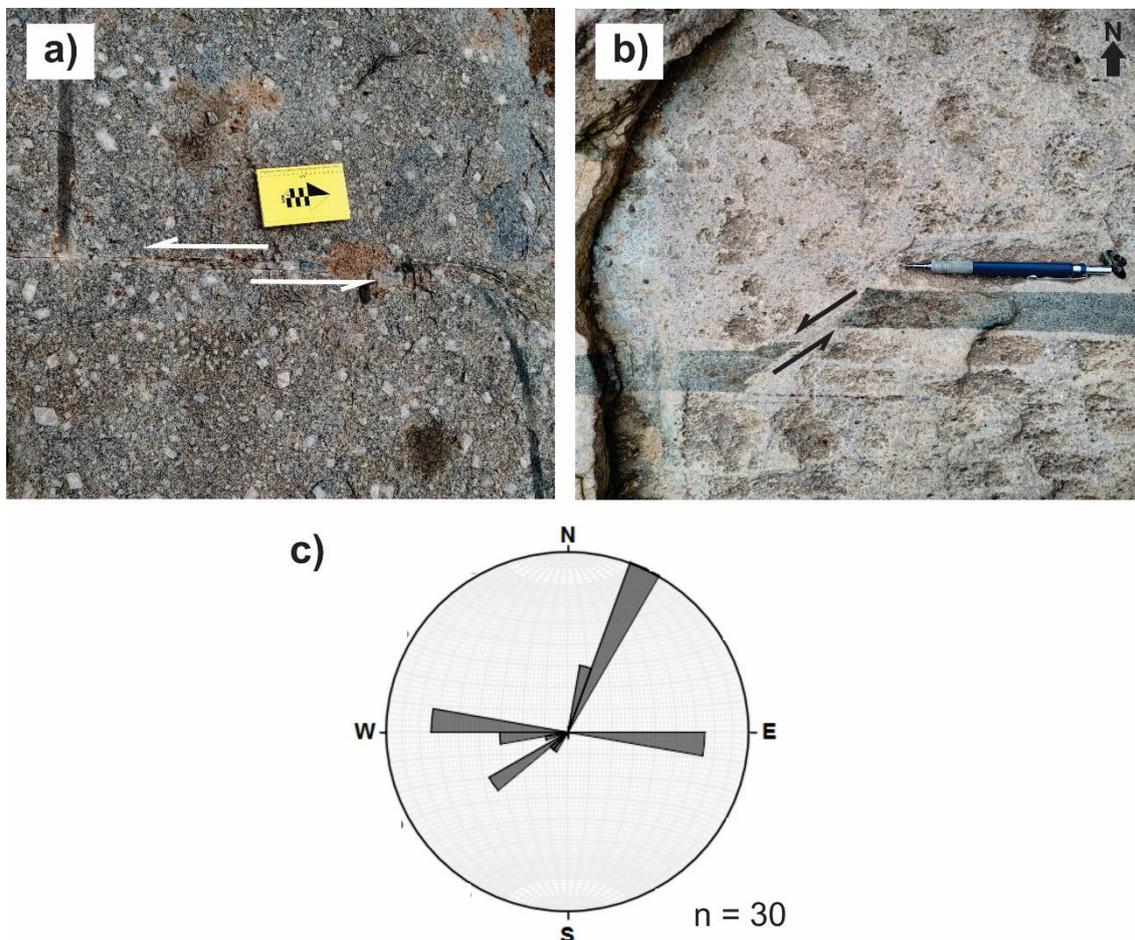
Fonte: Da autora (2022).

Figura 33. Critérios cinemáticos da Zona de Cisalhamento Quixabeira. a) Ortognaisse com porfiroblasto do tipo σ de feldspato alcalino; b) biotita-muscovita xisto com mica *fish* em escala mesoscópica; c) microfotografia de mica *fish* com cinemática dextral; d) foliação sendo rotacionada pelo σ_1 por meio de acomodação da deformação, formando dobras com eixos paralelos ou subparalelos à direção da zona de cisalhamento.



Fonte: Da autora (2022).

Figura 34. a) Falha transcorrente sinistral em monzogranito do fácies Itaporanga; b) sienogranito do fácies Triunfo cortado por dique de composição diorítica e com falha transcorrente sinistral; c) diagrama de roseta das estruturas rúpteis, as quais predominam nas direções NNE-SSW e E-W.



Fonte: Do Autor (2022).

8. METAMORFISMO

Em função da complexidade geológica da área, a qual foi submetida a sucessivos eventos orogênicos (*i.e.*, Cariris Velhos e Brasileiro), além de severa deformação, as inferências sobre a evolução metamórfica da área é apresentada de forma simplista, uma vez que se baseia unicamente em dados petrográficos. De acordo com a definição original de condições metamórficas de Eskola, atualizada e adaptada por Yardley (1989) e Roberts (2021), a paragênese identificada nas rochas calcissilicáticas do Complexo Lagoa das Contendas indica que as condições de metamorfismo atingiram o fácies

anfíbolito alto (700-500°C), registrado nestas rochas envolvendo recristalização quartzo-feldspática associada com a formação de diopsídio, bem como pela formação de anfíbólio cálcico a partir do piroxênio e presença de exudados de quartzo associado com hedembergita e escapolita.

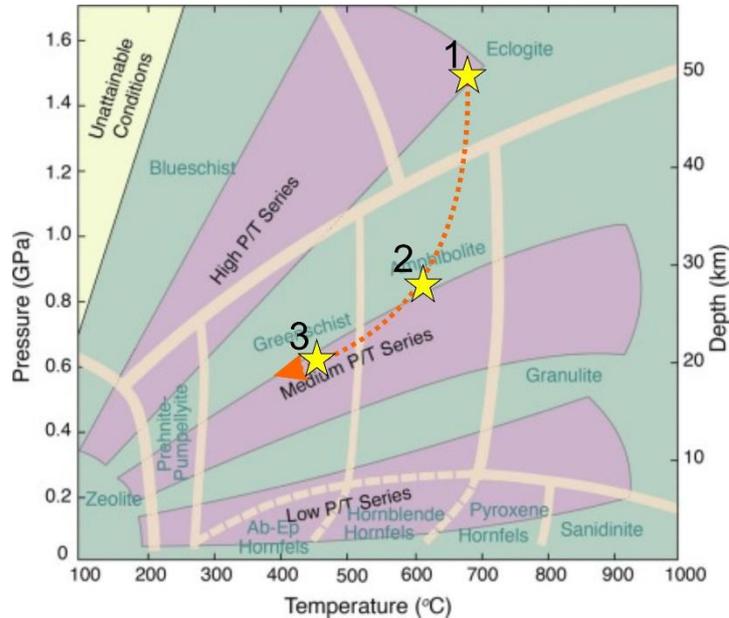
Ressalta-se que essas condições de metamorfismo de alto grau também são observadas nas rochas pertencentes as unidades Recanto-Riacho do Forno e Cariris Velhos, sendo caracterizadas pela recristalização de microclínio em substituição a biotita e plagioclásio, além da formação de leucossomas típicos da injeção de fluídos promovendo fusão parcial, uma evidência clássica de metamorfismo no fácies anfíbolito. Entretanto, observa-se que na Suíte Intrusiva Cariris Velhos ocorre retrometamorfismo para fácies xisto verde (550-350°C) dada pela cloritização, muscovitização e formação de minerais opacos a partir da biotita e saussuritização do plagioclásio.

Com relação as rochas metassedimentares do Complexo São Caetano, observa-se dominância da paragênese muscovita + biotita + quartzo + granada ± plagioclásio. Embora não tenha sido identificado de forma clara alguma relação de equilíbrio desses minerais, esta paragênese se encaixa com as condições metamórficas da zona da granada no “sistema zonal Barroviano” (MP/MT), que também pode ser correlacionável ao regime de metamorfismo do fácies anfíbolito.

Por fim, reconhece-se a importância do conjunto de zonas de cisalhamento que afetaram tanto as rochas metaplutônicas quanto metassedimentares da área como um importante promotor de metamorfismo dinâmico. Ao longo dessas estruturas, alguns marcadores cinemáticos observados como os *ribbons* de quartzo e *micafish*, sugerem temperatura de deformação em torno de 550°C a 700°C (Stipp *et al.*, 2002), os quais se enquadra em um range extenso intermediário entre as condições de fácies anfíbolito e xisto verde. Na região de Floresta (PE) são reconhecidas rochas eclogíticas datadas em 625 Ma, interpretado como um importante evento de alta pressão (Beurlen *et al.*, 1992; Lages e Dantas, 2016). Entretanto, rochas máficas e ultramáficas não são reconhecidas na área de trabalho, mas combinando as informações aqui obtidas com aquelas na literatura (Santos *et al.*, 2010 e 2019; Lages e Dantas, 2016), sugere-se uma evolução metamórfica na área teve início em condições de fácies anfíbolito (pós eclogitização do TAP) alto e retrometamorfismo para condições associadas ao fácies xisto verde,

possivelmente relacionados ao relaxamento do orógeno Borborema e a fase pós-colisional transcorrente amplamente descrita na literatura (e.g., Brito Neves *et al.*, 2000; Figura 35).

Figura 35. Evolução P-T especulativa para as rochas estudadas (2 e 3) como resultado do retrometamorfismo da fase 1 descrita por Lages e Dantas (2016).



Fonte: Modificado de Winter (2001).

9. MAGMATISMO

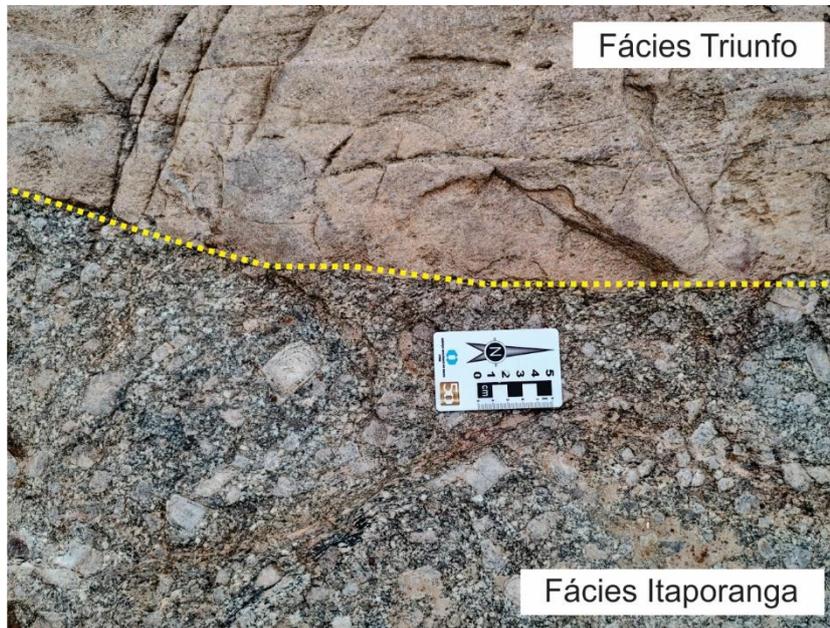
Apesar da ampla exposição de rochas metaplutônicas na área, as inferências com respeito aos magmas progenitores neste trabalho estão restritas às rochas graníticas, principalmente por questões de limitação metodológica. Neste presente trabalho, o magmatismo granítico mapeado é interpretado como *tardi* a pós orogênicos com respeito ao ciclo orogênico Brasileiro, sendo dividido em fácies Itaporanga e Triunfo. Os plútons aflorantes estão alongados com *trend* preferencial NE-SW e se concentram nas porções noroeste, nordeste e sudeste área de estudo. A composição dominante do fácies Itaporanga é monzogranítica, enquanto do fácies Triunfo é sienogranítica. Ambas exibem fácies equi- a inequigranulares, incluindo texturas porfírica e micrográfica, como também possuem ocorrências de enclaves máficos com variadas morfologias,

além de diques pegmatíticos que são comumente discordantes com relação a trama magmática dominante.

Os processos de mistura de magmas são essenciais no estudo da evolução de rochas ígneas como processos de diferenciação magmática. O processo de coexistência (*mingling*) indica a presença de magmas de composições distintas, incluindo enclaves sem a produção de membros intermediários, enquanto o envolvimento de fluídos produzindo magmas de composição homogênea (*mixing*), indica que os fundidos se misturam em escala íntima de fusão (Fenner, 1926; Toselli, 2010). Em escala de afloramento, observa-se o contato dos magmas do fácies Itaporanga e Triunfo, o que pode representar processos de *mingling* (Figura 36). A ausência de *end-members* magmáticos e magmas de composição intermediária indicam que não houve processos de mistura homogênea de magmas). Entretanto, para a confirmação dessas interpretações, se faz necessário estudos petrológicos de detalhe, incluindo análises petrográficas adicionais, geoquímicas e isotópicas (*e.g.*, Toselli, 2010; Perugini e Poli, 2012) que fogem do escopo do mapeamento realizado.

Em escala petrográfica, descreve-se abundante ocorrência de hornblenda magmática, um dos minerais de maior temperatura a se cristalizar em rochas graníticas. A presença de cristais de feldspato potássico de dimensões centimétricas em uma matriz fina é interpretada como produto de líquidos félsicos, nos quais as menores taxas de nucleação concentram. As texturas micrográficas/granofíricas observadas nas lâminas delgadas indicam processos de cristalização simultânea/intercrescimento entre os cristais de feldspato (feldspato alcalino e plagioclásio) com quartzo. Esse magma quase cristalizado, cuja composição do líquido magmático intersticial final possui fase rica em água e estando no eutético de feldspato alcalino e quartzo. As texturas mirmequíticas ocorrem em temperaturas baixas, onde o ortoclásio parasse recristaliza como microclina e exsolve Na e Ca para as margens do cristal. As texturas pertíticas são formadas durante o resfriamento lento, à medida que se cruza o *solvus*, formando lentes de feldspato rico em Na (albita) dispersas em feldspato alcalino. Outro aspecto que se pode estimar sobre a química dos fluidos *tardi* magmáticos que atuaram sobre essas rochas diz respeito a influência de H₂O e O₂, os quais atuaram nos processos de cloritização da biotita e saussuritização dos cristais de plagioclásio.

Figura 36. Contato dos magmas de composição siengranítica e monzogranítica dos Fácies Triunfo e Itaporanga, respectivamente.



Fonte: Da Autora (2022).

10. GEOLOGIA ECONÔMICA

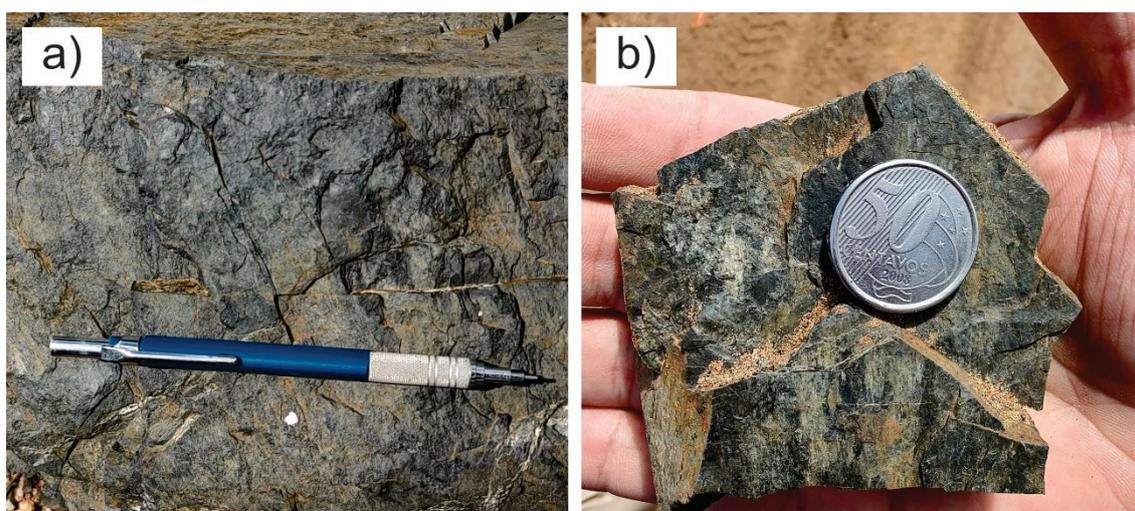
A região de estudo apresenta certo potencial do ponto de vista industrial nas áreas metais estratégicos, rochas ornamentais e brita. Entretanto, para uma avaliação mais apurada dos materiais/minerais e seu potencial, faz-se necessário o estudo detalhado de alvos específicos para cada material de interesse.

10.1. Minerais metálicos

O Terreno Alto Pajeú representa a região mais importante da Subprovíncia Transversal da Província Borborema em função da concentração anômala da ocorrência de Fe-Ti-V em rochas ultramáficas parcialmente hidrotermalizadas desde a década de 1980 (Lima *et al.*, 1985). A principal ocorrência encontra-se ao norte do município de Floresta-PE, onde sequências enriquecidas em ilmengomagnetitos apresentam concentrações anômalas de Fe e Ti nas minas de Serrote das Pedras Pretas e Riacho da Posse (Santos, 1995; Lages e Dantas, 2016). Essas sequências ocorrem intercaladas com

tremolitos, actinolitos e cumulatos ultramáficos gerados em ambiente de subducção em torno de *ca.* 1.0 Ga. Na área de estudo, rochas ultramáficas não foram mapeadas, podendo ocorrer ainda em escala de maior detalhe. Entretanto, blocos rolados associados a ocorrência de solos amarronzados apresentam de forma disseminada ocorrências de ilmenita e magnetita formado *gossans* ou *iron caps* (Robb, 2000) o que é sugestivo de enriquecimento supergênico de uma fonte primária, ou seja, indicativos de associações tipo Serrote das Pedras Pretas em profundidade. Esses afloramentos encontram-se geograficamente associados as rochas supracrustais do Complexo Lagoa das Contendas que possui idade em torno de 920 Ma (Figura 37), permitindo algum grau de correlação com as mineralizações da região de Floresta e Bodocó (não datado), fazendo da região de Jatobá um possível *Brown Field* para a ocorrência desses metais.

Figura 37. Bloco rolado contendo ilmenita e magnetita formado *gossans* ou *iron caps* que afloram no Complexo Lagoa das Contendas em escala de afloramento (a) e em detalhe (b).



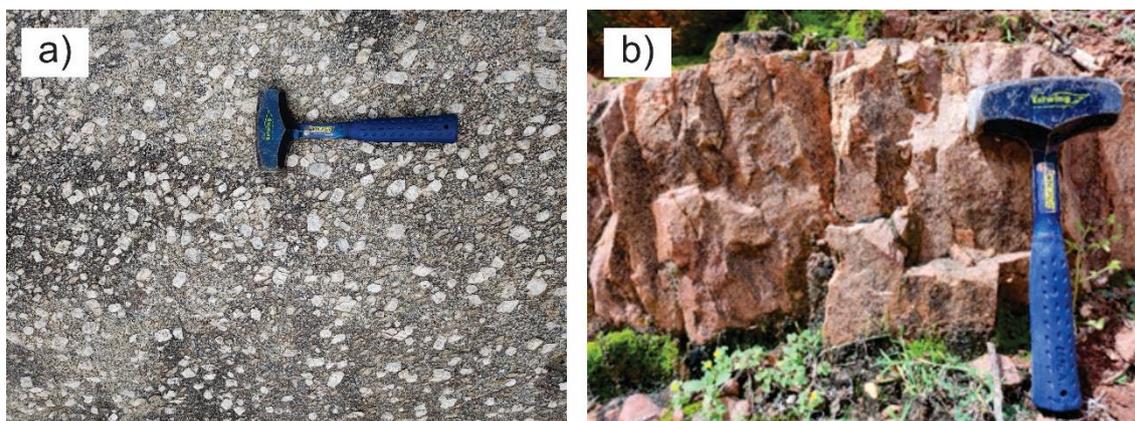
Fonte: Da autora (2022).

10.2. Minerais industriais

Mesmo que ainda não tenham despertado interesse comercial para exploração, algumas ocorrências dos sienogranitos e monzogranitos das fácies Triunfo e Itaporanga (Figura 38) que afloram nas porções NE, NW e SE da área em questão, representam uma possível fonte para rocha ornamental em função da beleza inerente da textura porfirítica, além dos cristais de feldspato com maclas bem desenvolvidas em escala

mesoscópica, como é o caso do sienito de Bom Jardim-PE. A deformação rúptil é mais bem representada nessas rochas se comparadas com as rochas encaixantes, o que pode ser um facilitador para a exploração e exploração deste material durante as eventuais etapas de beneficiamento. Por outro lado, em regiões onde essas rochas ocorrem intensamente fraturadas, encontra-se maior utilizada para produção de brita que pode atender ao mercado local, tais como os municípios de Salgueiro, Carnaubeira da Penha e Floresta. Tendo em vista as características descritas e sua ampla distribuição na área é viável a elaboração de trabalhos futuros de pesquisa mineral para averiguar sua viabilidade em termos de empreendimento, uma vez que a dificuldade logística pode comprometer um eventual projeto exploratório.

Figura 38. a) Afloramento de monzogranito do fácies Itaporanga; b) sienogranito do fácies Triunfo.



Fonte: Da autora (2022).

11. ASPECTOS CONCLUSIVOS

O mapeamento geológico na escala de 1:50.000 realizado em torno da Serra do Jatobá que ocorre entre os municípios de Carnaubeira da Penha e Belém de São Francisco (PE), permitiu a identificação de seis unidades geológicas: i) biotitas xistos intercalados com quartzitos e rochas calcissilicáticas do Complexo Lagoa das Contendas, que aflora na porção sudoeste da área; ii) biotita-xistos, muscovita-biotita xistos e biotita-muscovita xistos intercalados com quartzitos do complexo São Caetano, que representa a unidade com maior expressão geográfica; iii) metagranitoides de granulação variada e ortognaisses meso- a leucocráticos, exibindo diversos graus de deformação dúctil da Suíte Recanto-Riacho do Forno, que está localizada na porção

noroeste da região estudada; iv) metagranitoides porfiríticos que gradam para *augen* gnaisses protomiloníticos da Suíte Cariris Velhos; v) sienogranitos leucocráticos de granulação fina a média do fácies Triunfo e monzogranitos leuco- a mesocráticos de granulação média a grossa com fenocristais de quartzo e feldspato do fácies Itaporanga, representando o magmatismo Brasileiro da área. Por fim, na porção sudoeste da área, foram previamente mapeados os gnaisses do Complexo Cabrobó, não estudados em função da falta de acessibilidade.

Em relação a geologia estrutural da área de estudo, percebe-se a predominância de um *trend* regional de direção NE-SW a E-W, marcado pelo regime de deformação dúctil, o que é claramente observado tanto nos produtos aerogeofísicos e nas atitudes da foliação dominante. Com base nas observações de campo, foram descritas três fases de deformação, denominadas de D₁ e D₂, as quais correspondem ao regime de deformação dúctil e uma última fase, denominada de D₃ de reologia rúptil. A primeira fase é caracterizada pelo desenvolvimento de planos de foliação de baixo ângulo mergulhando para N-NE e N-NW que ocorre associada a uma lineação de estiramento mineral de alto *rake* com caimento geral para SSE. Essa fase tem caráter contracional evidenciada pelas zonas de cisalhamento Cacimba e Jatobá. A combinação das atitudes de foliação, caimento da lineação e critérios cinemáticos observados sugerem uma tectônica de empurrão ou contracional com transporte tectônico *up-dip* (em geral) para SSE, parcialmente mascarada pelas fases subsequentes.

A segunda fase é responsável pela trama estrutural predominante, sendo relacionada à milonitos subverticais e materializada em xistos com foliação de médio a alto ângulo, bem como nos ortognaisses que gradam para milonitos e protomilonitos quando associados Zona de Cisalhamento Quixabeira de direção E-W e cinemática dextral. Por outro lado, mais duas zonas de cisalhamento de direções NW-SE foram mapeadas. Estas são transcorrentes sinistrais, denominadas de Margarida e Moça e não puderam ser exploradas em maior detalhe em função da escassez e baixa qualidade dos afloramentos associados. A última fase é dada por uma trama de caráter transtracional rúptil-dúctil, na qual predomina fraturas e falhas transcorrentes sinistrais que em escala de afloramento, responsáveis pela percolação de fluídos silicáticos formando diques, veios e vênulas de direções dominantes NNE-SSW e E-W.

Economicamente, chama a atenção a extensa exposição de litotipos com atributos mínimos para o interesse do mercado de rochas ornamentais, como é o caso dos sienogranitos e monzogranitos que afloram nas porções noroeste, nordeste e sudeste da área mapeada. Também têm rochas com finalidade para produção de brita, como os litotipos das suítes intrusivas Cariris Velhos e Recanto-Riacho do Forno. Por fim, o elemento mais importante do ponto de vista econômico, concerne nas possíveis mineralizações de Fe-Ti-V, associados a bloco rolados com concentrações disseminadas de ilmenita e magnetita, que formam solos amarronzados lateríticos, intercalados com as rochas supracrustais do Complexo Lagoa das Contendas.

Deste trabalho, é possível apresentar contrastes ao comparar o mapa geológico do entorno da Serra do Jatobá com o mapa da Folha Mirandiba (CPRM; Brasilino e Morais, 2020). Exemplo disso, são as lentes de ortognaisses da Suíte intrusiva Recanto-Riacho dos Fornos mapeadas pela CPRM na porção central da área. Nessa porção, os litotipos foram interpretados pelo mapa litogeofísico, em campo e com análises petrográficas como fazendo parte do complexo Lagoa das Contendas. Observa-se que o evento de caráter contraccional evidenciado pelas zonas de cisalhamento Cacimba e Jatobá não foram mapeadas na Folha Mirandiba, bem como as zonas de cisalhamento transcorrentes Margarida e Moça, o que pode ser interpretado como reflexo das diferentes escalas de trabalho.

12. REFERÊNCIAS

- Accioly, A.C.A., 2000. **Geologia, geoquímica e significado tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira, Província Borborema, Nordeste Brasileiro** (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 168.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. **Brazilian structural provinces: an introduction**. Earth Science Reviews, v.18, p. 1-29.
- Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Wernick, E., Nogueira Neto, J.A., Dantas, E.L., Matteini, M., 2012. **High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology**. Gondwana Research, v. 22, p. 892-909.
- Araujo, C.E.G., Cordani, G.U., Weinberg, R., Basei, M.A.S., Armostrong, R., Sato, K., 2014a. **Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites**. Lithos, v. 202-203, p. 167-189.
- Araujo, C.E.G., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, G.U., Caby, R., Basei, M.A.S., 2014b. **Ediacaran 2,500 km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen**. Nature Communications, v. 1, 1-8.
- Brasilino, R. G., Morais, D. M. F., 2020. **Geologia e recursos minerais da folha Mirandiba SC.24-X-A-I: escala 1:100.000, estado de Pernambuco. Recife: CPRM (Programa Geologia do Brasil)**.
- Brito Neves, B. B., Silva Filho, A. F., 2019. **Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica**. Geologia USP. Série Científica, v. 19(2), p. 3–28.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, L. C. M. L., 2020. **Alto Moxotó Terrane, a fragment of Columbia supercontinent in the Transversal Zone interior: Borborema Province, Northeast Brazil**. Brazilian Journal of Geology, v. 50(2).

Brito Neves, B.B., 1975. **Regionalização Geotectônica Do Pré-cambriano Nordestino** (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 198.

Brito Neves, B.B., Dos Santos, E.J., Fuck, R.A., Santos, L.C.M.L., 2016. **A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America**. Brazilian Journal of Geology, v. 46, p. 491-508

Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. **The Brasiliano collage in South America: a review**. Brazilian Journal of Geology, v. 44, p. 493-518.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Schmus, W.R.Q., 2000. **Tectonic history of the Borborema Province**. Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, Special Publication, p. 151-182.

Brito, M. F. L.; Marinho, M. S., 2017. **Geologia e recursos minerais da folha Salgueiro SC.24-V-B-III: escala 1:100.000, estado de Pernambuco. Recife: CPRM (Programa Geologia do Brasil)**.

Caxito, F. A., Santos, L. C. M. L., Ganade, C. E., Bendaoud, A., Fettous, E., Bouyo, M. H. 2020a. **Toward and integrated model of geological evolution for NE Brazil- NW Africa: the Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens**. Brazilian Journal of Geology, v. 50.

Caxito, F. A.; Uhlein, A., Dantas, E., Stevenson, R., Egydio-Silva, M., Salgado, S. S., 2017. **The Rio Preto and Riacho do Pontal Belts**. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. (Org.). Regional Geology Reviews. 1ed.: Springer International Publishing, p. 221-239.

Fenner, C.N. 1926. **Magmatic problems of the Aleutians**. Transactions, American Geophysical Union, v. 7.

Ferreira, V. P., 1986. **Petrologia e geoquímica de rochas peralcalinas do Cinturão de Dobramentos Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil** (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal de Pernambuco, p. 177.

Ferreira, V. P.; Sial, A. N.; McCreath, I., 2005. **Preface to the special issue of Lithos on isotopes in igneous petrogenesis**. Lithos, v. 82(3-4), p. 7-9.

Guimarães, I. P.; Van Schmus, W. R.; Neves, B. B. B.; Bittar, S. M. B.; Silva Filho, A. F.; Armstrong, R., 2012. **U-Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil.** Precambrian Research, v. 192-195, p. 52-77.

Howell, D.G., 1995. **Principles of Terrane analysis.** Chapman & Hall, p. 245.

Jardim de Sá, E. F. ; Hackspacher, P. C., 1980. **Reconhecimento estrutural da borda Noroeste do Cráton São Francisco.** In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5. p. 2719-2731.

Jardim de Sá, E.F., 1994. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana** (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, p. 804.

Kosin, M., Angelim, L. A. A., Souza, J. D., Guimarães, J. T., Teixeira, L. R., Martins, A. A. M., Bento, R. V., Santos, R. A., Vasconcelos, A. M., Neves, J. P., Wanderley, A. A., Carvalho, L. M., Pereira, L. H. M., Gomes, I. P., 2004. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Aracaju, folha SC.24.** CPRM, 2004. CD-ROM 24/41. Programa Geologia do Brasil - PGB.

Kozuch, M., 2003. **Isotopic and trace element geochemistry of Early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing tectonic setting** (Tese de Doutorado). Universidade de Kansas, Lawrence, p. 199.

Lages, G.A., Dantas, E.L., 2016. **Floresta and Bodocó Mafic-Ultramafic Complexes, western Borborema Province, Brazil: geochemical and isotope constraints for evolution of a Neoproterozoic arc environment and retro-eclogitic hosted Ti-mineralization.** Precambrian Research, v. 280, p. 95-119.

Lima, E. A. M.; Costa, M. J.; Santos, E. J., 1982. **Projeto Verdejante: relatório final de pesquisa.** Recife: CPRM, p. 51.

Lima, M.V.A.G., Berrocal, J., Soares, J.E.P., Fuck, R.A., 2015. **Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution.** Journal of South American Earth Sciences, v. 58, p. 335-349.

Medeiros, V.C., 2004. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil** (Tese de Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, p. 200.

Neves, S.P., 2015. **Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogeny**. Journal of South American Earth Sciences, v. 58, p. 150-164.

Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2008. **U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in the southern Borborema Province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism**. Journal of South American Earth Sciences, v. 25, p. 285-297.

Neves, S.P., Lages, G.A., Brasilino, R.G., Miranda, A.W.A., 2015. **Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain**. Journal of South American Earth Sciences, v.58, 165-187.

Neves, S.P., Mariano, G., 1999. **Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, northeastern Brazil**. Journal of Structural Geology, v. 21, p. 1369-1383.

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 Research, v. 181, p. 64-84.

Oliveira, E.P., Windley, B.F., Mcnaughton, N.J., Bueno, J.F., Nascimento, R.S., Carvalho, M.J., Araújo, M.N.C., 2017. **The Sergipano Belt**. Springer International Publishing.

Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., 2018. **Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data**. Precambrian Research, v. 315, p. 45-65.

Padilha, A.L., Vitorello, Í., Pádua, M.B., Marcelo, Fuck, R.A. 2016. **Deep magnetotelluric signatures of the early Neoproterozoic Cariris Velhos tectonic event within the Transversal sub-province of the Borborema Province, NE Brazil**. Precambrian Research, v. 275, p. 7-83.

Paixão, M. S., Santos, L. C. M. L., 2022. **Petrologia e estruturação das rochas metagraníticas do stock Serra do Jatobá, Terreno Alto Pajeú, Província Borborema.** In: XVIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Anais, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 53.

Perugini, D., Poli, G., (2012). **The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences.** Lithos, v. 153, p. 261-277.

Raimondo, T., Collins, A. S., Hand, M., Walker-Hallam, A., Smithies, R. H., Evins, P. M., Howard, H. M., 2010. **The anatomy of a deep intracontinental orogen.** Tectonics, v. 29(4).

Sá, J. M.; Bertrand, J. M.; Leterrier, J.; Macedo, M. H. F., 1995. **Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema province, Northeast Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 8, p. 299-314.

Sales, A.O., Santos, E.J., Lima, E.S., Santos, L.C.M.L., Brito Neves, B.B.B., 2011. **Evolução petrogenética e tectônica do Evento Cariris Velhos na região de Afogados da Ingazeira (PE), Terreno Alto Pageú, Província Borborema.** Geologia USP - Série Científica, v. 11, p. 101-121.

Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., 1995. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província Borborema.** In: XVI Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 401– 406.

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, v. 29, p. 73-84.

Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. **The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil.** Journal. South America. Earth Science, v. 29, p. 61-76.

Santos, L. C. M. L., Dantas, E. L., Santos, E. J., Santos, R. V., Lima, H. M., 2015. **Early to Late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and its tectonic implications for the Pre-West Gondwana assembly.** Journal of South American Earth Sciences, v. 58, p. 188 – 209.

Santos, L. C. M. L., Oliveira, R. G., Lages, G. A., Dantas, E. L., Caxito, F., Cawood, P. A., Fuck, R. A., Lima, H. M., Santos, G. L., Araújo Neto, J. F., 2021. **Evidence for Neoproterozoic terrane accretion in the central Borborema Province, West Gondwana deduced by isotopic and geophysical data compilation.** *International Geology Review*, v. 64, p. 1574 – 1593.

Santos, L.C.M.L.; Dantas, E.L.; Cawood, P. A.; Lages, G.; Lima, H. M.; Santos, E. J.; Caxito, F.A., 2019. **Early to late Neoproterozoic subduction-accretion episodes in the Cariris Velhos Belt of the Borborema Province, Brazil: Insights from isotope and whole-rock geochemical data of supracrustal and granitic rocks.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 96.

Sial, A. N. & Ferreira, V. P., 2016. **Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha–Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 113 – 133

Sial, A. N.; Silva Filho, A. F.; Guimarães, I. P., 1983. **Mineral chemistry of the late Precambrian Salgueiro Batholith, state of Pernambuco, Northeast Brazil.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 55(1), p. 55-69.

Sial, A.N., Ferreira, V.P., 2015. **Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 66, p. 113-133.

Silva Filho, A., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., (2002). **Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids.** *Gondwana Research*, v. 5, p. 409-422.

Stipp, M., Stuniitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M., 2002. **The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C.** *Journal of Structural Geology*, v. 24(12), p. 1861-1884.

Tosselli, A.J., 2010. **Elementos básicos de petrología ígnea.** Instituto Superior de correlación geológica (INSUGEO), Miscelanea, v. 18, v. 207-212.

Van Schmus, W. R., Brito Neves B. B., Hackspacher P. C. & Babinski M., 1995. **U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 267-288.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2011. **Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province.** Journal of South American Earth Sciences, v. 31, p. 227-252.

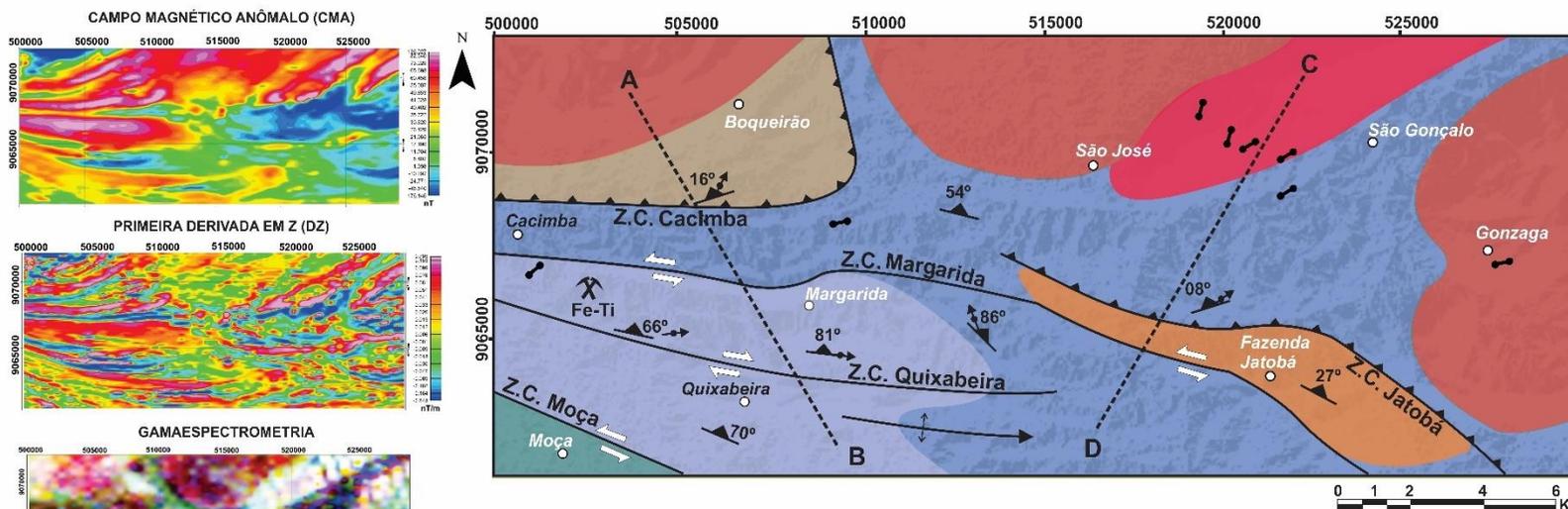
Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2011. **Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology.** Journal of South American Earth Sciences. v. 31, p. 227-252.

Yardley B. W. D., 1989. **An Introduction to Metamorphic Petrology.** Longman Scientific and Technical, p. 248.

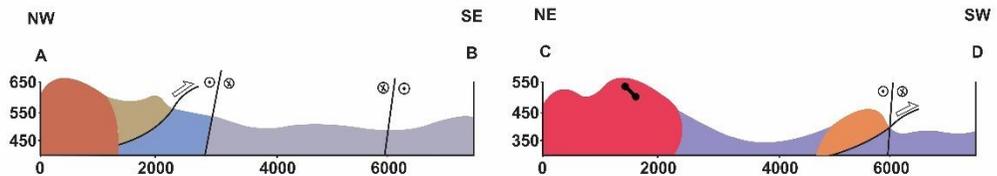
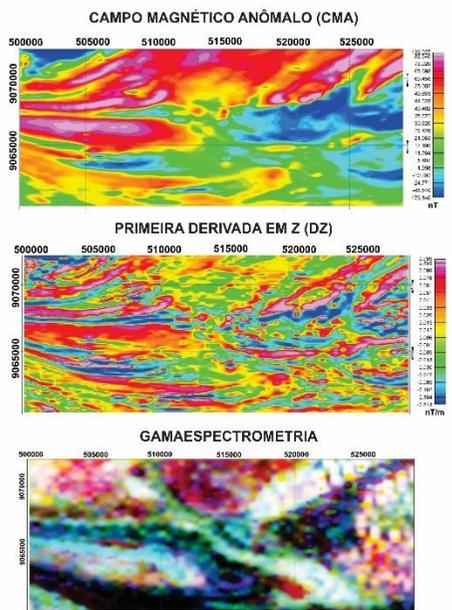
ANEXO 1 – MAPA GEOLÓGICO

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DA SERRA DO JATOBÁ, PERNAMBUCO
ESCALA 1:50.000

Autora: Mariana Sousa da Paixão
Orientador: Lauro César Montefalco de Lira Santos
Co-orientador: José Ferreira de Araújo Neto



- LEGENDA**
- Dique pegmatítico de composição quartzo-feldspática
 - GRANITOIDES BRASILEANOS**
 - Fácies Triunfo: hornblenda-biotita sienogranitos, leucocráticos e com granulação média a grossa
 - Fácies Itaporanga: diopsídio-hornblenda monzogranitos com fenocristais de feldspato póssico com granulação média
 - SUÍTE INTRUSIVA CARIRIS VELHOS
Metagranodioritos leucocráticos de granulação fina a média e porfiroclastos de microclínio e quartzo
 - SUÍTE INTRUSIVA RECANTO-RIACHO DO FORNO
Metagranodioritos leucocráticos de granulação fina a média e textura granoblástica predominante
 - COMPLEXO SÃO CAETANO
Biotita-muscovita xistos com ou sem a presença de granada, granulação fina a média intercalados por lentes de quartzitos
 - COMPLEXO LAGOA DAS CONTENDAS
Biotita xistos intemperizados com granulação média e intercalados com rochas calcissilicáticas
 - COMPLEXO CABROBÓ
Gnaisses quartzo-feldspáticos, muscovita gnaisses, leptnitos e calcários dolomíticos
 - Atitude da foliação medida
 - Atitude de lineação de estiramento mineral
 - Zona de cisalhamento de empurrão
 - Zona de cisalhamento transcorrente dextral
 - Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
 - Antiforme com caimento indicado
 - Ocorrência mineral
 - Localidade



Datum: SIRGAS 2000/UTM Zona 24S, escala: 1:50.000
Disciplina: Geologia de Campo 4 - 2022.2
Departamento de Geologia
Universidade Federal de Pernambuco

