



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**BRUNO BRANDÃO DE LUCENA
JAMILLE VICTORIA LAURIANO FREIRE**

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DE OCORRÊNCIAS DE FERRO
MAGMÁTICO/HIDROTHERMAL NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO
PARNAÍBA**

**Fortaleza
2018**

BRUNO BRANDÃO DE LUCENA
JAMILLE VICTORIA LAURIANO FREIRE

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DE OCORRÊNCIAS DE FERRO
MAGMÁTICO/HIDROTERMAL NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO
PARNAÍBA

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentada ao Departamento de
Geologia da Universidade Federal do
Ceará como requisito para a obtenção do
título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente
Co-orientador: Prof. Dr. César Ulisses
Viera Veríssimo

FORTALEZA
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Biblioteca Central do Campus do Pici Prof. Francisco José de Abreu Matos

L968a Lucena, Bruno Brandão de.
Aspectos geológicos e petrográficos de ocorrências de ferro magmático/hidrotermal na porção nordeste da Bacia do Parnaíba / Bruno Brandão de Lucena, Jamille Victoria Lauriano Freire. – 2018.
103 f. : il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.
Coorientador: Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo.

1. Sedimentos (Geologia) - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 2. Geologia - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). 3. Petrologia. 4. Ferro magmático. I. Freire, Jamille Victoria Lauriano. II. Título.

CDD 551

BRUNO BRANDÃO DE LUCENA
JAMILLE VICTORIA LAURIANO FREIRE

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS DE OCORRÊNCIAS DE FERRO
MAGMÁTICO/HIDROTHERMAL NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO
PARNAÍBA

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentada ao Departamento de
Geologia da Universidade Federal do
Ceará como requisito para a obtenção do
título de Bacharel em Geologia.

Aprovada em 27/06/2018

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Fernando Antonio da Costa Roberto
Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM)

A Deus
Aos nossos pais e familiares

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao nosso orientador, professor Clóvis, pelos ensinamentos, tanto acadêmicos quanto de vida, pela paciência em transmitir tanto conhecimento em tão pouco tempo.

Agradecemos aos professores César e Gabriel, pelo apoio e por sempre estarem dispostos a nos ajudar e engrandecer nosso trabalho.

Agradecemos ao Joel, pelo apoio técnico e pela paciência conosco e com nossas amostras.

Agradecemos ao Nilo Costa Pedrosa Junior pelas imagens aerogeofísicas...

Agradecemos ao geólogo Gabriell Lessa por ter compartilhado...

Ao amigo Cassiano, por toda paciência e disponibilidade em nos ajudar com nosso trabalho.

Eu, Bruno, agradeço a Deus pelo dom da vida, e pela oportunidade de ter cursado Geologia no Ceará.

Agradeço aos meus familiares pelo apoio incondicional, meu pai (zói), minha mãe, meu irmão (beißo), minha cunhada Roberta, e meu querido sobrinho Gabriel.

Ao meu amigo Breno, que mesmo distante se fez presente, e deu seu apoio moral na realização deste trabalho.

Agradeço especialmente a Jamille, que além de parceira de TCC, é minha companheira, amiga e namorada. Sem você nada disso teria acontecido. À você o meu muito obrigado.

Eu, Jamille, agradeço primeiramente aos meus pais, Ana e Wladimir, pelo suporte e amor, por acreditarem em mim. Ao meu irmão Joel, que sempre cuidou e desejou o melhor pra mim.

Ao meu grande amigo, namorado e parceiro de trabalho Bruno. Obrigada por todos os momentos que passamos juntos, por todo o apoio e carinho, go. Por todo o companheirismo, que contribuiu para nosso crescimento e construção desse trabalho.

A minha grande amiga Amanda, que me acompanha desde o início da jornada geológica. Por todas as “de horror”, que contribuíram para nosso crescimento pessoal e acadêmico.

As minhas amigas queridas, Rayssa e Stefanny, que me deram tanto suporte e carinho, em todos os momentos de dificuldades pessoais e acadêmicas.

“O sucesso é a soma de pequenos esforços
repetidos dia após dia.” (Robert Collier)

RESUMO

O conhecimento sobre depósitos de ferro em bacias sedimentares do Fanerozoico, como a Bacia do Parnaíba e similares, bacias do Amazonas e Paraná, era restrito aos depósitos sedimentares do tipo *Ironstone* que exibem em geral uma mineralogia dominada por hematita em texturas oolíticas e pisolíticas e de baixo teor. Todavia, o presente trabalho, envolvendo cartografia geológica, com suporte de dados aerogeofísicos, em escala de semi-detalhe, identificou importantes ocorrências de ferro de origem magmática/hidrotermal, associadas ao magmatismo básico conhecido na literatura como Formação Sardinha de idade cretácea. Este magmatismo recorta arenitos da Formação Cabeças de idade devoniana, na borda nordeste da Bacia do Parnaíba, no município de Piripiri e adjacências. As ocorrências apresentam-se sob duas formas: um platô magnetítico, de aspecto fragmentário ou brecha autoclástica, composto por fragmentos centimétricos de magnetita maciça, granulação fina, homogênea, em meio a uma matriz limonítica, com estruturas de fluxo, sobrepostos a arenitos da Formação Cabeças; e a outra, disseminada, em porções apicais alteradas das rochas básicas, que se encontram sob forma de blocos rolados, centimétrico/decimétricos, mas com forte magnetismo, sustentando pequenas morrarias. O conjunto de dados petrográficos juntamente com informações de campo e análises MEV permitiram relacionar essas mineralizações ao magmatismo básico Sardinha, sugerindo processos de imiscibilidade e diferenciação magmática na sua formação. Adicionalmente, foi identificado arenitos vulcanoclásticos intercalados aos arenitos ordinários da Formação Cabeças, cuja maioria dos clastos é composto por quartzo vulcânico. Isso representa uma importante descoberta já que não se tem registro de vulcanismo ácido na Bacia do Parnaíba. A petrografia deste tipo litológico juntamente com dados de campo sugerem que o vulcanismo ácido precursor desenvolveu-se em ambiente subaquoso concomitante à deposição da Formação Cabeças. Foram identificados também disjunções colunares nos diabásios da Fm. Sardinha e nos arenitos da Fm. Cabeças. A presença de tais estruturas em rochas sedimentares representam feições incomuns uma vez que são mais comuns em rochas ígneas. A formação dessas estruturas nos arenitos está associado ao efeito térmico provocado pelos sills de diabásio.

Palavras- chave: Bacia do Parnaíba. Magmatismo básico. Ferro hidrotermal. Arenito Vulcanoclástico. Arenito Colunar.

ABSTRACT

The knowledge about iron deposits in sedimentary basins of the Phanerozoic, such as the Parnaíba Basin and similar ones, for example Amazonas and Paraná basins, was restricted to Ironstone sedimentary deposits that generally exhibit a mineralogy dominated by hematite in oolitic and pisolitic textures and low iron content. However, the present research, involving geological mapping, with aerogeophysical data support, on a semi-detail scale, identified important iron occurrences with magmatic / hydrothermal origin, associated to the basic magmatism known in the literature as Sardinha Formation (cretaceous). This magmatism cuts off sandstones from the Devonian age, on the northeastern edge of the Parnaíba Basin, in the municipality of Piripiri and adjacent areas. The occurrences takes place in two forms: a magnetitic plateau exhibiting fragmentary aspect or autoclastic breccia, composed of centimetric fragments of massive magnetite, fine granulation, homogeneous, involved by a limonite matrix, with flow structures, sustained by Cabeças Formation; and the other, disseminated, in altered apical portions of the basic rocks, which are in the form of rolled blocks, centimetric/ decimetric, but with strong magnetism, supporting small hills. The set of petrographic data combined with field information and MEV analysis allowed to relate these mineralizations to the basic Sardinha magmatism, suggesting processes of immiscibility and magmatic differentiation. Additionally, vulcanoclastic sandstones intercalated to the common sandstones of the Cabeças Formation were identified, most of which are composed of volcanic quartz. This represents an important finding since there is no record of acid volcanism in the Parnaíba Basin. Petrography of this lithological type together with field data suggest that precursor acid volcanism developed in a subaquatic environment concomitant with the deposition of the Cabeças Formation. Columnar disjunctions were also identified in the diabase of Sardinha Formation and the sandstones of Cabeças Formation. The presence of such structures in sedimentary rocks represent unusual features since they are more common in igneous rocks. The formation of these structures in the sandstones is associated with the thermal effect caused by the diabase sills.

Keywords: Parnaiba Basin. Basic magmatism. Hydrothermal iron. Volcaniclastic sandstone. Columnar sandstone.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. 1 Localização geográfica da Bacia do Parnaíba e área de estudo.	22
Figura 1. 2 Coordenadas da poligonal da área de estudo (UTM- SIRGAS 2000, Zona 24 Sul)	22
Figura 3. 1 Mapa de localização geológica da Bacia do Parnaíba e seus limites. ...	26
Figura 3. 2 Principais feições estruturais da Bacia do Parnaíba.	28
Figura 3. 3 Carta cronoestratigráfica do Grupo Canindé.....	31
Figura 4. 1 Mapa Geológico em escala 1:100.000 de porção nordeste da Bacia do Parnaíba.....	35
Figura 4. 2 Afloramentos dos quartzo-arenitos e arenitos arcossianos da Fm. Cabeças. (a) Arenito intercalado com siltito exibindo estratificação plano paralela. (b) Arenito com fraturamento preenchido por oxi/hidroxidos de Fe. (c) Arenitos com marca de onda. (d) Arenito silicificado próximo ao contato com corpos básicos. (e) Arenito que aparece sustentando platô magnetítico. (f) Arenito exibindo estruturas colunares.....	37
Figura 4. 3 Variação textural de arenitos da formação com as respectivas fotomicrografias. (a) Arenito esbranquiçado, de ambiente praiar com estratificação cruzada. (b) Fotomicrografia de arenito com granulação média a fina com muscovita detrítica acompanhando acamamento So, indicado em seta vermelha. (c) Arenito em contato com platô, apresentando feições de cozimento nas bordas, indicado em seta vermelha. (d) Fotomicrografia exibindo grãos subangulosos, com cimento composto por oxi-hidroxidos de ferro. (e) Arenito silicificado exibindo níveis hematíticos. (f) Fotomicrografia de quartzo-arenito exibindo domínios granoblásticos.....	39
.....	39
Figura 4. 4 Prisma poligonal de arenito, caracterizando disjunção colunar. (a) Coluna de arenito com 41cm. (b) Uma das extremidades da coluna de coloração cinza com pequenas manchas brancas arredondadas.	41
Figura 4. 5 Fotomicrografias dos arenitos com estruturas colunares. (a) Assembléia mineral do arenito composto por feldspato (fsp), quartzo (qz), cimento silicoso (setas em amarelo) e opacos. (b) Quartzo sintaxial indicado por seta verde. (c) Setas em laranja indicando cimento de sílica microcristalina, e em seta verde, oxi/hidroxidos de ferro. (d) Relação de contato dos grãos do arcabouço do tipo planar e côncavo-	

convexo. (e) Domínio granoblástico. (f) Assembléia mineral da extreminade distal de disjunção colunar.	42
.....	42
Figura 4. 6 Arenitos ferruginosos encontrados na área de estudo. (a) Arenito apresentando níveis hematíticos que acompanham So. (b) Arenito com estratificação plano- paralela, com alto teor de ferro. (c) Arenito maciço com grãos arredondados de quartzo e matriz ferruginosa. (d) Arenito maciço com grãos angulosos de quartzo meio a matriz composta por oxi-hidroxidos de ferro.....	43
Figura 4. 7 Afloramento de arenito vulcanoclástico e amostras de mão. (a) Vista geral do afloramento, com arenito vulcanoclástico na base sobreposto por arenito da Fm. Cabeças. (b) Foto aproximada do arenito vulcanoclástico em formato tabular. (c) Amostra de mão com coloração cinza esverdeada, com granulação fina e fragmento lítico. (d) Destaque para clasto de quartzo anguloso, com brilho vítreo.	45
.....	45
Figura 4. 8 Fotomicrografias de arenito vulcanoclástico. (a,b) Arenito imaturo, com baixa seleção dos cristais quanto à forma e tamanho, em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. É possível observar muscovita lamelar e cristal de quartzo com golfo de corrosão. (c,d) Cristais de quartzo subarredondados com extinção ondulante e recristalização em subgrãos em nicóis cruzados. (e,f) Cristais de quartzo apresentando microfraturamento. (g) Cristal alongado de feldspato. (h) Cristal de zircão;cristal de clorita;opacos com contatos ora retos ora irregulares com demais minerais.	47
Figura 4. 9 Fotomicrografias de arenito vulcanogênico da Fm. Cabeças e exemplos de referidos autores. (a) Cristais fragmentados encontrados na área de estudo. (b) Tufo Blue Sphinx descrito por Ekren et al (1980). (c) cristal de quartzo microfraturado encontrado nos arenitos da área de estudo (d) Cristal de quartzo também microfraturado encontrado em um depósito de fluxo piroclástico subaquoso na Formação Eugênia, Califórnia descrito por (Fisher, 1984). (e) Cristal de quartzo em amostra da área de estudo exibindo golfo de corrosão. (f) Exemplos de caracterização da feição golfo de corrosão realizada por Webb & Potter (1969) em rochas de origem vulcânica.....	50
Figura 4. 10 Fotografias macroscópicas da Fm. Sardinha. (a,b) Exposição do diabásio em Pedreira Ramos, com estruturas colunares. (c,d) Exposição do diabásio	

apresentando esfoliação esferoidal. (e) Ocorrência do diabásio em forma de lajedo.	
(e) Diabásio apresentando apresentando fenocristais de piroxênio e magnetita.	52
Figura 4. 11 Fotografias e fotomicrografias de diabásios da Fm. Sardinha. (a,b)	
Amostras de diabásio com textura sub-fanerítica. (c) Diabásio exibindo textura	
ofítica, na qual cristais de plagioclásio(PI) estão englobados em cristal maior de	
clinopiroxênio (cpx). (d) Cristal de olivina (Ol) com textura magmática de substituição	
por cpx e preenchimento de fraturas por anfibólio secundário. (e) Olivina em fase de	
cristalização precoce como inclusão em cristal de cpx; Prcesso de saussuritização	
de plagioclásio (f) Geração de olivina tardia, cortando o plagioclásio.....	54
Figura 4. 12 Fotomicrografias de diabásios da Fm. Sardinha. (a) Cristal de	
clinopiroxênio subédrico em contato reto com plagioclásio e irregular com opacos.	
(b) Processo de uralitização em cristal de cpx, com geração de anfibólio secundário.	
(c) Geração precoce de formação de plagioclásio (PI em vermelho) e tardia (PI em	
amarelo). (d) Textura granofírica entre plagioclásio e quartzo. (e) Opacos	
apresentando inclusões de plagioclásio. (f) Textura de intercrescimento entre opacos	
e plagioclásio, denominada simplectito.	56
Figura 4. 13 Análise MEV/EDS de diabásio da Fm. Sardinha. (a) Fotomicrografia de	
cristal de ti-magnetita exibindo lamelas de oxi-exsolução de ilmenita. (b) Espectro	
EDS de uma lamela de oxi- exsolução, apresentando pico de Ti.	57
Figura 4. 14 Análise MEV/EDS de diabásio da Fm. Sardinha. (a) Cristal de ti-	
magnetita com textura de intercrescimento simplectito. (b) Espectro EDS de um	
plagioclásio, mostrando interação com ti-magnetita. (c) Espectro EDS de cristal de ti-	
magnetita.....	58
Figura 4. 15 Análise MEV/EDS de diabásio da Fm. Sardinha. (a) Sulfeto de Fe e Zn	
associado a ti-magnetita. (b) Mapa dos elementos químicos obtido com sistema de	
análise EDS mostrando a distribuição do elemento S em verde, Fe em azul e Zn em	
vermelho.....	59
Figura 4. 16 Coberturas Lateríticas cenozóicas na área de estudo. (a) Afloramento	
com nível bem marcado de arenito e capa laterítica sobreposta. (b,c) Detalhe do	
capeamento laterítico sobre os arenitos, com fragmentos líticos centimétricos à	
decimétricos.	60
Figura5. 1 Imagem Amplitude do Sinal Analíticos e lineamentos magnéticos.	61
Figura5. 2 Imagem SRTM e lineamentos morfotectônicos.....	62

Figura5. 3 Mapa estrutural com fraturas, lineamentos morfotectônicos e magnéticos.	63
Figura5. 4 Representação de arenitos fraturados na área em estudo. (a) Arenito fraturado sem preenchimento e laterizado (b) Fraturas ortogonais em arenitos, preenchido por óxidos-hidróxidos de ferro. (c) Diagrama de roseta com direções preferenciais de fraturas.....	64
Figura5. 5 Representação de estruturas atectônicas nos arenitos da Formação Cabeças. (a) Acamamento sedimentar S0 de arenitos com intercalação de siltitos. (b) Marcas de onda em arenito. (c) Estrutura slump representado por uma dobra. ..	65
Figura5. 6 Afloramento em corte de estrada que exhibe arenito com estruturas colunares, apresentando-se domeado por sill de diabásio. Em figura (b), esquema elaborado pelos autores, no qual sill de diabásio alterado está representado em verde; blocos de diabásio com esfoliação esferoidal em cinza-escuro; arenitos colunares em laranja.	67
Figura5. 7 Arenito exibindo estruturas colunares poligonais. (a) Disjunções colunares com dimensões decimétricas. (b) Detalhe de estruturas colunares com dimensões centimétricas.	68
Figura5. 8 Estruturas colunares vistas em pedreira de diabásio, na região noroeste da área de estudo.	68
Figura7. 1 Aspectos Macroscópicos da ocorrência de ferro do Platô. (a,b) Arenito verticalizado sustentando as rochas do platô ferrífero. (c,d) Clasto magnetítico imerso em matriz limonítica.	72
Figura7. 2 Fragmentos da ocorrência de ferro dominados pela matriz com estruturas de fluxo e cavidades similares a escape de gases, esta última bem oxidada.	73
Figura7. 3 Aspectos macroscópicos do platô magnetítico e do arenito. (a,b) Fragmentos decimétricos e centimétricos de arenitos na matriz limonítica do platô. (c) Material do platô ferrífero preenchendo fratura no arenito, visto em afloramento. (d) Perfil esquemático elaborado pelos autores, em que arenito é representado pela cor rosa claro, e ocorrência de ferro do platô em cinza escuro.	74
Figura7. 4 Resultados DRX de laterita que preenche fratura no arenito subjacente ao platô magnetítico, com picos de goetita, quartzo e caulinita.	75
.....	75
Figura7. 5 Fotomicrografias de seção polida de clastos do platô. (a) Cristais de magnetita e/ou titanomagnetita exibindo formas abauladas em uma matriz	

limonitizada e (b) Matriz limonitizada em nicóis cruzados. (c) Zoom de microfotografia 7.5-a, com enfoque para cristal de ilmenita e ti-magnetita e cristais com traços/inclusões de matriz limonítica em seu interior.	76
Figura7. 6 Análise MED/EDS em clasto de magnetita do platô. (a) Imagem MEV exibindo cristais de ti-magnetita meio a matriz limonítica. (b) Espectro EDS de cristal de monazita. (c) Espectro EDS de cristal de magnetita. (d) Espectro EDS de matriz limonítica.	77
Figura7. 7 Fotomicrografias de seção polida referentes a matriz do platô. (a) Cristais de quartzo, magnetita e ilmenita meio a matriz limonítica, em nicos descruzados. (b) Figura anterior em nicos cruzados, evidenciando cristais de quartzo de coloração clara, óxidos escuros e matriz em vermelho escuro.(c) Cristal de quartzo angular, exibindo bordas de reação indicadas por seta amarela em nicóis descruzados. (d) Figura anterior em nicóis cruzados.	78
Figura7. 8 Fotomicrografias e análises MEV/EDS de matriz do platô. (a) Cristais de magnetita subédricos com faces abauladas, bem como, cristais de magnetita anédricos, resultado de sobrecrecimento de silicatos. (b) Imagem em MEV da área destacada em vermelho. (c) Spectrum EDS das microvênulas irregulares cinza. (d) Espectro EDS de núcleo silicático.	79
Figura7. 9 Fotomicrografias e análises de MEV/EDS de seção polida da matriz do platô magnetítico. (a) Fotomicrografia de cristal de titano-magnetita com inclusões silicáticas(seta verde) e lamelas de exsolução; Cristal de ilmenita. (b) Imagem MEV do cristal de titano-magnetita. (c) Mapa químico obtido por sistema de análise EDS com Ti em vermelho e Fe em azul. (d) Espectro EDS de ti-magnetita. (e) Espectro EDS de inclusão silicática.	80
Figura7. 10 Sulfeto de níquel. (a) Imagem MEV de grão subédrico. (b) Espectro EDS.	81
Figura7. 11 Ocorrência de ferro pele-de-onça em afloramento e em amostra de mão. (a) Afloramento em forma de blocos rolados. (b) Amostra de mão de matriz avermelhada e forte magnetismo. (c) Amostra de mão evidenciando aspecto mosqueado. (d) Amostra de mão evidenciando aspecto cavernoso.	82
Figura7. 12 Fotomicrografias da ocorrência pele-de-onça em seção polida. (a,b) Cristais subédricos de magnetita em meio a matriz silicática em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (c) Cristais de magnetita subédricos, indicados por setas	

vermelhas; Cristais circulares de magnetita com interior silicático, indicados por setas amarelas.	83
Figura7. 13 Análise MEV/EDS do minério pele-de-onça. (a) Imagem MEV com cristais de magnetita subédricos à euédricos. (b) Espectro EDS de material matricial mais fino. (c) Espectro EDS de cristal euédrico de magnetita.....	84
Figura7. 14 Mapa químico obtido por sistema de análises EDS, exibindo distribuição do elemento Fe representado por pontos vermelhos, Al pontos azuis, e Si pontos verdes.	85
Figura7. 15 Amostras de arenito ferruginoso e fotomicrografias. (a) Amostra de mão. (b) Cristais angulosos de quartzo imersos em matriz de óxidos. (c) Figura anterior em nicóis cruzados. (d) Clastos grossos de de quartzo angulosos exibindo microfraturamento. (e) Figura anterior em nicóis cruzados.	86
Figura7. 16 Amostra de mão de arenito ferruginoso e respectivas fotomicrografias. (a) Amostra de mão com estratificação plano-paralela. (b) Cristais angulosos de quartzo apresentando bordas de reação indicadas por setas amarelas, e matriz composta por óxidos indicado por setas vermelhas. (c) Imagem anterior com os nicóis cruzados evidenciando os cristais de quartzo de coloração clara e matriz escura.	87
Figura7. 17 Afloramentos dos minerais industriais na área de estudo. (a) Pedreira de extração de diabáso.(b) Pilha de rocha britada. Fonte: Santos (2013). (c) Visão geral de mina inativa. Fonte: Santos (2013). (d) Frente de lavra inativa.	89
Figura 8. 1 Modelo evolutivo proposto para área de estudo. I) Subsidência crustal, dando início à formação da bacia. II) Deposição em bacia do tipo sinéclise. III) Bacia apresentando fraturamento e alojamento de diques e sills. IV) Configuração atual proposta para área de estudo.	91

Sumário

1. INTRUDUÇÃO.....	20
1.1 Apresentação.....	20
1.2 Justificativa	21
1.3 Objetivos	21
1.3.1 Objetivos Gerais	21
1.3.2 Objetivos Específicos.....	21
1.4 Localização da área de Estudo e Vias de Acesso	22
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	23
2.1 Etapa Preliminar.....	23
2.2 Etapa de Campo	24
2.3 Etapa de Laboratório.....	24
2.4 Etapa de escritório	24
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	25
3.1 Arcabouço Tectônico da Bacia do Parnaíba	25
3.2 Arcabouço Estrutural.....	27
3.3 Litoestratigrafia e Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Parnaíba	29
3.3.1 Grupo Canindé.....	30
3.3.1.1 Formação Cabeças	31
3.3.2 Magmatismo da Bacia do Parnaíba	32
4. GEOLOGIA LOCAL.....	34
4.1 Introdução	34
4.2 Formação Cabeças - Grupo Canindé – Bacia do Parnaíba	36
4.2.1. Quartzo-arenitos e arenitos arcoseanos	36
4.2.1.1 Petrografia de Quartzo-arenitos e Arenitos Arcoseanos	37
4.2.2 Arenitos Ferruginosos.....	42
4.2.3 Arenitos Vulcanoclásticos	43
4.2.3.1 Petrografia dos Arenitos Vulcanoclásticos.....	46
4.2.3.2 Algumas Considerações Sobre a Formação de Arenito Vulcanoclástico	48
4.3 Formação Sardinha.....	51
4.3.1 Petrografia da Formação Sardinha.....	53
4.4 Coberturas Lateríticas Cenozóicas	59
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	61
5.1 Estruturas Tectônicas	61

5.2 Estruturas Atectônicas	64
5.2.1 Disjunções Colunares	65
6. CONTRIBUIÇÃO GEOLÓGICA PARA O ESTADO DO PIAUÍ.....	69
7. RECURSOS MINERAIS.....	70
7.1 Ocorrências de ferro	70
7.1.1 Considerações gerais	70
7.1.2. Ocorrências de ferro da Bacia do Parnaíba.....	71
7.1.2.1 Características geológicas, petrográficas, texturais e composicionais dessas ocorrências.....	72
7.1.2.1.1 Ocorrências de ferro tabulares	72
7.1.2.1.2 Ocorrência de Ferro Pele-de-onça.....	81
7.1.2.1.3 Ocorrência de ferro em arenitos.....	85
7.1.2.2 Considerações Preliminares Sobre a Origem dessas Mineralizações	87
7.2 Minerais industriais	89
8. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	90
9. CONCLUSÕES	93
ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO DE ÁREA NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO PARNAÍBA.....	100
ANEXO II- MAPA GEOLÓGICO DE DETALHE DA PORÇÃO SUL DA ÁREA DE ESTUDO	101

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho visa o cumprimento das normas curriculares da disciplina Relatório de Graduação do Curso de Geologia, do Departamento de Geologia, do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Trata-se de uma monografia de conclusão de curso realizada pelos alunos Bruno Brandão de Lucena e Jamille Victoria Lauriano Freire, tendo como orientador Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente e co-orientador Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo. O estudo geológico teve como linha de pesquisa Geologia Econômica, sendo executado no município de Piri-piri-Pi e adjacências, na borda leste da Bacia do Parnaíba.

1.1 Apresentação

O conhecimento sobre depósitos de ferro presentes em bacias sedimentares do Fanerozóico, como a Bacia do Parnaíba e similares, como as bacias do Amazonas e Paraná, era restrito aos depósitos sedimentares do tipo Ironstone que exibem em geral uma mineralogia dominada por hematita em texturas oolíticas e pisolíticas e de baixo teor. Na porção centro-norte da Bacia do Parnaíba, região de Piri-piri e adjacências, entretanto, existem importantes ocorrências minério de ferro maciço, ricos em magnetita, parcialmente, martitizada, provavelmente de alto teor, em meio às rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, que nunca foram estudadas. Por ser uma ocorrência de minério de ferro com características específicas e que ainda não foi estudado, isso motivou os autores a desenvolverem sua Monografia de Graduação na região em apreço, tendo como temática o estudo geológico, petrográfico e tipológico dessas ocorrências.

O presente trabalho visou, portanto, à realização do mapeamento geológico-estrutural, em escala de semi-detalle, bem como o estudo dos processos metalogenéticos, responsáveis pela formação dessas ocorrências. Para isso foram adquiridos dados de campo e laboratoriais, envolvendo descrições de afloramentos rochosos, coleta de amostras representativas, análises petrográficas (seções delgadas e polidas) e químicas das amostras, e também a utilização de dados aerogeofísicos que contribuíram para a cartografia geológica local. A realização deste trabalho permitiu melhor compreender as características petrográficas,

texturais e as relações das ocorrências de ferro com suas encaixantes, sua geometria, sua composição, bem como, entender os processos geológicos envolvidos em sua formação.

1.2 Justificativa

Como já citado anteriormente, importantes ocorrências de ferro do tipo magnetita maciça foram identificados na borda leste da Bacia do Parnaíba, nas redondezas do município de Piri-piri, no Piauí. Até então, apenas ocorrências de ferro sedimentar do tipo ironstone eram conhecidas e descritas na literatura dentro da bacia paleozóica do Parnaíba. Isso torna o estudo dessas ocorrências de fundamental importância, pois é a primeira vez que se descreve ocorrências de ferro com características magmáticas-hidrotermais, no interior da Bacia do Parnaíba.

Portanto, este trabalho, ao estudar essas ocorrências de ferro do ponto de vista petrográfico, textural e conhecer suas relações com os litotipos hospedeiros da região, permitiu compreender melhor seu mecanismo de formação e dar visibilidade ao seu potencial econômico dentro da Bacia do Parnaíba.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos Gerais

O principal objetivo do trabalho foi estudar a ocorrência de ferro, determinando sua origem, tipologia e relação com as rochas hospedeiras, além de caracterizar as unidades litológicas que se encontram na região mapeada e elementos estruturais. Com esses dados, procurou-se entender a gênese dessa ocorrência de ferro e a evolução geológica da região.

1.3.2 Objetivos Específicos

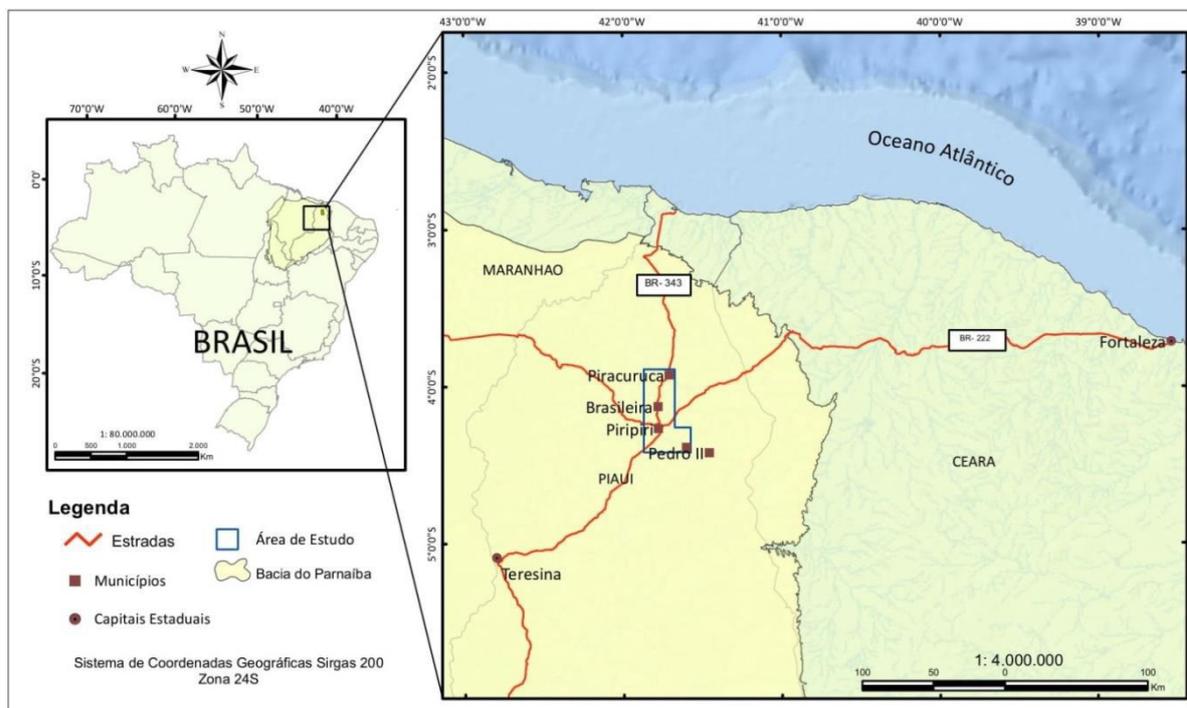
- i) Realizar a petrografia do corpo mineralizado, por meio de seções polidas e delgadas, de modo a identificar a assembléia mineral e suas relações texturais.
- ii) Realizar a petrografia dos tipos litológicos hospedeiros
- iii) Descrever a relação entre os corpos mineralizados e suas encaixantes
- iv) Determinar a origem do minério de ferro, se a gênese é magmática ou hidrotermal, e identificar quais são as estruturas que controlam o seu alojamento no interior da Bacia.

v) Realizar Mapeamento Geológico-Estrutural em escala 1:35.000 das ocorrências de ferro na borda da Bacia do Parnaíba na região de Piri-piri-PI, com auxílio de tratamento de dados aerogeofísicos e de Sensoriamento Remoto.

1.4 Localização da área de Estudo e Vias de Acesso

A área estudada está na porção norte do estado do Piauí, nas imediações do município de Piri-piri, que se localiza a 430 km da cidade de Fortaleza (CE). O acesso é feito pela BR-222, passando pelos municípios de Itapajé, Sobral e Tianguá, antes de entrar no estado do Piauí (Figura 1.1).

Figura 1. 1 Localização geográfica da Bacia do Parnaíba e área de estudo.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Figura 1. 2 Coordenadas da poligonal da área de estudo (UTM- SIRGAS 2000, Zona 24 Sul)

Vértices da área de Estudo	Coordenadas UTM- DATUM SIRGAS 2000 Zona 24 Sul	
	E	N
1	181505	9569398
2	181505	9510555
3	214234	9510555
4	214234	9528309
5	201323	9528309
6	201323	9569398

Fonte: Elaborado pelos autores.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente relatório teve como sistemática de trabalho a cartografia geológica ao longo das rodovias e estradas carroçáveis vicinais, tendo como suporte os mapas executados pela CPRM, além de dados aerolevantados por um convênio entre a ANP e a Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, para a realização do Projeto Levantamentos Aerogeofísicos da Bacia do Parnaíba, entre os anos de 2005 e 2006. Isso permitiu a identificação das grandes unidades litoestratigráficas, das estruturas tectônicas regionais e do magmatismo básico que ocorre na região. Os trabalhos de campo envolveram a descrição de 201 afloramentos e coleta de uma centena de amostras, das quais, 17 foram feitas seções delgadas e 3 seções polidas, que posteriormente, foram estudadas ao microscópio convencional. Adicionalmente, foi selecionado três amostras, sobretudo, das rochas básicas e do minério de ferro, para estudo de microscopia eletrônica, visando a identificação de algumas fases minerais, principalmente a das fases óxidos.

Os materiais utilizados para o desenvolvimento deste trabalho foram montados a partir da compilação de dados cartográficos e geológicos existentes como: 1) Mapa Geológico do Estado do Piauí- CPRM Escala 1: 1.000.000, imagens de sensores remotos SENTINEL-2, ALOS PALSAR, dados Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), arquivos digitais vetoriais em formato shapefile e dados aeromagnéticos e aerogravimétricos. Os softwares utilizados para realização do geoprocessamento e confecção de mapas foram: ARCGIS DESKTOP 10, ENVI 4.8, GLOBAL MAPPER 15.0, GOOGLE EARTH e STERONET, além de referências bibliográficas. A aquisição de dados estruturais coletados em campo foram realizadas utilizando-se bússola geológica do tipo Brunton DQL-8.

Assim, a execução deste trabalho envolveu as diversas etapas tradicionais em uma cartografia geológica, para fins de conclusão de uma Monografia de Graduação, assim classificadas: etapa preliminar, etapa de campo, etapa de laboratório e etapa de escritório.

2.1 Etapa Preliminar

Constou do levantamento bibliográfico, envolvendo livros, teses, dissertações, relatórios e artigos sobre a região e a temática de formação de depósitos de ferro em bacias sedimentares e de origem magmática e/ou hidrotermal. Nesta etapa, elaborou-se também o mapa geológico preliminar, a partir de interpretação de

imagem de Satélite do sensor SENTINEL- 2, Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), arquivos vetoriais georreferenciados (hidrografia, municípios, rodovias, geologia- CPRM) e dados aerogeofísicos. Deste modo, buscou-se identificar as principais estruturas morfo-tectônicas presentes na área, bem como os diferentes tipos litológicos e a possível área de ocorrência do minério de ferro.

2.2 Etapa de Campo

Esta etapa envolveu duas fases de campo de seis dias, sendo marcada por realizações de perfis ao longo das rodovias e estradas carroçáveis que cortam a região, procurando identificar as diferentes unidades litoestratigráficas e suas associações litológicas, bem como os elementos estruturais presentes nas associações litológicas.

Para isso fez-se uso de mapas geológicos e aerogeofísicos preliminares e GPS para navegação, de modo a orientar e referenciar os afloramentos visitados, além de testes simples de identificação mineral com uso de imã, por exemplo. Na área das principais ocorrências foi realizado um estudo de maior detalhe, visando identificar o tipo de mineralização, sua geometria e relações com as rochas hospedeiras. Assim, foi feita uma descrição macroscópica dos afloramentos visitados e aquisição de dados estruturais. Foi então coletado cerca de 60 amostras de rochas, das quais 17 para confecção de lâminas delgadas e 3 seções polidas para análise petrográfica.

2.3 Etapa de Laboratório

A terceira etapa envolveu os trabalhos de laboratório, sendo caracterizada pelo estudo petrográfico, envolvendo a descrição de 16 seções delgadas e 4 seções polidas dos diferentes tipos litológicos e do minério de ferro, respectivamente. Adicionalmente, foram realizadas ainda análises do Microscopio de Varredura Eletrônica (MEV) e Difração de Raio-X (DRX) para auxiliar na identificação das diferentes fases de minerais minérios.

2.4 Etapa de escritório

Esta etapa envolveu a integração de todos os dados coletados no campo, de laboratório (petrografia, MEV e DRX), que junto com os dados bibliográficos permitiram a construção do mapa geológico da área e das ocorrências locais de ferro, que possibilitou a confecção desta monografia.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

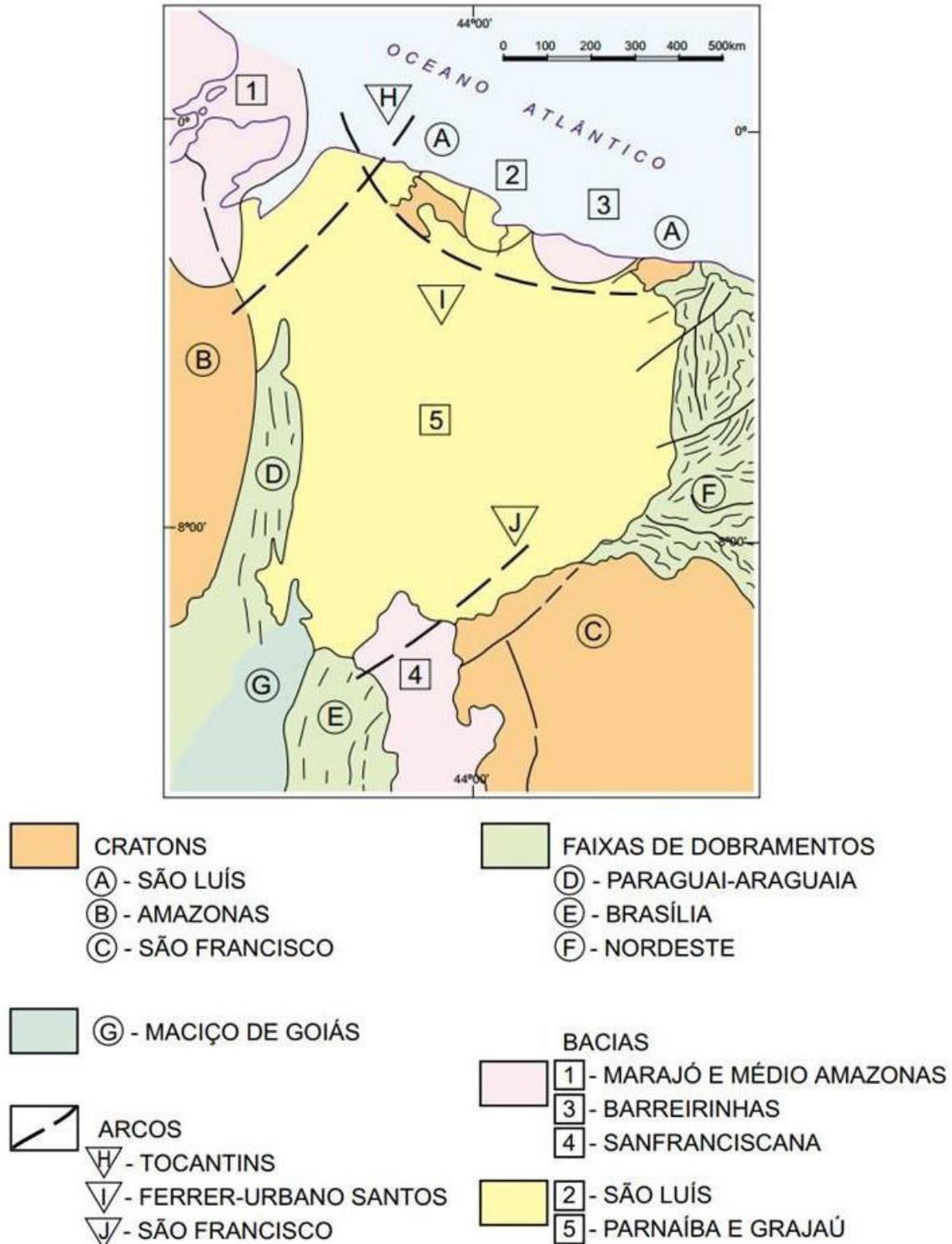
A área estudada está inserida na porção centro-norte da Bacia do Parnaíba. Com isso, este capítulo resume o contexto geológico da Bacia, seus aspectos estruturais, estratigráficos e sua evolução tectono-sedimentar.

3.1 Arcabouço Tectônico da Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, antigamente denominada Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão, ocupa uma área aproximadamente de 600 mil Km², na porção ocidental do nordeste da Plataforma Sulamericana, abrangendo parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (VAZ *et al.*, 2007, p. 253).

Esta bacia constitui uma das três maiores bacias sedimentares fanerozóicas do Brasil, possuindo um formato elipsoidal com diâmetro maior de orientação NE-SW, com aproximadamente 1000 Km, e diâmetro menor com cerca de 800 Km. No depocentro, suas rochas atingem por volta de 3.5 Km de profundidade (VETTORAZZI, 2012, p. 29). Quanto aos limites (Figura 3.1), a noroeste faz com a Bacia do Médio Amazonas e do Marajó através do Arco de Tocantins, feição flexural positiva relacionada com a abertura do Atlântico Equatorial; a oeste mediante a Faixa Paraguai-Araguaia; a norte com as Bacias de Barreirinhas e São Luiz por meio do Arco Ferrer-Urbano Santos, e a sul pela Bacia Sanfranciscana (GÓÉS, 1995, p. 12).

Figura 3. 1 Mapa de localização geológica da Bacia do Parnaíba e seus limites.



Fonte: Reproduzido de Santos e Carvalho (2004).

É classificada como Sinéclise Interior continental, por suas características de origem, localização e geometria de superfície assimétrica, refletindo o controle do embasamento adjacente (FIGUEIREDO; GABAGLIA, 1986, p. 355), implantada sobre os grabens cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá,

São Julião e São Raimundo Nonato (BRITO NEVES, 1998, p. 178). Assim, tem sua origem ligada às deformações e eventos térmicos pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro, durante a estabilização da plataforma Sulamericana (VAZ *et al.*, 2007, p. 259).

Segundo Vaz *et al.* (2007, p. 259), com base em dados geofísicos e amostragens de poços exploratórios, o embasamento da bacia é formado por duas unidades sedimentares, encontradas entre a base da pilha de sedimentos da bacia e o embasamento cristalino. A Formação Riachão, formada por grauvacas, arcósios, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos, de idade proterozóica média ou superior, e o Grupo Jaibaras, composto por depósitos fluviais, aluviais e lacustres, de idade cambro-ordoviciano. Ambos os pacotes sedimentares são encontrados em grabens e semi-grabens a nordeste e sudoeste da Bacia do Parnaíba.

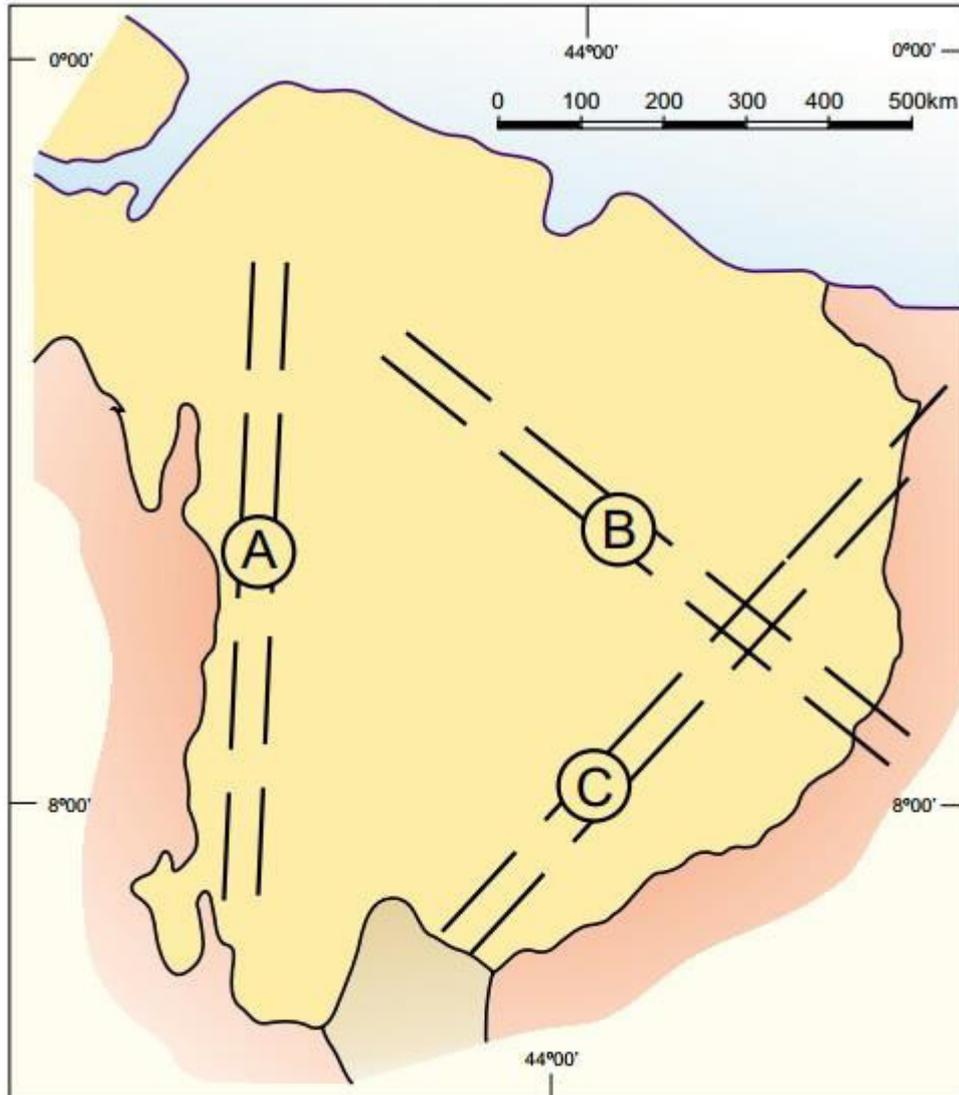
3.2 Arcabouço Estrutural

A subsidência da Bacia do Parnaíba teve início no Siluriano, após uma longa fase de erosão de rochas do embasamento da Plataforma Sul-Americana (unidade geotectônica de evolução complexa), que, segundo Almeida *et al.* (1977, p. 371), as diversas descontinuidades estruturais impressas no embasamento da bacia teriam influenciado a sua evolução tectono-sedimentar. Por estar localizada numa área de remobilização brasileira, posicionada entre cinturões de dobramentos que bordejam os crátons de São Francisco, São Luiz e Amazônico (GOÉS *et al.*, 1990, p. 58), a bacia herdou muitos dos trends estruturais do embasamento.

As três principais feições estruturais da Bacia do Parnaíba são os lineamentos Transbrasiliano, Picos-Santa Inês e Tocantins-Araguaia (SANTOS; CARVALHO, 2004). O Lineamento Transbrasiliano encontra-se orientado NE-SW, e representa um conjunto de falhas normais, transcorrentes, horst e grabens com eixos paralelos às falhas. O Lineamento Picos-Santa Inês é uma faixa cataclasada de direção NW-SE, com cerca de 160 km de extensão, refletindo na área, uma série de alinhamentos de mesma direção (VETTORAZZI, 2012, p. 56). O Lineamento Tocantins-Araguaia possui direção aproximada N-S, e reflete intenso falhamento na borda oeste da bacia na mesma direção (SANTOS; CARVALHO, 2004). Essas feições estruturais (Figura 3.2), herdadas do embasamento, foram fundamentais não

só na origem da bacia como também na sua evolução, controlando no decorrer do tempo, as principais direções dos eixos deposicionais (VAZ *et al.*,2007, p. 260).

Figura 3. 2 Principais feições estruturais da Bacia do Parnaíba.



*A - Lineamento Tocantins-Araguaia B - Lineamento Picos- Santa Inês
C - Lineamento Transbrasiliano*

Fonte: Reproduzido de Santos e Carvalho (2004)

Para Goés e Feijó (1994, p. 56), no final do Ciclo Brasileiro, os gabrens e meio gabrens instalados ao longo das principais zonas de fraqueza crustais foram preenchidos por sedimentos imaturos. Durante o paleozóico, eventos tectônicos reativaram essas antigas zonas de fraqueza, propiciando criação de estruturas que condicionaram a deposição de sedimentos até o Triássico.

3.3 Litoestratigrafia e Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Parnaíba

A natureza da sedimentação da Bacia do Parnaíba é essencialmente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita e sílex (GOÉS, 1995, p. 50). Esta implantou-se durante o Paleozóico, posteriormente à formação do Supercontinente Gondwana. A bacia foi instalada sob embasamento continental no início da estabilização da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA; CARNEIRO, 2004, p. 45), e configurou as circunstâncias do desenvolvimento do seu primeiro estágio deposicional. Sua divisão litoestratigráfica envolve cinco sequências deposicionais que vão do Siluriano ao Cretáceo, além de importante magmatismo básico de idade eojurássico a eocretáceo (VAZ *et al.*, 2007, p. 260).

As três primeiras sequências sedimentares, Grupo Serra Grande (Siluriano), Grupo Canindé (Devoniano) e Grupo Balsas (Carbonífero-Triássico), são separadas por ciclos transgressivos-regressivos. Segundo Vaz *et al.* (2007, p. 258) a eustasia foi o fator principal no controle dos ciclos transgressivos-regressivos e, as discordâncias associadas a eventos tectônicos definem os limites das sequências da bacia.

O estágio inicial da evolução da Bacia do Parnaíba é atribuído à estruturação precursora relacionada aos pulsos finais do Ciclo Brasileiro. Como resultado da evolução térmica e mecânica, que inclui estiramento litosférico, sobrecarga causada por depósitos acumulados entre outros processos de dinâmica continental, foi estabelecida uma grande depressão ordovinciana, sobre a qual se depositaram os sedimentos fluviodeltáicos a marinhos rasos da Sequência Siluriana, o Grupo Serra Grande (GOÉS *et al.*, 1990, p. 59). A finalização da sedimentação Serra Grande é marcado pelos efeitos da Orogenia Caledoniana, resultando em uma discordância de caráter regional. A continuação dos processos termomecânicos, associados à recarga sedimentar permitiu a expansão da área deposicional, ocorrendo a deposição da Sequência Devoniana-Eocarbonífera, o Grupo Canindé (GOÉS *et al.*, 1994, p. 60).

Foi concluído por Cunha (1986, p. 96) que do Eopaleozóico ao Pensilvanio, o preenchimento da bacia esteve condicionado a dois eixos deposicionais dispostos de forma ortogonal (NE-SW e NW-SE), o primeiro coincidindo com a direção do Lineamento Transbrasileiro, o qual teria acumulado maior subsidência, desenvolvendo maiores espessuras sedimentares. O eixo NW, referido como o

“Lineamento Pico Santa-Inês” seria menos expressivo, com maior acúmulo de sedimentos durante o Eodevoniano, sendo representado pela Formação Pimenteiras. O encerramento do ciclo deposicional Canindé é marcado por discordância relativa aos efeitos da Orogenia Eo-herciniana, ocorrida no eocarbonífero (GOÉS *et al.*, 1990, p. 59). De acordo com Vaz *et al.* (2007, p. 259), do Neocarbonífero (quando foi retomada a sedimentação, correspondendo ao Grupo Balsas) até o Triássico, os depocentros moveram-se para a parte central da mesma, resultando na geometria externa ovalada, típica de uma sinéclise.

Depois de longa fase de deposição da bacia, depois da colisão final dos continentes Gondwana e Laurásia, ocorreram processos magmáticos geradores de rochas ígneas intrusivas e extrusivas na bacia (Formação Mosquito e Formação Sardinha) (VAZ *et al.*, 2007, p. 259).

As duas sequências mais jovens, representadas pela Formação Pastos Bons (Jurássico) e formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) são frutos de processos relacionados à abertura do Atlântico norte brasileiro (GOÉS; FEIJÓ, 1994, p. 56).

A evolução sedimentar foi cessada no Cretáceo, onde os depocentros da bacia se deslocaram da região central para os extremos norte e noroeste da bacia como reflexo da abertura do Atlântico (VAZ *et al.*, 2007, p. 250). Falhas inversas e dobramentos compressionais estão ligados a uma nova fase de estruturação da bacia, relacionada a eventos tectônicos de idade cretácea (GOÉS *et al.*, 1990, p. 58). Esse período foi caracterizado por uma deposição lacustre a continental das formações mais jovens da bacia: Codó, Grajaú e Itapecuru, limitadas a porção norte-noroeste da bacia.

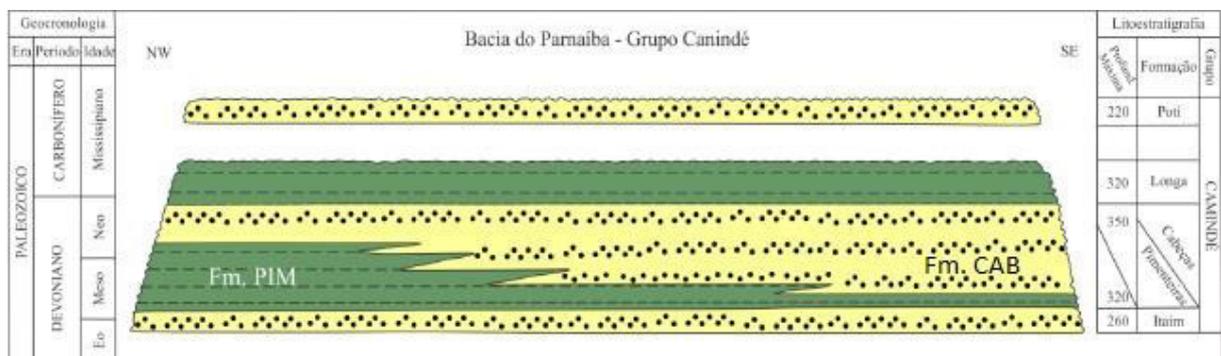
Na região estudada dominam sobretudo o Grupo Canindé e o magmatismo básico eojurássico e/ou eocretáceo que se constitui na principal fonte da mineralização de ferro da região. Em função disso, será dado um maior destaque a essa unidade litoestratigráfica e ao magmatismo básico neste capítulo.

3.3.1 Grupo Canindé

O Grupo Canindé apresenta idade devoniana-carbonífera, sendo composto por cinco formações: Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (RODRIGUES, 1967, p. 20). A Formação Itaim é formada por arenitos finos a médios, de coloração

branca, grãos subarredondados, bem selecionados e esféricos (KEGEL, 1953). O sistema deposicional da Formação Itaim é deltáico e plataformal, dominados por correntes dirigidas por processos de marés e de tempestades (GOÉS; FEIJÓ, 1994, p. 56). A Formação Pimenteiras constitui a maior e mais importante ingressão marinha da bacia, observando-se intercalações de folhelhos escuros ricos em matéria orgânica com siltitos e arenitos, tendo sua sedimentação relacionada a um ambiente plataformal raso dominado por tempestades (VAZ *et al.*, 2007, p. 253). A Formação Pimenteiras passa de maneira gradacional para a Formação Cabeças, sendo formado por arenitos cinza-claros a brancos, de granulação média a grossa, com intercalações finas de siltitos e folhelhos (DELLA FÁVERA, 1984). De acordo com Góes e Feijó (1994, p. 56), o sistema deposicional para essa formação é do tipo plataformal, com influência prevalecente de correntes originadas por processos de maré. A Formação Longá é constituída por folhelhos cinza-escuros a pretos, bioturbados, ora homogêneos ora laminados (ALBUQUERQUE; DEQUECH, 1946), tendo um ambiente deposicional plataformal dominado por tempestades (GOÉS; FEIJÓ, 1994). No topo do Grupo Canindé, ocorre a Formação Poti que é formada por arenitos cinza a brancos, granulação média, com lâminas disseminadas de siltitos e folhelhos, com níveis ocasionais de carvão (LIMA; LEITE, 1978). Segundo Góes e Feijó (1994), o ambiente deposicional é do tipo deltáico e planícies de maré, sob influência de tempestades. O contato superior da Formação Poti com o Grupo Balsas é discordante e erosivo, representando uma discordância regional (GOÉS *et al.*, 1990).

Figura 3. 3 Carta cronoestratigráfica do Grupo Canindé.



Fonte: Simplificada de Vaz *et al.* (2007).

3.3.1.1 Formação Cabeças

A Formação Cabeças corresponde à uma seção devoniana marcada por um evento regressivo, composta por arenitos de coloração cinza-claro a branco, de

granulação média a grossa, com intercalações finas de siltitos e em menor quantidade de folhelhos. O ambiente deposicional, segundo Góes e Feijó (1994), é estabelecido como plataformar sob a influência prevalecente de correntes desencadeadas por processos de marés, podendo ocorrer também fácies flúvio-estuarinas. Eventualmente ocorrem diamictitos na parte superior, em que tilitos e seixos estriados indicam um ambiente glacial ou periglacial (CAPUTO, 1984). Exibe contato inferior brusco com a Formação Pimenteiras, e contato superior abrupto com a Formação Longá (OLIVEIRA, 1997).

A Formação Cabeças é identificada nas bordas leste e oeste da Bacia do Parnaíba, ocorrendo de forma ampla e extensa na borda leste, com afloramentos no formato predominante de tabuleiros, com estratificação plano-paralela, ocorrendo também sob a forma de escarpas abruptas. Vale salientar algumas formas irregulares que a Formação Cabeças assume em alguns pontos, com afloramentos de feições assimétricas, citando-se o exemplo do Parque Nacional de Sete Cidades, cujo formato irregulares das rochas se deve a processos recentes de erosão.

O mergulho regional de algumas unidades é de 0° – 30° , com direção WNW (VETTORAZZI, 2012, p. 29). A intensidade desses mergulhos é levemente modificado em virtude da proximidade das intrusões ígneas, sills de diabásio da Formação Sardinha.

3.3.2 Magmatismo da Bacia do Parnaíba

As bacias paleozoicas brasileiras foram marcadas por dois eventos magmáticos de natureza básica. O primeiro, de idade triássica (cerca de 215Ma), atingiu as bacias do Parnaíba, Paraná, Amazonas e Solimões, e está relacionado aos estágios iniciais de fragmentação continental entre os continentes Sul-Americano e Africano. Esse magmatismo apresenta natureza extrusiva (derrames de basalto) e intrusiva (diques e soleiras de diabásio) (THOMAZ-FILHO *et al.*, 2007).

Na Bacia do Parnaíba este primeiro episódio magmático é representado pela Formação Mosquito (AGUIAR, 1971), e de acordo com Thomaz Filho *et al.*, (2008), essa formação é correlata aos sills de diabásio (Magmatismo Penatecaua) das bacias do Amazonas e do Solimões, de idades aproximadas de 210-201 Ma. Segundo Almeida (1986) as pilhas basálticas atingem 175m de espessura. A Formação Mosquito é relacionada à abertura do Oceano Atlântico Central no

Jurássico Inferior, em que predominam grandes derrames basálticos e grandes soleiras (VAZ *et al.*,2007). Está concentrada na porção oeste da Bacia do Parnaíba, cujos basaltos encontram-se intercalados com arenitos e estratigraficamente assentados entre o Grupo Balsas e a Formação Pastos Bons (VAZ *et al.*,2007).

O segundo evento magmático, que ocorreu até o Neocomiano (cerca de 130 Ma), apresenta as mesmas características de jazimento e marca o processo de rifteamento que propiciou o desenvolvimento das bacias marginais brasileiras e que transbordou para as bacias paleozóicas do Parnaíba e do Paraná (THOMAS-FILHO *et al.*, 2008). Na Bacia do Parnaíba este segundo episódio magmático é representado pela Formação Sardinha, e seria correlato aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná de idades de 137 a 127 Ma (ZALÁN, 2004), concentrando-se na porção leste da Bacia do Parnaíba. Diques e sills de mais de 400m de espessura dominam a formação Sardinha (BELLIENI *et al.*, 1990; FODOR *et al.*, 1990). A Formação Sardinha é relacionada à abertura da porção sul do Oceano Atlântico durante o Cretáceo (VAZ *et al.*,2007). Os grandes diques de diabásio e as pequenas soleiras da Formação Sardinha encontram-se concentrados intrudindo as rochas do Grupo Canindé, ocorrendo em menor quantidade nas rochas do Grupo Serra Grande e do Grupo Balsas (VAZ *et al.*,2007).

De uma forma geral, as rochas magmáticas da Bacia do Parnaíba são classificadas como basaltos toleíticos subalcalinos, sendo os basaltos da Fm. Sardinha mais ricos em álcalis do que os basaltos da Formação Mosquito (OLIVEIRA *et al.*, 2018).

A Formação Sardinha é composta por diques toleíticos, de alto-Ti e baixo-Ti, com alcali-basaltos subordinados, possuindo elementos traços e características isotópicas referentes à um manto enriquecido em membros finais (OLIVEIRA *et al.*, 2018).

Como já descrito por Thomaz Filho *et al.* (2008), eventos magmáticos são intimamente relacionados à geração, migração e acumulação de óleo e gás na maioria das bacias paleozóicas brasileiras, incluindo a Bacia do Parnaíba, porém mineralizações em ferro nunca foram descritas, somente ocorrências sedimentares do tipo ironstones.

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1 Introdução

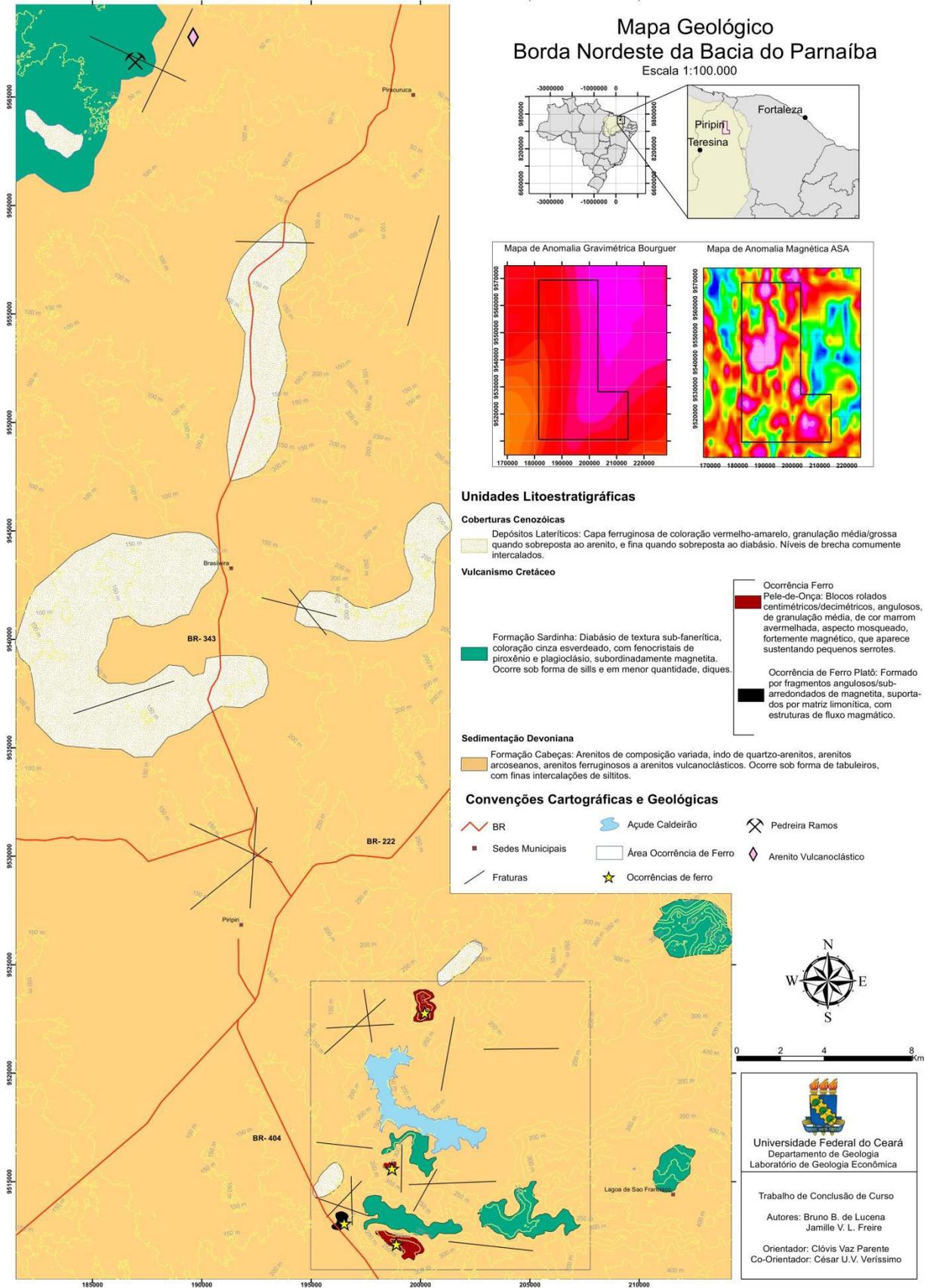
A partir do mapeamento geológico em escala de 1:100.000 foi possível identificar os principais litotipos existentes na área estudada, que consistem predominantemente de rochas sedimentares de natureza clástica, rochas básicas e rochas lateríticas. Foi realizado mapeamento em escala de semi-detalhe (1:35.000) na porção sul da área de estudo, onde se concentram ocorrências de ferro, que será melhor discutido no capítulo Recursos Minerais.

Buscou-se definir aspectos texturais, estruturais e mineralógicos de cada litotipo baseando-se em observações de campo e na descrição petrográfica de lâminas delgadas e polidas.

A organização desses tipos em três unidades estratigráficas foi desenvolvida a partir de análise integrada de suas relações de campo, por meio de tratamento de imagens de satélites e imagens aerogeofísicas geradas a partir de levantamentos aerogeofísicos, e, sobretudo em trabalhos anteriores, como os de Castro *et al* (2014), Vetorazzi (2012), Lima (2015) e CPRM (2006) realizados na Bacia do Parnaíba. Assim, foram reconhecidas rochas básicas cretáceas da Formação Sardinha, as suas encaixantes, pertencentes ao Grupo Canindé/Formação Cabeças, e os depósitos lateríticos cenozóicos

A distribuição e relação dessas unidades se encontram no Mapa Geológico (Figura 4.1, Anexo I), cuja descrição a seguir, é feita segundo a sua organização, da base para o topo.

Figura 4. 1 Mapa Geológico em escala 1:100.000 de porção nordeste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Elaborado pelos autores

4.2 Formação Cabeças - Grupo Canindé – Bacia do Parnaíba

A Formação Cabeças, inserida no Grupo Canindé, é conhecida na literatura como uma sequência sedimentar composta por arenitos com intercalações finas de siltitos e em menor quantidade de folhelhos, desenvolvida durante o Devoniano, associada a grande evento de regressão marinha na Bacia do Parnaíba (GOÉS; FEIJÓ, 1994).

Na região, a Formação Cabeças é composta principalmente por arenitos de composição variada, indo de quartzo-arenitos, arenitos arcossianos, arenitos ferruginosos ou ferríferos, a arenitos vulcanoclásticos, alguns com intercalações finas de siltitos. Ocorre de forma ampla na borda leste da bacia sob a forma de tabuleiros, e serve como encaixante dos sills de diabásio da Formação Sardinha.

4.2.1. Quartzo-arenitos e Arenitos Arcossianos

No geral, são arenitos finos a médios, por vezes grossos, de coloração esbranquiçada e moderadamente selecionados, ora maciços ora apresentando estratificação plano-paralela (Figura 4.2-a). Em algumas porções, esses arenito apresentam-se fraturado, muitas vezes com preenchimento por oxi-hidróxido de ferro, como visto na figura 4.2- b. Em outros locais, esses arenitos apresentam também estruturas de marcas de onda, caracterizando ambiente de planície de maré. Ocorre como blocos soltos rolados, bem como lajedos com ampla continuidade lateral, de geometria tabular (Figura 4.2- c).

Próximo ao contato com os corpos básicos, os arenitos encontram-se com feições de cozimento e com texturas de silicificação (Figura 4.2-d). Isso é bem visível próximo às rochas básicas que sustentam pequenos serrotes. Já em arenitos que aparecem sustentando um platô magnetítico, apresentam-se com granulação média a grossa, de coloração amarelo avermelhada, com fraturas sendo preenchidas por oxi-hidróxido de ferro (Figura 4.2-e).

Em alguns afloramentos, no contato entre os arenitos e o diabásio, observou-se também estruturas colunares nos arenitos (Figura 4.2-f). Nesses pontos a rocha apresenta-se bem maciça, densa, de granulação muito fina, coloração cinza com pequenas manchas brancas arredondadas (Figura 4.4-b). É possível observar a ocorrência de processo de silicificação nesses arenitos, induzido pela influência térmica dos sills de diabásio.

Figura 4. 2 Afloramentos dos quartzo-arenitos e arenitos arcoseanos da Fm. Cabeças. (a) Arenito intercalado com siltito exibindo estratificação plano paralela. (b) Arenito com fraturamento preenchido por oxi/hidroxidos de Fe. (c) Arenitos com marca de onda. (d) Arenito silicificado próximo ao contato com corpos básicos. (e) Arenito que aparece sustentando platô magnetítico. (f) Arenito exibindo estruturas colunares.



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.2.1.1 Petrografia de Quartzo-arenitos e Arenitos Arcoseanos

Os arenitos correspondentes aos dos ambientes de praia (Figura 4.2-c), exibem coloração cinza claro, com estratificação cruzada e níveis de óxidos (Figura 4.3-a). Em seção delgada apresentam granulometria fina à média e com contato

dos grãos ora planares ora concavo convexo. Corresponde a arenito quartzoso, com ~15% de opacos e ~5% de muscovita, estas orientadas na mesma direção seguindo o acamamento S_0 , como visto em Figura 4.5-b.

Os arenitos que sustentam um platô magnetítico (Figura 4.2-e; Figura 4.3-c) exibem em sua maioria, grãos sub-angulosos, com contatos planares e concavo-convexos. A assembléia mineral é composta por quartzo (~50%), feldspato (~30%) e opacos (~20%). Por estar em contato com ocorrência ferrífera, receberam provável aporte de ferro, como é possível visualizar na figura 4.3-d, na qual os opacos parecem cimentar os grãos. No contato entre os cristais, bem como nas bordas, identifica-se desferrificação dos opacos, resultando em manchas amareladas.

Arenitos que se encontram próximo ao contato com a ocorrência de ferro, denominada informalmente de pele-de-onça, apresentam coloração róseo, com níveis de óxidos (Figura 4.3-e). Microscopicamente, exibem granulação média, grãos sub-arredondados a sub-angulosos com contatos planares, caracterizando domínios granoblásticos (Figura 4.3-f). Apresentam composição de aproximadamente 60% de quartzo, ~15% de cimento silicoso, ~15% de opacos e ~10% de feldspato.

Figura 4. 3 Variação textural de arenitos da formação com as respectivas fotomicrografias. (a) Arenito esbranquiçado, de ambiente praiar com estratificação cruzada. (b) Fotomicrografia de arenito com granulação média a fina com muscovita detrítica acompanhando acamamento S_0 , indicado em seta vermelha. (c) Arenito em contato com platô, apresentando feições de cozimento nas bordas, indicado em seta vermelha. (d) Fotomicrografia exibindo grãos subangulosos, com cimento composto por oxihidroxidos de ferro. (e) Arenito silicificado exibindo níveis hematíticos. (f) Fotomicrografia de quartzarenito exibindo domínios granoblásticos.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Os arenitos com estruturas colunares foram analisados em suas duas extremidades de modo a identificar modificações em seus aspectos texturais e composicionais (Figura 4.4-a). Na primeira delas, a assembleia mineral consiste de 75% de quartzo, 10% feldspato, 10% de cimento e 5% de opacos (Figura 4.5-a). O cimento é predominantemente composto por sílica amorfa, e em menor quantidade, associado com óxidos de ferro e/ou hidróxidos (Figura 4.5-c). É visto quartzo sintaxial, que tem como principal característica a neoformação em continuidade com a estrutura cristalina de grãos primários e sílica microcristalina (Figura 4.5-b). Tais feições são indicativas que tal cimento foi formado pela dissolução e reprecipitação do quartzo, sob condições termais durante a intrusão e posterior resfriamento.

As relações de contato intergranulares do arcabouço é predominantemente do tipo planar e também do tipo côncavo-convexo (Figura 4.5-d). Apresenta domínios granoblásticos, que se desenvolveram por ação da temperatura/fluidos químicos sob influência da intrusão (Figura 4.5-e).

Apresentam arcabouço de grãos com granulação muito fina a média (entre 0,03mm a 0,16 mm). Os grãos são predominantemente subarredondados a arredondados, grau de esfericidade moderado, contendo também grãos subangulares. É classificado como sub-maturo, por abundância de quartzo com outros minerais também presentes (fsp, opacos); quanto à textura, apresenta moderado arredondamento indo de subarredondado a angular. As rochas são essencialmente quartzosas, caracterizadas como sub-arcoseano, segundo a classificação de Dott (1964).

A característica mais relevante dos arenitos em contato com as intrusões de diabásio são o grau de compactação/silificação dessas rochas, a aparência nebulosa do cimento de quartzo, que aparenta ter sido recristalizado por efeito termal da intrusão.

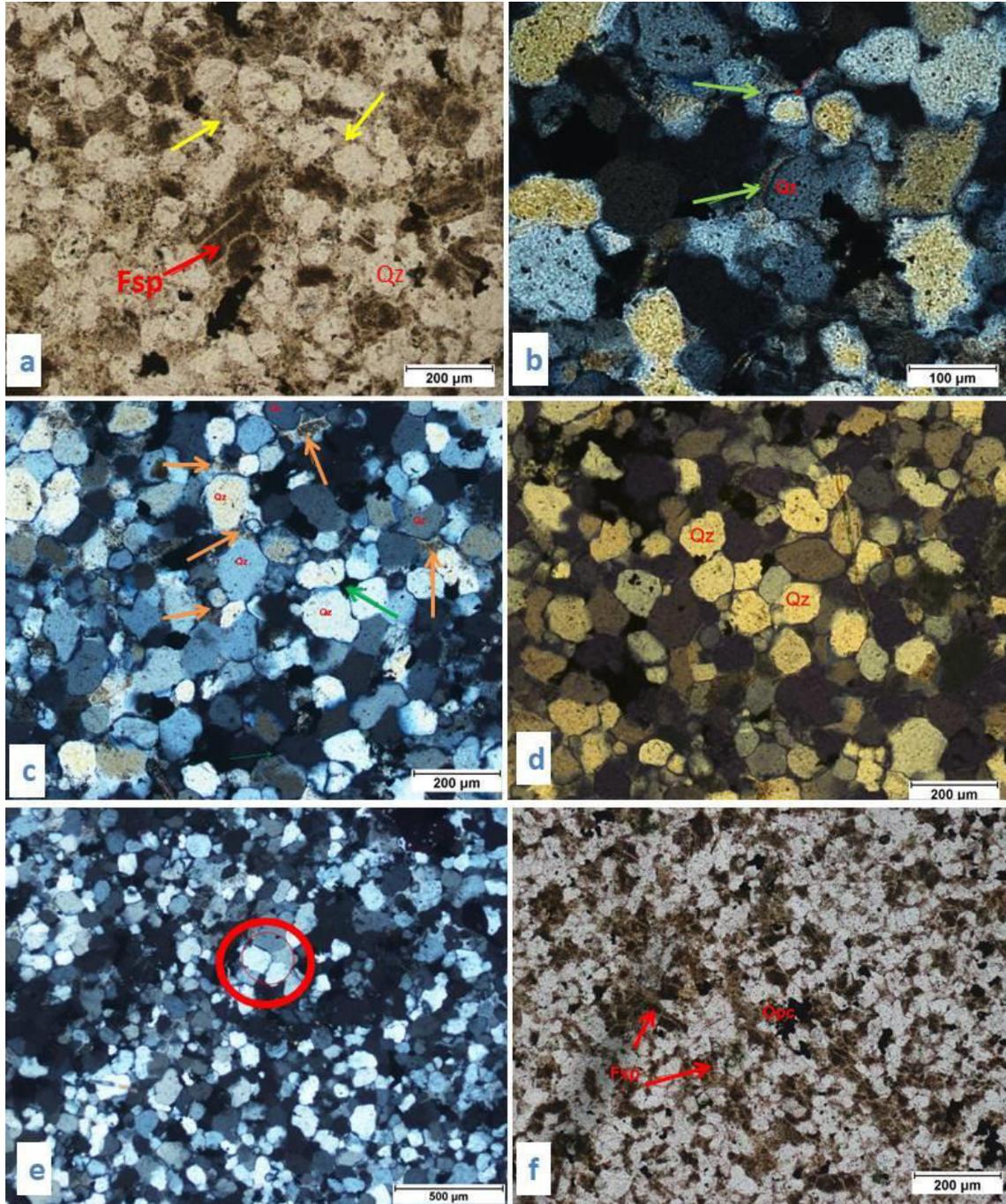
Na segunda sessão delgada de arenito das disjunções, foi observada menor proporção de quartzo (50%) e maior de feldspato (30%) em comparação com a primeira, de acordo com a figura 4.5-f. Possui 10% de cimento silicoso e 10% de opacos. Devido à menor quantidade de cimento silicoso amorfo intergranular, bem como mais cristais de feldspato, essa porção de rocha foi considerada estar mais distante do contato com a intrusão.

Figura 4. 4 Prisma poligonal de arenito, caracterizando disjunção colunar. (a) Coluna de arenito com 41cm. (b) Uma das extremidades da coluna de coloração cinza com pequenas manchas brancas arredondadas.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Figura 4. 5 Fotomicrografias dos arenitos com estruturas colunares. (a) Assembléia mineral do arenito composto por feldspato (fsp), quartzo (qz), cimento silicoso (setas em amarelo) e opacos. (b) Quartzo sintaxial indicado por seta verde. (c) Setas em laranja indicando cimento de sílica microcristalina, e em seta verde, oxi/hidroxidos de ferro. (d) Relação de contato dos grãos do arcabouço do tipo planar e côncavo-convexo. (e) Domínio granoblástico. (f) Assembléia mineral da extremidade distal de disjunção colunar.



Fonte: Elaborado pelos autores.

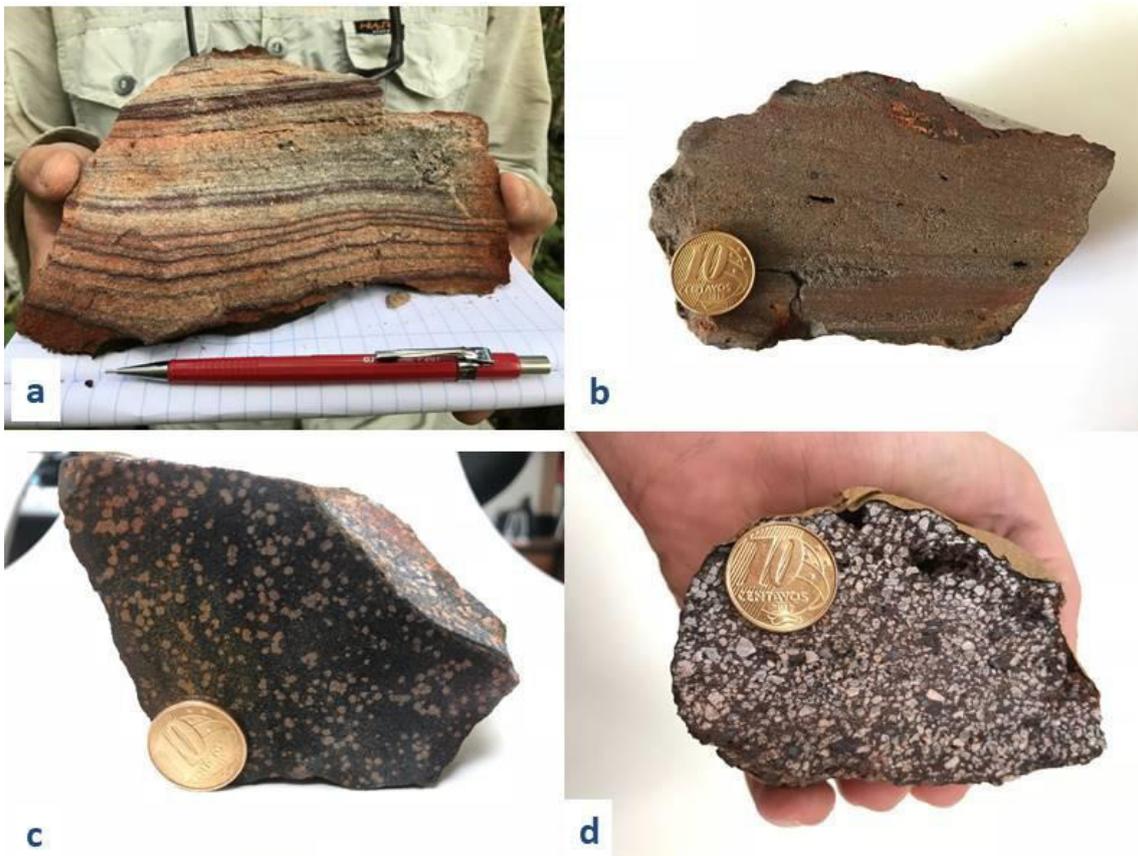
4.2.2 Arenitos Ferruginosos

Os arenitos ferruginosos, cuja cor vai de amarelada a avermelhada, apresentam laminação plano-paralela, com níveis hematílicos discretos, de

granulação fina a média (Figura 4.6-a), até porções mais alteradas, com maior teor de ferro (Figura 4.6b).

Identificou-se também arenitos sem estratificação com matriz composta predominantemente por oxi-hidróxidos de ferro (Figura 4.6- c,d). Estes arenitos ferruginosos serão descritos detalhadamente quanto a petrografia no capítulo de recursos minerais.

Figura 4. 6 Arenitos ferruginosos encontrados na área de estudo. (a) Arenito apresentando níveis hematíticos que acompanham So. (b) Arenito com estratificação plano- paralela, com alto teor de ferro. (c) Arenito maciço com grãos arredondados de quartzo e matriz ferruginosa. (d) Arenito maciço com grãos angulosos de quartzo meio a matriz composta por oxi-hidroxidos de ferro.



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.2.3 Arenitos Vulcanoclásticos

Os arenitos vulcanoclásticos correspondem a um tipo litológico recém encontrado por ocasião da realização deste trabalho, em meio à Formação Cabeças. O afloramento localiza-se a noroeste da área de estudo em uma pedreira abandonada de arenito para fins ornamentais, próximo a uma pedreira de rochas básicas, no município de Piracuruca- PI.

Ocorre de forma tabular (Figura 4.7-a,b), intercalado com siltitos e arenitos da Fm. Cabeças. Apresenta coloração cinza esverdeado, com granulação fina (Figura 4.7-c), exibindo fragmentos líticos (Figura 4.7-c) e clastos milimétricos de quartzo vítreo, provavelmente vulcanogênico (Figura 4.7-d).

Figura 4. 7 Afloramento de arenito vulcanoclástico e amostras de mão. (a) Vista geral do afloramento, com arenito vulcanoclástico na base sobreposto por arenito da Fm. Cabeças. (b) Foto aproximada do arenito vulcanoclástico em formato tabular. (c) Amostra de mão com coloração cinza esverdeada, com granulação fina e fragmento lítico. (d) Destaque para clasto de quartzo anguloso, com brilho vítreo.



Fonte: Elaborado pelos autores. Coordenadas UTM: 189610; 9567765.

4.2.3.1 Petrografia dos Arenitos Vulcanoclásticos

Em seção delgada a rocha apresenta granulação variável, que poderia ser classificada como arenito imaturo, mas dada a composição e as características texturais dos clastos, enquadra-se melhor como arenito vulcanoclástico. Apresenta baixa seleção dos cristais, tanto em tamanho quanto à forma (Figura 4.8- a,b). O arcabouço representa cerca de ~60%-65% da rocha, e é composto por quartzo + feldspato (~50%), opacos(~5%) e em menor quantidade, muscovita (~4%) e clorita+zircão (~1%). A matriz corresponde a material fino, de cor marrom claro, compondo ~35%-40% da rocha.

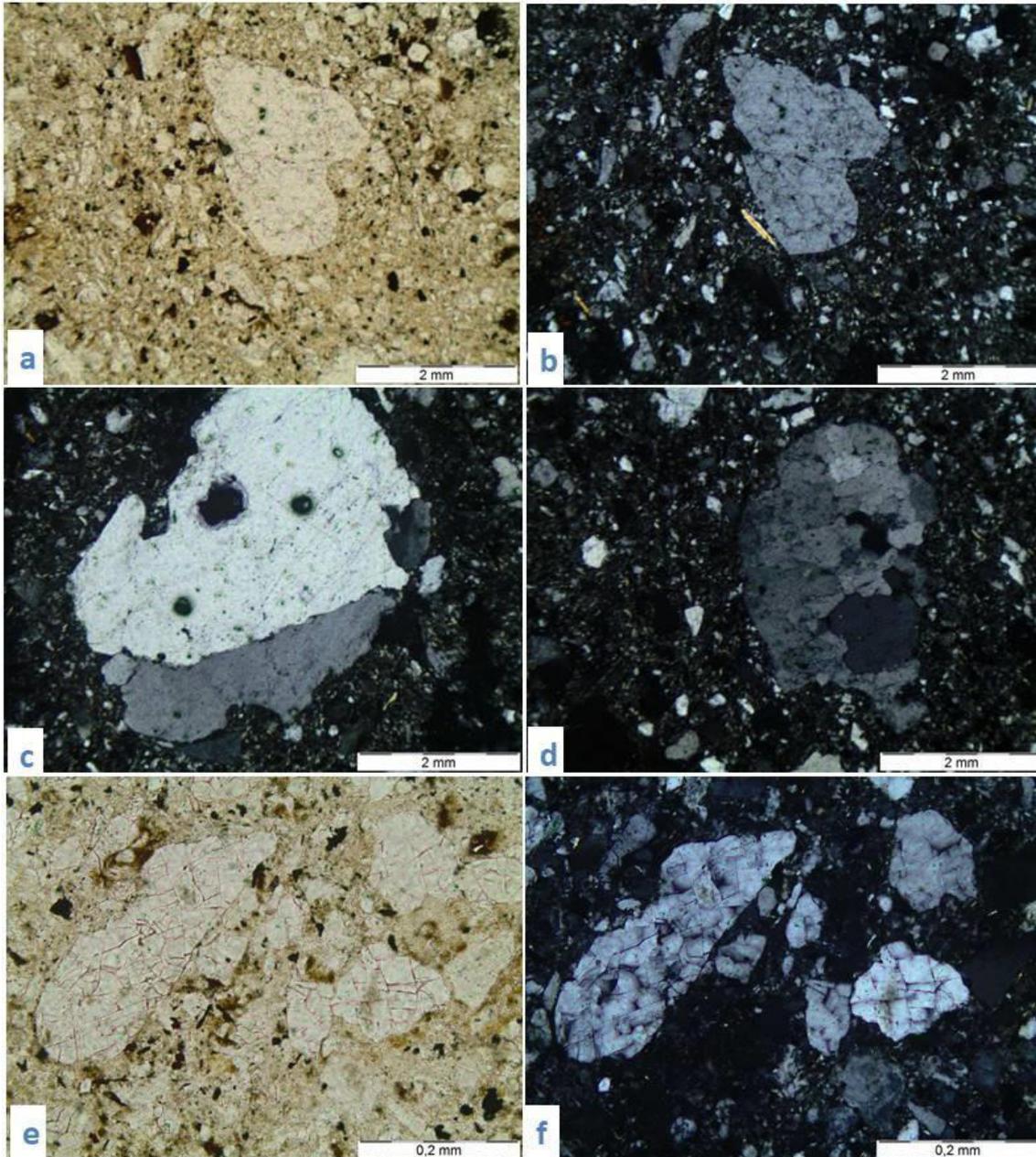
O quartzo é predominantemente vulcanogênico e apresenta-se em dois estilos: o primeiro exhibe formas sub-arredondadas, maiores, com dimensões de até 1.02mm, pouco fraturados, apresentando extinção ondulante (Figura 4.8-c,d). O segundo tipo é representado por cristais de menor tamanho, com dimensões de 0.03mm à 0.15mm, angulosos, com microfraturamentos (Figura 4.8- e,f). Alguns cristais apresentam bordas ou golfos de corrosão (Figura 4.8-a,b,c,d).

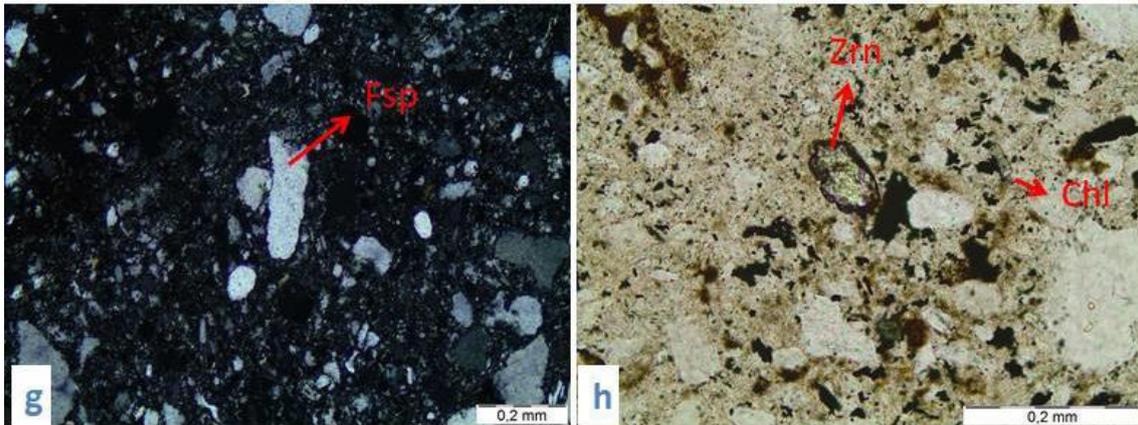
Os cristais de feldspato são alongados, com dimensões de até 0.27mm, sub-euédricos com bordas irregulares e não apresentam geminação (Figura 4.8-g). A muscovita é de origem detrítica com dimensões 0.02mm à 0.24mm, exhibe aspecto lamelar sem orientação preferencial, indicando ambiente de deposição turbulento (Figura 4.8-b).

Os opacos ocorrem em menor quantidade, sendo subédricos a anédricos, com contatos ora irregulares ora retos com demais minerais (Figura 4.8-h), enquanto cristais de zircão e clorita, esta última que aparece em sua seção basal, são euédricos (Figura 4.8-h).

A matriz corresponde a material fino, argiloso, de difícil identificação mineralógica, o que pode retratar um protólito de vidro vulcânico. Como o vidro vulcânico é meta-estável, apresenta difícil preservação, não sendo fácil sua identificação em lâmina delgada, sobretudo, em rochas vulcanoclásticas antigas. Entretanto, no processo de devitrificação é comum sua transformação para argilominerais durante diagênese, o que pode justificar essa proposição.

Figura 4. 8 Fotomicrografias de arenito vulcanoclástico. (a,b) Arenito imaturo, com baixa seleção dos cristais quanto à forma e tamanho, em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. É possível observar muscovita lamelar e cristal de quartzo com golfo de corrosão. (c,d) Cristais de quartzo subarredondados com extinção ondulante e recristalização em subgrãos em nicóis cruzados. (e,f) Cristais de quartzo apresentando microfraturamento. (g) Cristal alongado de feldspato. (h) Cristal de zircão; cristal de clorita; opacos com contatos ora retos ora irregulares com demais minerais.





Fonte: Elaborado pelos autores.

4.2.3.2 Algumas Considerações Sobre a Formação de Arenito Vulcanoclástico

A identificação e descrição deste tipo litológico representa uma descoberta de grande importância, já que arenitos vulcanoclásticos não tinham sido registrados na Bacia do Parnaíba até então.

As ocorrências vulcanoclásticas tem sido descritas como rochas de origem vulcânica depositadas como rochas de origem sedimentar, sendo constituídas por cristais vulcanogênicos, fragmentos líticos, vidro e *pumice*, em proporções e tamanhos variados, tendo como principal característica a fragmentação intensa de seus componentes (FISHER, 1984; PETTIJOHN, 1972).

Segundo Cas e Wright (1987), a fragmentação em rochas vulcanoclásticas pode ser ocasionada tanto por processos vulcânicos primários (contemporâneo à erupção), como processos superficiais secundários (intemperismo, erosão, perda de massa). Ambos processos podem produzir geralmente texturas similares (brechas, agregados de fração areia, agregados fração argila).

Nos processos vulcânicos primários a fragmentação dos cristais pode ser produzida por explosões magmáticas ou freáticas/vapor, que vai formar os piroclastos, envolvendo expansão explosiva de voláteis de dentro do magma, ou por arrefecimento e fluxo com autobrechamento, que produz os autoclastos. O retrabalhamento ou redeposição dos piroclastos e autoclastos geram os depósitos epiclásticos (CAS; WRIGHT, 1987).

Entretanto, tanto os piroclastos como os autoclastos exibem feições similares, em que os cristais vulcanogênicos se assemelham a *shards*, com microfraturamento dos grãos e bordas com golfo de corrosão, sendo assim difícil distingui-los.

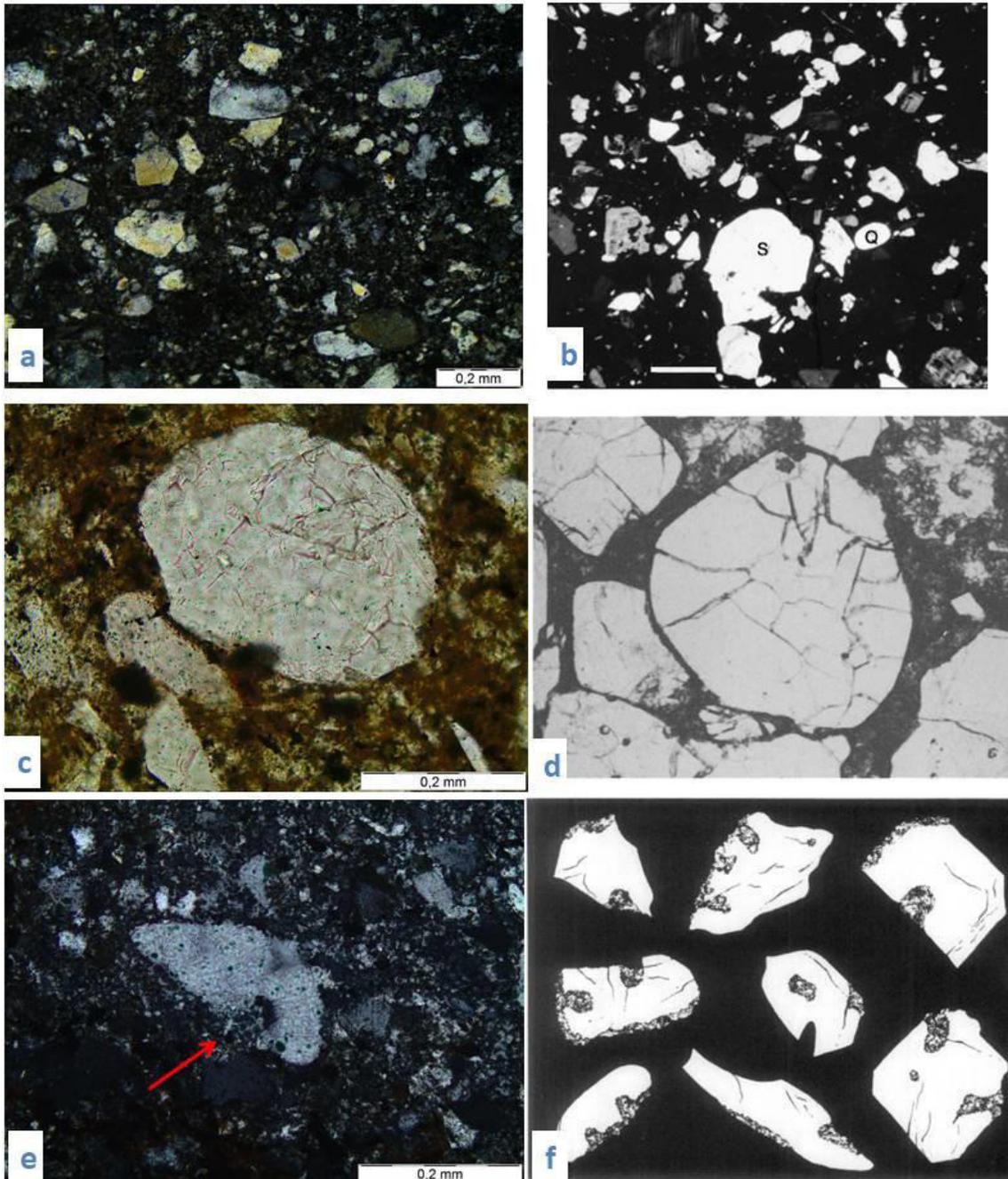
Nos arenitos estudados, o arcabouço se mostra bastante fragmentado, com ampla variação no tamanho e no formato dos grãos. Pettijohn (1972) classifica os arenitos vulcanoclásticos como sendo os mais imaturos mineralogicamente e texturalmente do que qualquer outro grupo de arenitos, por ser diretamente ou indiretamente produtos de vulcanismo, geralmente com poucas modificações de alteração ou transporte. Ao se comparar feições petrográficas e texturais microscópicas dos arenitos vulcanoclásticos estudados (Figura 4.9-a) com o tufo *Blue Sphink*, descrito por Ekren *et al.* (1980), em Nevada-EUA (Figura 4.9-b), verifica-se forte similaridade textural entre ambos. Em adição a isso, o *Blue Sphink* sobrepõe tufos finamente laminados e sedimentos lacustres, interpretados como formados ou depositados em ambiente subaquoso.

Os cristais vulcanogênicos dos arenitos estudados exibem microfraturamentos, típico de processos hidroclásticos, em que o fraturamento é causado pelo contato do magma quente com a água (FISHER, 1984). Cristais com microfraturamentos são comuns em fluxos piroclásticos subaquosos, devido ao arrefecimento brusco do magma (FISKE; MATSUDA, 1964; FERNANDEZ, 1969; YAMADA, 1973; NIEM, 1977). A figura 4.9-c exibe cristal de quartzo microfraturado encontrado nos arenitos da área e, na figura 4.9-d, pode-se observar cristais de quartzo também microfraturados encontrados em depósito de fluxo piroclástico subaquoso da Formação Eugênia, Califórnia (FISHER, 1984).

Adicionalmente, feições de bordas de corrosão são observadas em cristais de quartzo e feldspato, que, segundo Pettijohn (1972), se formam por reabsorção pelo magma, talvez um pouco antes da erupção acontecer. A figura 4.9-e mostra exemplo de cristais de quartzo em amostra da área de estudo exibindo golfo de corrosão, comparado com exemplos da literatura, representados pelos arenitos vulcanogênicos descritos por Webb e Potter (1969).

Assim, considerando que os tipos litológicos estudados se encontram intercalados com arenitos e siltitos banais, finamente laminados, e o conjunto de dados petrográficos e texturais obtidos, nos permite dizer que os arenitos descritos são vulcanoclásticos e provavelmente se formaram e/ou se depositaram em ambiente subaquoso.

Figura 4. 9 Fotomicrografias de arenito vulcanogênico da Fm. Cabeças e exemplos de referidos autores. (a) Cristais fragmentados encontrados na área de estudo. (b) Tufo Blue Sphinx descrito por Ekren et al (1980). (c) cristal de quartzo microfraturado encontrado nos arenitos da área de estudo (d) Cristal de quartzo também microfraturado encontrado em um depósito de fluxo piroclástico subaquoso na Formação Eugênia, Califórnia descrito por (Fisher, 1984). (e) Cristal de quartzo em amostra da área de estudo exibindo golfo de corrosão. (f) Exemplos de caracterização da feição golfo de corrosão realizada por Webb & Potter (1969) em rochas de origem vulcânica.



Fonte: (a,c,e) Elaborado pelos autores. (b) Ekren *et al.*, (1980). (d) Fisher (1984). (f) Webb e Potter (1969).

4.3 Formação Sardinha

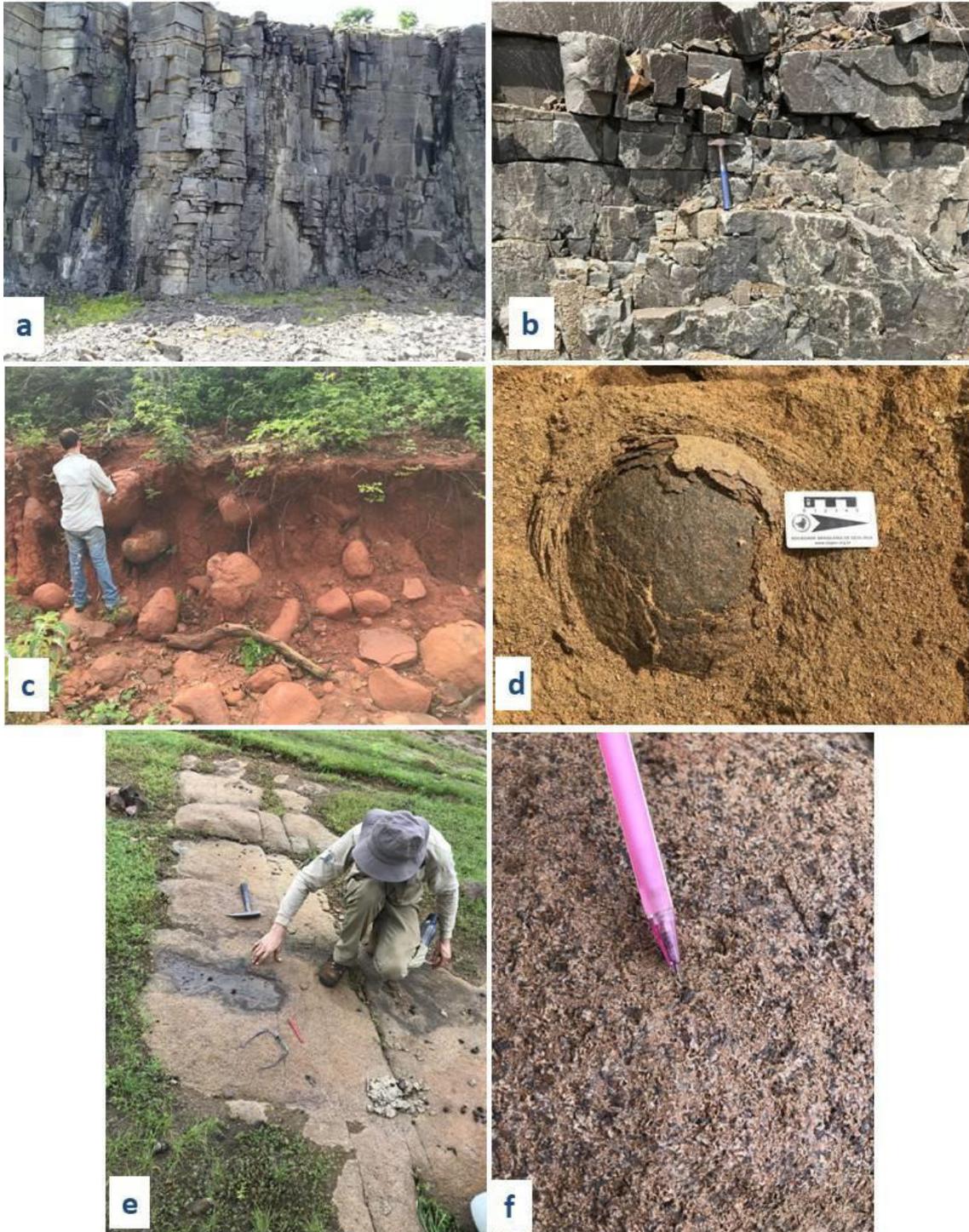
O magmatismo basáltico da Bacia do Parnaíba foi identificado primeiramente por Aguiar (1971), o qual descreveu corpos basálticos intercalados com arenitos da Bacia do Parnaíba. Nos últimos anos, este magmatismo tem sido representado por duas formações, a primeira corresponde à Formação Mosquito, que data do Jurássico Inferior, sendo composta por grandes derrames basálticos e grandes soleiras. A segunda refere-se à Formação Sardinha, de idade Cretácea, representada por grandes diques de diabásio e pequenas soleiras.

Dada as características composicionais, petrográficas, texturais e localização geográfica as rochas magmáticas aqui estudadas estão relacionadas à Formação Sardinha.

Segundo Oliveira *et al.*, (2018), de uma forma geral, a Fm. Sardinha é composta por basaltos toleíticos subalcalinos, de alto-Ti e baixo Ti, possuindo elementos traços e características isotópicas referentes à manto enriquecido em membros finais, ocorrendo principalmente sob a forma de diques e sills de diabásio.

Na região em estudo, as rochas básicas são encontradas na porção sul/sudeste e noroeste da área. Ocorrem sob forma de sills que se alojam nos arenitos da Fm. Cabeças. Em afloramento a noroeste da área encontrado na Pedreira Ramos, o diabásio encontra-se pouco alterado, e exhibe notáveis estruturas de disjunção colunar (Figura 4.10-a, b). Nos demais afloramentos há predominância de blocos arredondados, variando de corpos decimétricos a métricos, evidenciando processo de esfoliação esferoidal (Figura 4.10- c,d) e também na forma de lajedos (Figura 4.10-e). A maioria das rochas apresenta textura microporfirítica, de coloração cinza-esverdeado. Em alguns afloramentos o diabásio apresenta granulação mais fina, mas que ainda são visíveis fenocristais ripiformes de plagioclásio, e em outros afloramentos exhibe textura fanerítica, com fenocristais de piroxênio e magnetita (Figura 4.10-f), assemelhando-se a um gabro.

Figura 4. 10 Fotografias macroscópicas da Fm. Sardinha. (a,b) Exposição do diabásio em Pedreira Ramos, com estruturas colunares. (c,d) Exposição do diabásio apresentando esfoliação esferoidal. (e) Ocorrência do diabásio em forma de lajedo. (f) Diabásio apresentando apresentando fenocristais de piroxênio e magnetita.



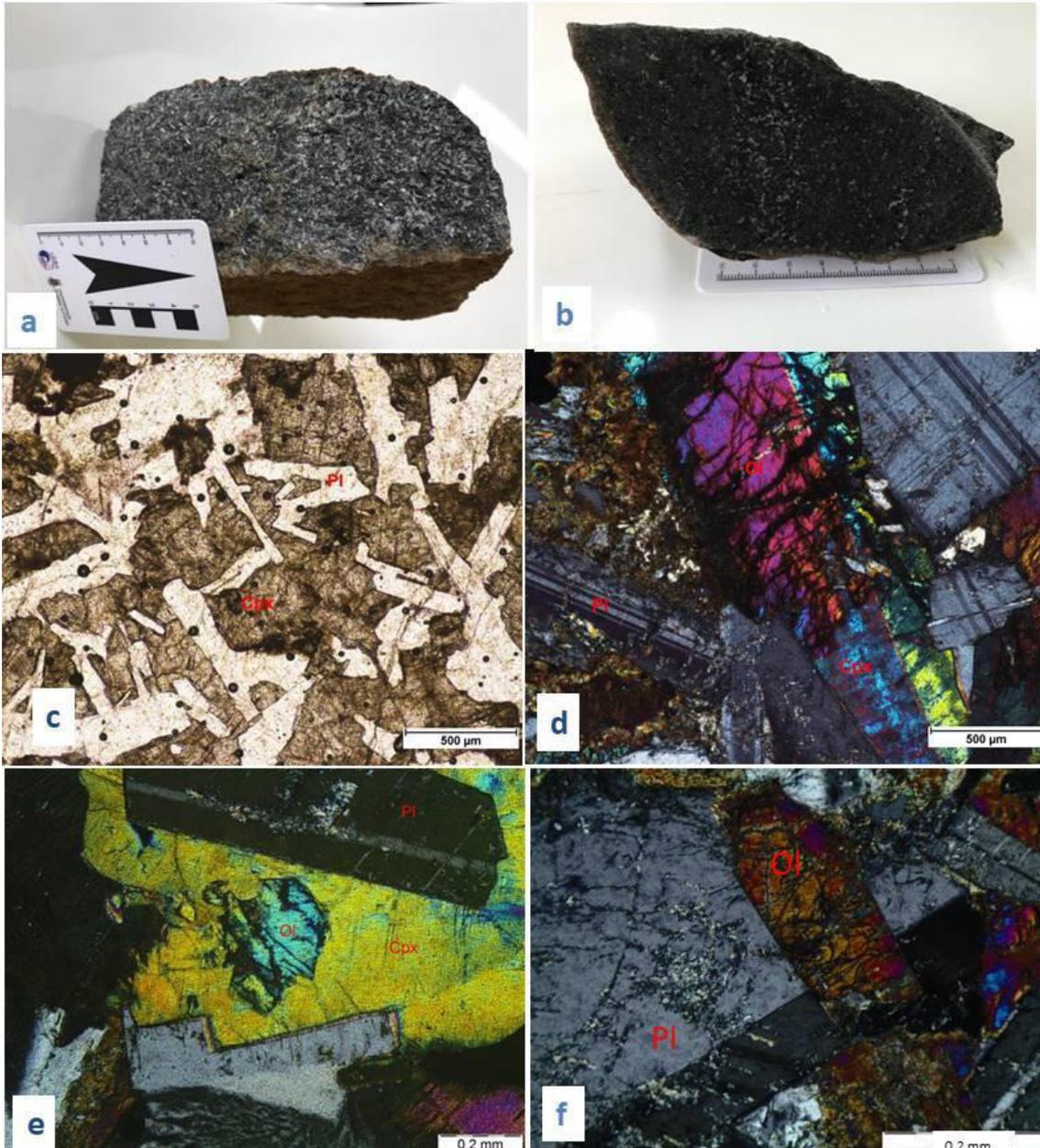
Fonte: Elaborado pelos autores. (a,b) COORDENADAS UTM: 186980; 9566654 (e,f) COORDENADAS UTM: 199323, 9512895

4.3.1 Petrografia da Formação Sardinha

Os exemplares analisados variaram de granulação média a grossa (Figura 4.11-a,b). Apresentam textura fanerítica a sub-fanerítica, com cristais subédricos de plagioclásio (~60-65%), megacristais de clinopiroxênio (cpx) (~30-35%) e olivina+ opacos (~10%). Exibem textura intergranular característica, composta por cristais de plagioclásio euédricos a subédricos, encontrados em sua maioria incluídos em cristais maiores de clinopiroxênio, caracterizando textura ofítica (Figura 4.11-c).

Os cristais de olivinas exibem dimensões que variam de 0.09mm a 0.6mm, sendo, em geral idiomórficos, ora mais alongados ora menos, com fraturamento característico (Figura 4.11-d). Em algumas das microfraturas, é possível observar preenchimento por anfibólio secundário, resultado da uralitização do clinopiroxênio, que se propagou pela olivina (Figura 4.11-d). A olivina apresenta-se em duas fases de cristalização, uma precoce, que aparece como inclusões ou parcialmente envolvidas por cristais de clinopiroxênio (Figura 4.11-e), e outra fase tardia, em que ocorre cortando cristais de plagioclásio e clinopiroxênio (Figura 4.11-f), característica de câmara magmática aberta. Identificou-se também textura magmática de substituição da olivina por cpx devido a diferenciação do líquido e progressão de cristalização da câmara, deixando o flúido enriquecido em silicatos, conforme figura 4.11-d.

Figura 4. 11 Fotografias e fotomicrografias de diabásios da Fm. Sardinha. (a,b) Amostras de diabásio com textura sub-fanerítica. (c) Diabásio exibindo textura ofítica, na qual cristais de plagioclásio(Pl) estão englobados em cristal maior de clinopiroxênio (cpx). (d) Cristal de olivina (Ol) com textura magmática de substituição por cpx e preenchimento de fraturas por anfibólio secundário. (e) Olivina em fase de cristalização precoce como inclusão em cristal de cpx; Processo de saussuritização de plagioclásio (f) Geração de olivina tardia, cortando o plagioclásio.



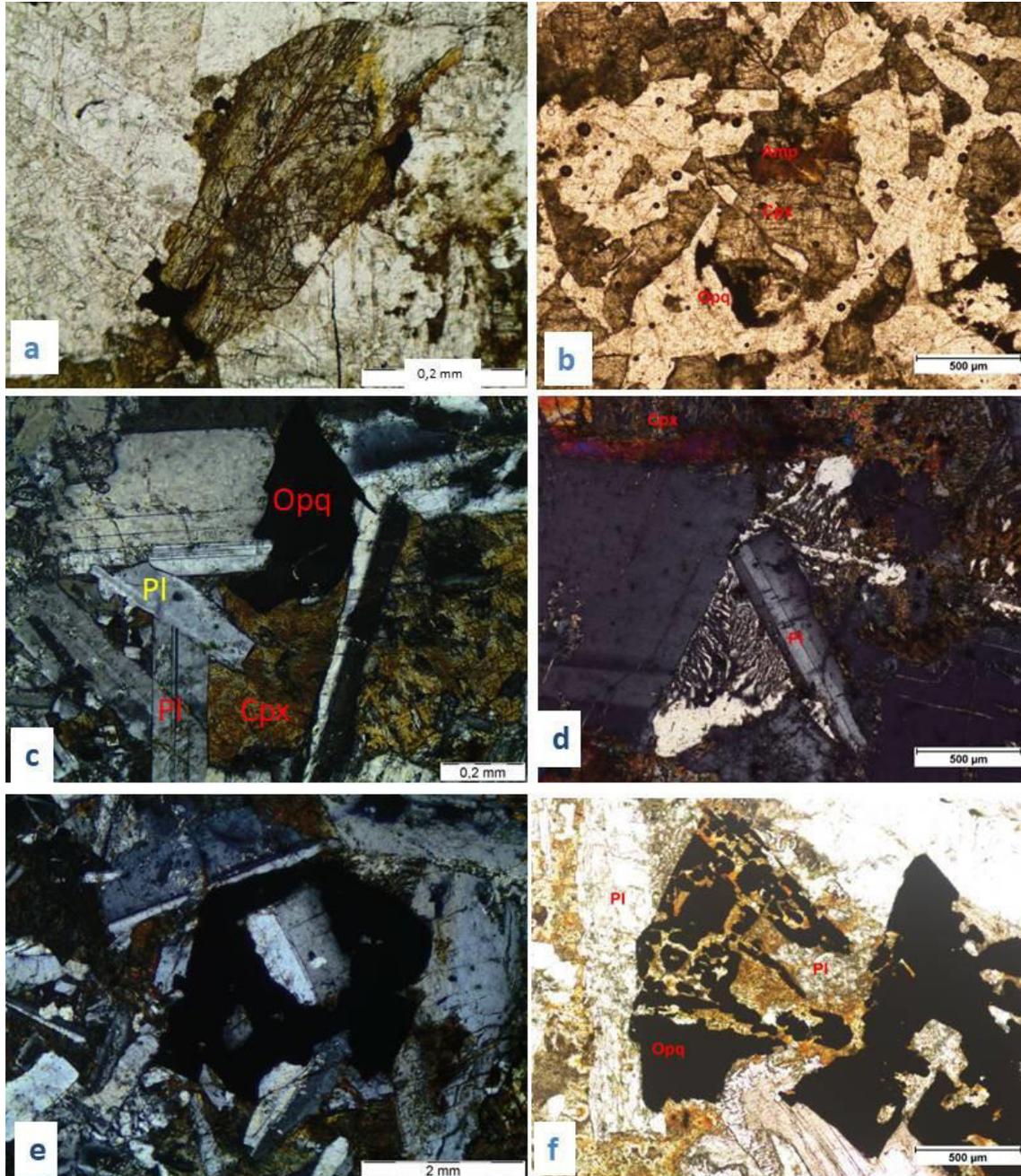
Fonte: Elaborado pelos autores.

Os megacristais de clinopiroxênio, provavelmente, augita e/ou pigeonita, são em geral subédricos, hábito prismático, contatos retos a irregulares com o plagioclásio e opacos (Figura 4.12-a). Os contatos retos entre clinopiroxênio e demais minerais indicam equilíbrio termo-químico. Alguns cristais exibem processo característico de hidratação nas bordas, denominado uralitização, tendo como produto anfibólio secundário (Figura 4.12- b).

Os cristais de plagioclásio, identificados como laboradorita, apresentam-se euédricos a subédricos, alongados, variando de 0.07mm a 0.87mm, inequigranulares, com geminação albita e Carlsbad. Apresenta duas fases de cristalização, uma precoce, em que é possível visualizar contatos retos entre os demais minerais, e uma fase tardia (PI II) em que os cristais aparecem cortando e/ou englobando tanto os cristais de plagioclásio iniciais (PI I), quanto clinopiroxênios e opacos (Figura 4.12-c). Em algumas amostras são encontradas também textura granofírica, fina, que marca o intercrescimento entre o plagioclásio, provavelmente, mais sódico, ou mesmo k-feldspato, e quartzo, resultado de cristalização de flúidos ou líquidos residuais finais da câmara magmática (Figura 4.12-d). Alguns cristais de plagioclásio exibem processo de saussuritização (porção superior da figura 4.11-e, porção esquerda da figura 4.11- f), que consiste no processo de alteração do plagioclásio em epidoto. Este mineral caracteriza-se pelo tipo mais rico na molécula anortítica, rico em cálcio, assim instáveis sob baixas temperaturas, desestabilizando-se e liberando Ca e Al, para geração do mineral epidoto. O processo ocorre principalmente no núcleo dos cristais.

Os opacos são representados predominantemente por titano-magnetita, apresentando dimensões de até 0.8mm, subédricos, com contatos retos a irregulares com o clinopiroxênio e plagioclásio, por vezes apresentando inclusões de plagioclásio (Figura 4.12-e) às vezes, com textura de intercrescimento, denominada de simplectítico, o que mostra que esses minerais podem ter se desestabilizados ao final da cristalização. Essa textura pode assinalar mudança de pressão e temperatura, causando a desestabilização dos minerais opacos, devido a processos decompressivos (Figura 4.12-f). Normalmente, essa fase de intercrescimento é acompanhada de minerais secundários estáveis sob as novas condições.

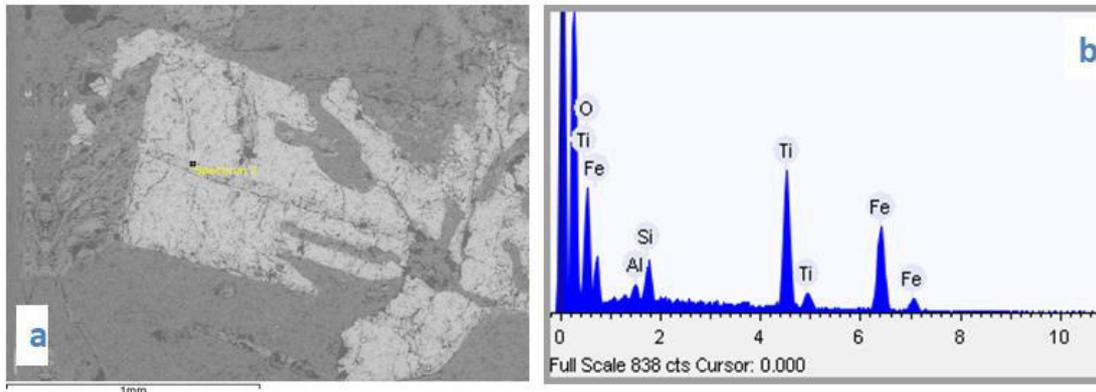
Figura 4. 12 Fotomicrografias de diabásios da Fm. Sardinha. (a) Cristal de clinopiroxênio subédrico em contato reto com plagioclásio e irregular com opacos. (b) Processo de uralitização em cristal de cpx, com geração de anfibólio secundário. (c) Geração precoce de formação de plagioclásio (PI em vermelho) e tardia (PI em amarelo). (d) Textura granofírica entre plagioclásio e quartzo. (e) Opacos apresentando inclusões de plagioclásio. (f) Textura de intercrescimento entre opacos e plagioclásio, denominada simplectito.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Em análise MEV/EDS cristais de titanomagnetita (Figura 4.13-a) exibem exsolução de ilmenita, em formato lamelar, no centro do cristal. Em espectro EDS (Figura 4.13-b) a lamela de ilmenita, mostra menor razão de Fe/Ti em relação ao restante do cristal, com menores valores para Si e Al.

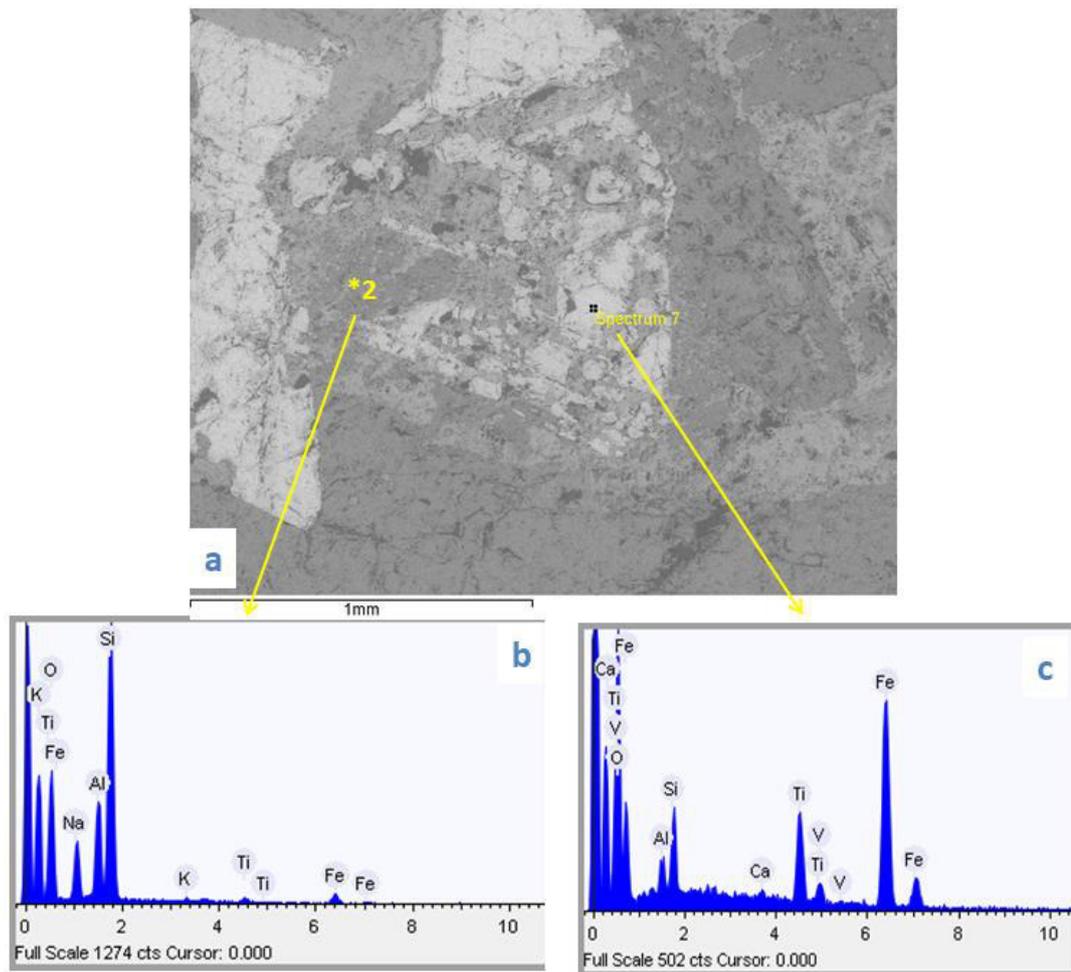
Figura 4. 13 Análise MEV/EDS de diabásio da Fm. Sardinha. (a) Fotomicrografia de cristal de ti-magnetita exibindo lamelas de oxi-exsolução de ilmenita. (b) Espectro EDS de uma lamela de oxi- exsolução, apresentando pico de Ti.



Fonte: Elaborado pelos autores

A figura 4.14-a (mesmo cristal da figura 4.12-f) mostra grão de ti- magnetita com composição Fe, Ti, Si, Al e V, de acordo com espectro EDS (Figura 4.14-c), e ao lado, é visto grão de composição silicática (plagioclásio), com Si, Al, Na, Fe e Ti (Figura 4.14-b), exibindo feição de intercrescimento previamente descrita (simplectito).

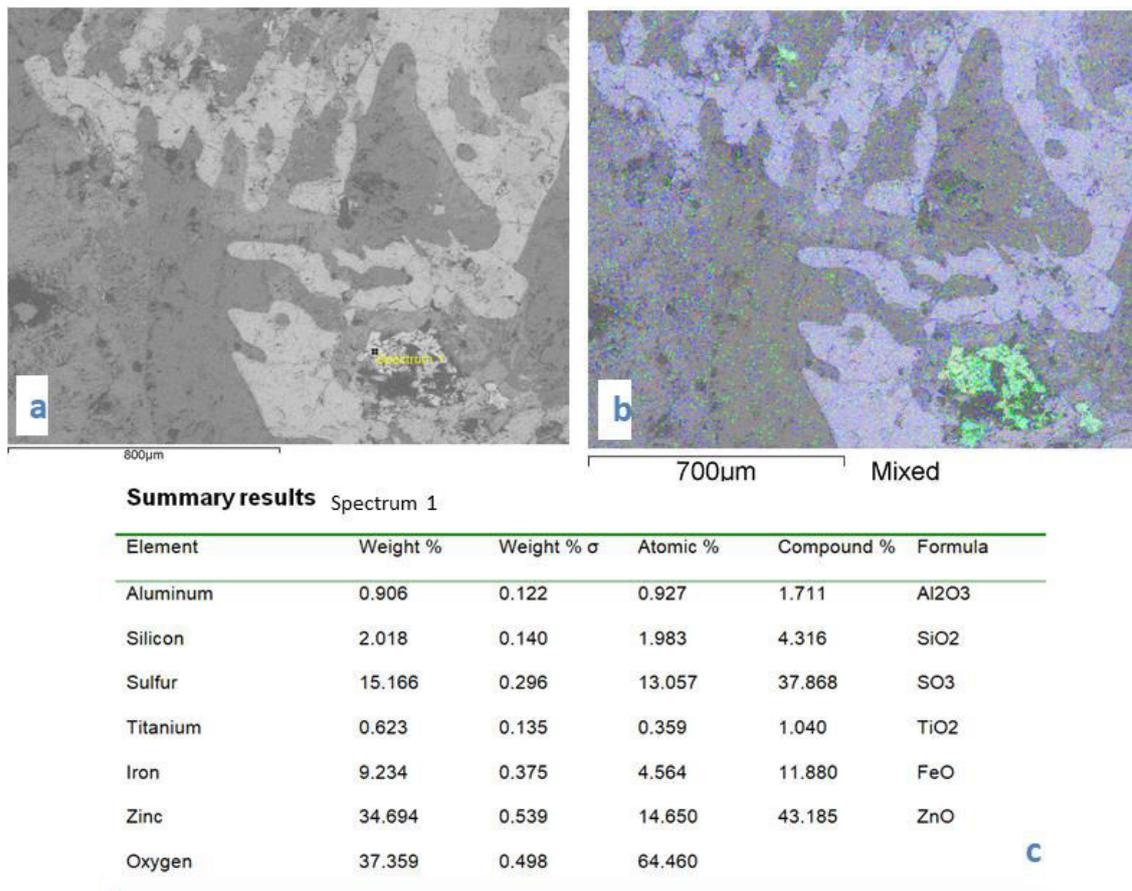
Figura 4. 14 Análise MEV/EDS de diabásio da Fm. Sardinha. (a) Cristal de ti-magnetita com textura de intercrescimento simplectito. (b) Espectro EDS de um plagioclásio, mostrando interação com ti-magnetita. (c) Espectro EDS de cristal de ti-magnetita.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Entre os opacos, também foi identificado com o uso MEV/EDS, sulfeto de zinco e ferro (Figura 4.15-a), o que pode assinalar envolvimento de contaminação crustal dessas rochas básicas. A tabela em figura 4.15-c mostra a distribuição dos elementos, com predominância de Zn, S, Fe. O mapeamento químico obtido com sistema de análise EDS (Figura 4.15-b) exhibe as concentrações dos elementos S em verde, Fe em azul, e Zn em vermelho.

Figura 4. 15 Análise MEV/EDS de diabásio da Fm. Sardinha. (a) Sulfeto de Fe e Zn associado a ti-magnetita. (b) Mapa dos elementos químicos obtido com sistema de análise EDS mostrando a distribuição do elemento S em verde, Fe em azul e Zn em vermelho.



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.4 Coberturas Lateríticas Cenozóicas

Em alguns pontos identificou-se intensa laterização dos arenitos da Formação Cabeças, ocorrendo como capa ferruginosa (Figura 4.16-a). Por ocorrer de forma considerável em grande extensão na área de estudo, a cobertura laterítica foi classificada como uma unidade litoestratigráfica.

Estas coberturas correspondem a material endurecido, de composição ferrífera na forma de ocres vermelho e amarelo variando de centimétrica à métrica (Figura 4.16-b), possuindo uma matriz areno-argilosa e granulação variando de média a grossa. Quando provenientes do diabásio, são argilosas de granulação muito fina.

Níveis de brecha estão comumente intercalados na sequência laterítica, que são constituídas por uma massa ferruginosa que engloba fragmentos líticos bem irregulares e friáveis de arenito alterado, que apresenta diâmetros variáveis centimétricos à decimétricos (Figura 4.16-c).

Figura 4. 16 Coberturas Lateríticas cenozóicas na área de estudo. (a) Afloramento com nível bem marcado de arenito e capa laterítica sobreposta. (b,c) Detalhe do capeamento laterítico sobre os arenitos, com fragmentos líticos centimétricos à decimétricos.



Fonte: Elaborado pelos autores.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

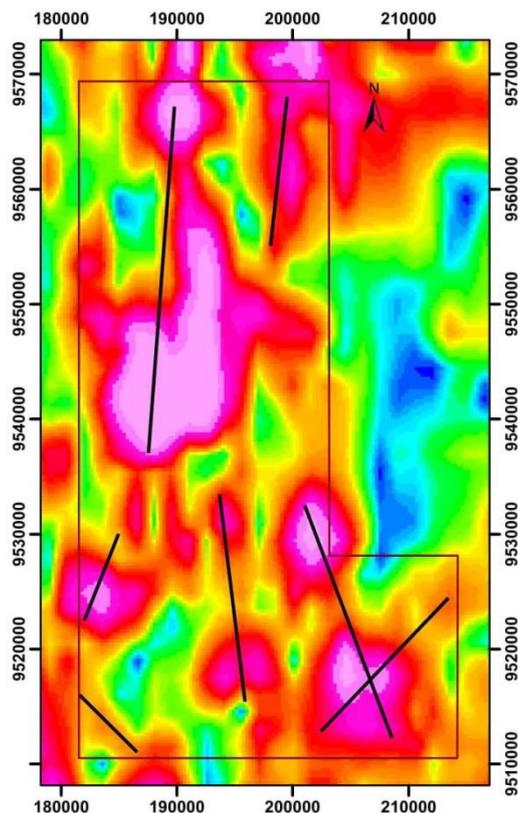
As estruturas mapeadas ou reconhecidas em campo podem ser classificadas em dois conjuntos: (1) estruturas tectônicas, e (2) estruturas atectônicas.

5.1 Estruturas Tectônicas

Estruturas tectônicas são o tipo dominante, representadas por fraturas, representativas de um regime frágil ou dútil, em condições crustais superficiais. A maioria dessas estruturas é identificada por meio de lineamentos magnéticos, lineamentos morfotectônicos e fraturas.

Os lineamentos magnéticos foram traçados (Figura 5.1) baseados em mapa de anomalia magnética, em que foi utilizado o filtro de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), que é formada pela combinação dos gradientes horizontal e vertical da anomalia magnética (BLAKELY, 1996).

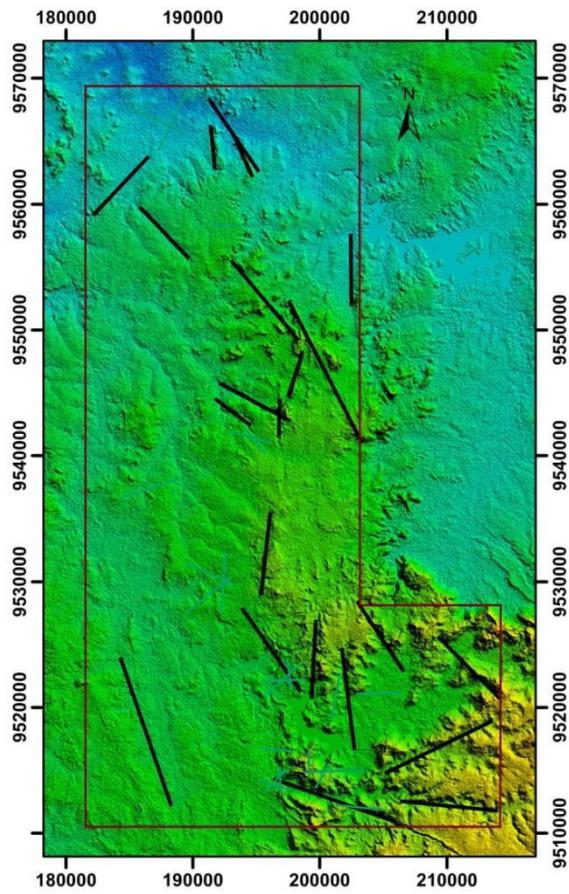
Figura5. 1 Imagem Amplitude do Sinal Analíticos e lineamentos magnéticos.



Fonte: Nilo Costa Pedrosa Jr (2018), Geofísico-CPRM.

Através de modelos digitais de elevação (SRTM) realizou-se processamento e foram extraídos lineamentos morfotectônicos visualmente interpretados (Fig 5.2).

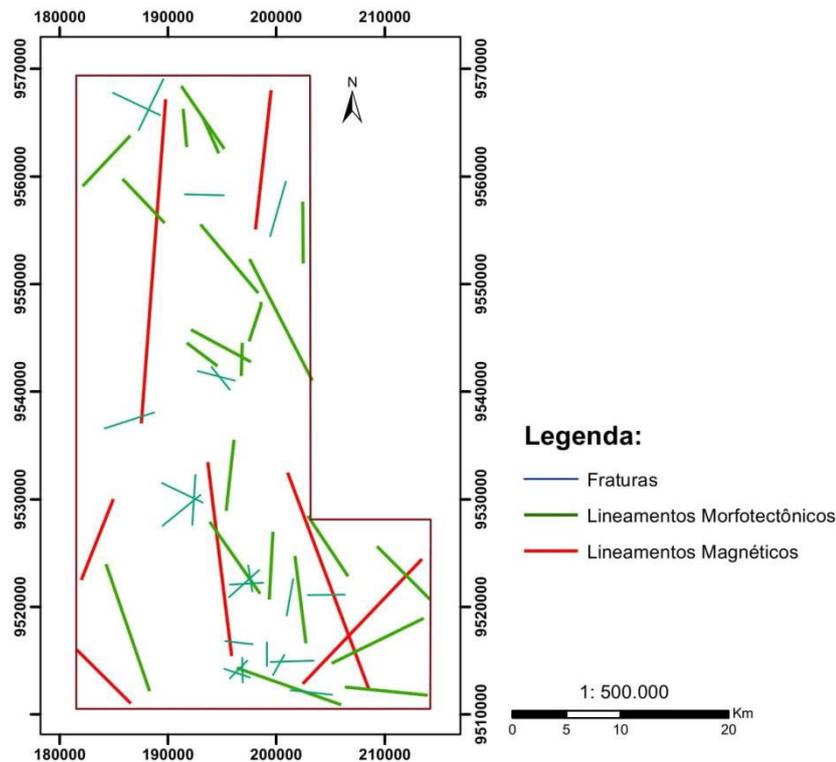
Figura5. 2 Imagem SRTM e lineamentos morfotectônicos.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Fraturas mapeadas na área de estudo foram representadas em um mapa estrutural, juntamente com lineamentos magnéticos e morfotectônico (Fig 5.3).

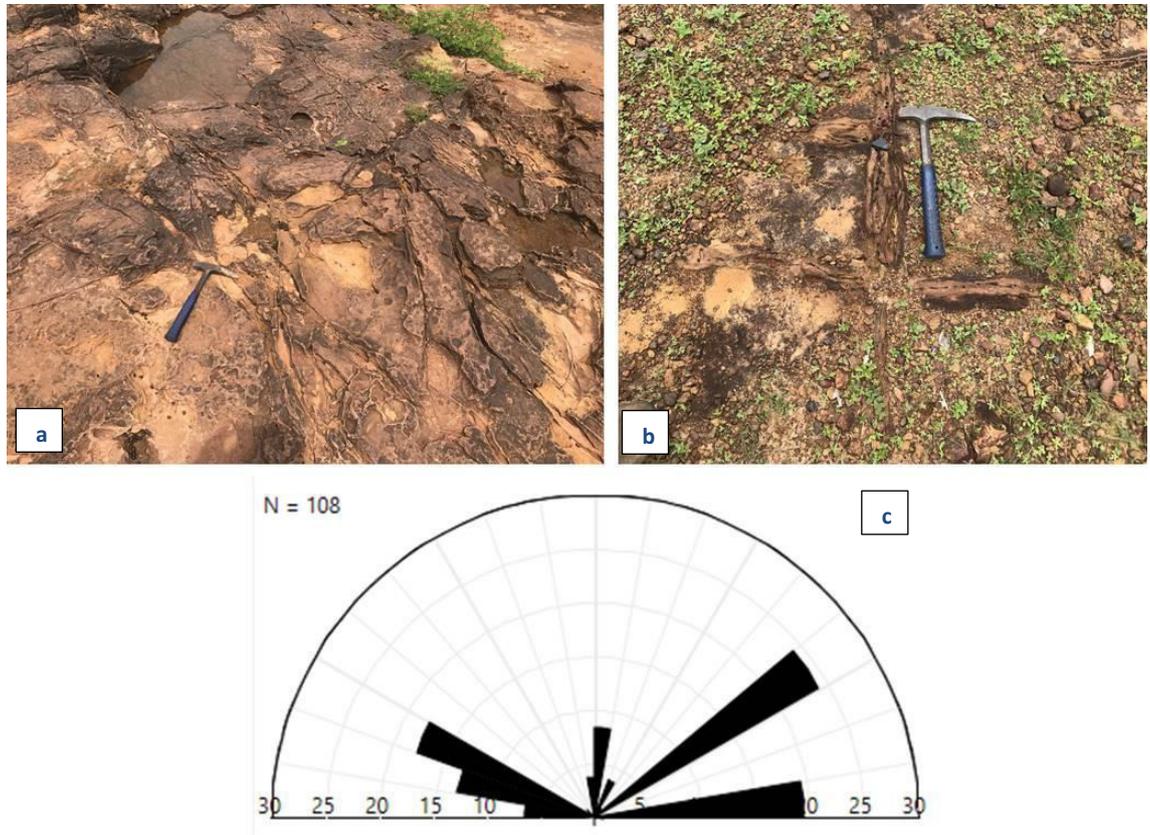
Figura 5. 3 Mapa estrutural com fraturas, lineamentos morfotectônicos e magnéticos.



Fonte: Elaborado pelos autores.

As fraturas são comuns nos arenitos da Formação Cabeças. São, em geral, sistemáticas, formando famílias de até 17 fraturas com espaçamentos relativamente pequenos, sub-verticalizadas, seguindo quatro direções preferenciais: E, NE, N e NW, como demonstrado no diagrama de roseta (Fig 5.4-c). A família de fratura mais presente, representando quase 25% do total de medidas, é na direção nordeste, provavelmente, devido à influência do Lineamento Sobral- Pedro II. Outras duas direções preferenciais, somando aproximadamente 20% cada uma, são E e NW, esta última sendo provavelmente reflexo do Lineamento Picos-Santa Inês. Tais estruturas não apresentam nenhuma evidência de descolamento relativo sendo preenchidas, em sua maioria, por óxido/hidróxido de ferro. (Fig 5.4-b)

Figura 5. 4 Representação de arenitos fraturados na área em estudo. (a) Arenito fraturado sem preenchimento e laterizado (b) Fraturas ortogonais em arenitos, preenchido por óxidos-hidróxidos de ferro. (c) Diagrama de roseta com direções preferenciais de fraturas.



Fonte: Elaborado pelos autores.

5.2 Estruturas Atectônicas

As estruturas atectônicas representam importantes feições na área de estudo, principalmente nos arenitos da Fm. Cabeças, mas também nos diabásios da Fm. Sardinha, sendo representadas por estruturas formadas sem participação de esforços de origem tectônica.

Nos arenitos são representadas por estruturas S_0 , correspondendo ao acamamento sedimentar, e marcas de onda. O S_0 é plano-paralelo, sem estratificação cruzada, não sendo possível observar uma direção preferencial de fluxo deposicional (Fig 5.5-a). As marcas de onda são assimétricas, de comprimento de onda centimétrico, caracterizando um ambiente de planície de maré (Fig 5.5-b).

Localmente foi encontrada também uma dobra normal plano-cilíndrica, antiformal, com plano axial normal de direção 55° e eixo sub-horizontal, composta por uma intercalação de arenito e siltito, provavelmente ligada a estrutura de *slump*.

Tais estruturas tem sido interpretadas como resultado de deformação de sedimentos inconsolidados, formadas quando sedimentos liquefeitos deslizam sobre um declive/encosta (ELLIOT; WILLIAMS, 1988). A dobra ainda apresenta uma fratura correspondendo a um estágio posterior, já rúptil (Fig 5.5-c).

Figura 5.5 Representação de estruturas atectônicas nos arenitos da Formação Cabeças. (a) Acamamento sedimentar S0 de arenitos com intercalação de siltitos. (b) Marcas de onda em arenito. (c) Estrutura slump representado por uma dobra.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Além dessas estruturas, são encontradas também juntas colunares tanto nos arenitos como nos diabásios. Dada as suas particularidades, as estruturas colunares serão discutidas em maior detalhe abaixo.

5.2.1 Disjunções Colunares

Disjunções colunares em rochas sedimentares são raras, sendo conhecidas apenas em alguns lugares do mundo (SUMMER, 1995). Como exemplo, tem-se em

algumas bacias fanerozóicas, como na Formação Botucatu (Bacia do Paraná, Brasil), Formação Patino (Chaco Basin, Paraguai), e em Old Red Sandstone (Lanark Basin, Escócia).

Esse tipo de juntas diferem claramente de estruturas superficiais, como gretas de contração formadas durante ciclos de ressecamento e/ou congelamento (SUMMER, 1995).

Correspondem a estruturas de disjunção em forma de prismas ou colunas, desenvolvida por processos atectônicos. Ocorre comumente em rochas ígneas, sobretudo em derrames/sills/diques de rochas básicas à intermediárias, que devido à contração durante a consolidação de tais massas magmáticas produzem diáclases na forma de prismas de tendencia hexagonal. A distribuição regular das tensões, segundo direções preferenciais relacionadas ao gradiente térmico de resfriamento, contribuíram para formação de tais estruturas (WINGE, 2001).

Por outro lado, considerando que disjunções colunares em rochas ígneas geralmente são derivadas do resfriamento da rocha, o mecanismo de formação dessas estruturas em rochas sedimentares tem sido inferido à influência do magmatismo, cujos sedimentos, uma vez aquecidos, apresentam no processo de resfriamento, ocorrendo fraturamento semelhante ao das rochas ígneas (SUMMER, 1995). Assim, dentre as formas poligonais que se aproximam da geometria circular ideal de equidistancia do plano, acredita-se que a forma hexagonal é a mais estável e a mais capaz de acomodar apropriadamente tensões vizinhas (GRABAU, 1960).

No caso da Bacia do Parnaíba, as rochas sedimentares de idade paleozóica foram intrudidas por um magmatismo básico, que teria sido a fonte de calor para formação de suas disjunções. Tal magmatismo ocorreu em dois eventos: o primeiro durante o Triássico, representado pela Formação Mosquito, e o último durante o Cretáceo, representado pela Formação Sardinha. Na borda leste da bacia verifica-se a predominância de rochas da Fm. Sardinha em que sills de diabásio se alojam nos arenitos devonianos da Fm. Cabeças. O resultado é o efeito térmico de tais intrusões ígneas sobre as rochas sedimentares. O transporte de calor, causado pela influência de soleira de diabásio em uma sequência sedimentar, ocorre através do efeito chaminé, em que o fluxo térmico é ascendente (FERNANDES, 2001). Nesse caso, são esperadas maiores mudanças texturais e mineralógicas nas porções mais

próximas às intrusões. Intrusões ígneas em materiais inconsolidados podem resultar em descolamento, assimilação e transferência de material da rocha encaixante. Exemplos de intrusões rasas exibem um amplo espectro de feições de zonas de contato metamórfico: de fusão/recristalização à zonas de baixo grau metamórfico. Entretanto, são encontrados também em zonas de contato com baixo grau metamórfico, apresentando disjunções colunares, resultado de processos intrusivos rasos (SUMMER, 1993).

Isso ocorre na área mapeada, em que alguns afloramentos de arenitos de corte de estrada exibem estruturas colunares no contato com os diabásios, que se encontram em grande parte intemperizados (Fig 5.6).

Figura 5.6 Afloramento em corte de estrada que exhibe arenito com estruturas colunares, apresentando-se domeado por sill de diabásio. Em figura (b), esquema elaborado pelos autores, no qual sill de diabásio alterado está representado em verde; blocos de diabásio com esfoliação esferoidal em cinza-escuro; arenitos colunares em laranja.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Tais estruturas dão-se em prismas hexagonais ora verticais, ora oblíquos, de comprimento centimétrico a decimétrico, de raio até 5cm (Fig 5.7). Extendem-se lateralmente por cerca de 30m, por vezes cobertos por fragmentos de rocha alterada.

Figura5. 7 Arenito exibindo estruturas colunares poligonais. (a) Disjunções colunares com dimensões decimétricas. (b) Detalhe de estruturas colunares com dimensões centimétricas.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Estruturas colunares semelhantes são observadas em uma mega exposição de diabásio em uma pedreira de britas (Pedreira Ramos), no município de Piracuruca, reforçando os argumentos da influência térmica do diabásio na formação dessas estruturas junto às rochas sedimentares hospedeiras (Fig 5.8).

Figura5. 8 Estruturas colunares vistas em pedreira de diabásio, na região noroeste da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelos autores.

A descrição petrográfica foi tratada no capítulo de Geologia Local.

6. CONTRIBUIÇÃO GEOLÓGICA PARA O ESTADO DO PIAUÍ

As contribuições trazidas a partir da realização deste trabalho para o Estado da Arte para a geologia do estado do Piauí:

- i) O mapeamento de corpos básicos cretáceos em forma de sills da Formação Sardinha até então não documentados.
- ii) Mapeamento e caracterização de estruturas colunares em arenitos da Formação Cabeças, até então pouco estudados/analísados na Bacia do Parnaíba;
- iii) Mapeamento e descrição petrográfica de arenitos vulcanoclásticos até então desconhecidos na Formação Cabeças, na Bacia do Parnaíba;
- iv) Mapeamento e caracterização de importantes ocorrências de ferro de origem magmática/hidrotermal que afloram na forma de um platô com dimensões 900x600m; e em blocos rolados sustentando morrarias em uma área aproximadamente de 3.4km². Tais ocorrências de ferro são encontradas na porção sul da área de estudo, associado às rochas básicas cretáceas da Formação Sardinha, em meio as rochas devonianas sedimentares da Formação Cabeças, na porção nordeste da Bacia do Parnaíba. Sua identificação foi realizada a partir de estudos petrográficos e análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV).

7. RECURSOS MINERAIS

Os principais recursos minerais na região são restritos a uma pedreira de rochas básicas que é usada para a produção de brita e as ocorrências de ferro. A seguir será dada uma descrição detalhada das ocorrências de ferro.

7.1 Ocorrências de ferro

7.1.1 Considerações Gerais

De acordo com Junior e Takehara (2013), o ferro é uma das matérias primas mais usadas no mundo e de suma importância, visto que o aço é fundamental no desenvolvimento industrial de um país. O Brasil ocupa o 5º lugar entre os países com maiores quantidades de minério de ferro, com 6,4% (21 bilhões de toneladas) das reservas mundiais. O minério de ferro do Brasil tem destaque no cenário mundial devido aos altos teores, variando de 60% a 67% no minério itabirítico rico em hematita e 50% a 60 % nos jaspilitos ou seus equivalentes metamórficos, como itabiritos. A isso, acrescenta-se o baixo teor de elementos deletérios, além dos aspectos relacionados à exploração, sendo as minas existentes a céu aberto de mais fácil extração. O Brasil, portanto, se tornou um dos líderes na produção de ferro nas últimas décadas, representando cerca de 20% da produção mundial. O minério de ferro tem uma importância econômica muito grande na balança comercial, por isso é o metal explorado mais importante em nosso país (DNPM, 2008). Os principais estados brasileiros detentores de reservas de minério de ferro são: Minas Gerais (72,5% das reservas e teor médio de 46,3% de Fe), Mato Grosso do Sul (13,1% e teor médio de 55,3%) e Pará (10,7% e teor médio de 64,8%) e outros estados (1,2%).

Os depósitos de ferro podem ser classificados em cinco categorias de acordo com a composição, período de formação e ambiente geológico, assim identificados: depósitos sedimentares acamadados ou formações ferríferas bandadas (BIFs) (tipos Algoma, Carajás, Lago Superior e *Rapitan*), confinadas aos terrenos pré-cambrianos, indo do Arqueano ao Paleoproterozóico; depósitos relacionados à atividades magmáticas e/ou hidrotermais de diferentes idades (tipo *Kiruna* e *Lahn-Dill*); depósitos tipo *skarns*, formados por metamorfismo de contato; depósitos sedimentares do tipo *Ironstone* (tipo *Clinton-Minette*), com texturas oolíticas e pisolíticas encontrados em bacias do Fanerozóico e depósitos resultantes de alteração e acúmulo em superfície. (JUNIOR; TAKEHARA, 2013).

7.1.2. Ocorrências de Ferro da Bacia do Parnaíba

Na Bacia do Parnaíba, região que engloba a área estudada, as principais ocorrências de ferro até então conhecidas eram do tipo *ironstone*, que também ocorrem em outras bacias fanerozóicas como a do Paraná e do Amazonas. Esse tipo de depósito exhibe em geral uma mineralogia dominada por hematita em texturas oolíticas e pisolíticas e de baixo teor. Nessa região, tais depósitos são compostos predominantemente por oxi-hidróxidos de ferro, de textura oolítica e não oolítica, que ocorrem intercalados com arenitos e siltitos da Formação Pimenteiras de idade devoniana (AMARO *et al.*, 2012). Suas melhores exposições tem sido encontradas na região central do estado do Tocantins, entre as cidades de Paraíso do Norte e Guaraí (RIBEIRO; DARDENE, 1978), assemelhando-se aos depósitos do tipo *Minette e Clinton*.

Recentemente, foram observados alguns depósitos ferríferos no norte do estado do Tocantins (AMARO *et al.*, 2012), também associado à Formação Pimenteiras, entre Xambioá e Vanderlândia, e entre Colinas do Tocantins e Couto Magalhães, marcando a borda ocidental da Bacia do Parnaíba. Esses *ironstones* formam camadas tabulares decimétricas e descontínuas. Dois litofácies são identificados: um com textura oolítica e o outro sem textura oolítica. O primeiro, composto de hematita e goethita, tem sua história de deposição associada à um ambiente de águas rasas e agitadas, enquanto que o segundo litofácies, não oolítico, teria transcorrido em águas mais profundas e calmas, e são mais pobres em oxi-hidróxido de ferro. Amaro *et al.* (2012) ainda concluíram que os *ironstones* de textura oolítica contém menores quantidades de material terrígeno (quartzo) e mais enriquecidos em V, Sr, Zr e Σ ETR.

Todavia, importantes ocorrências de ferro compostas predominantemente de magnetita maciça, de granulação fina, associadas direta e indiretamente, com o magmatismo básico do Cretáceo, representado pela Formação Sardinha foram identificadas recentemente, capeando e/ou recortando arenitos da Formação Cabeças, na borda leste da Bacia do Parnaíba, na região de Piri-piri e adjacências, Piauí, nas imediações do Lineamento Sobral-Pedro II. Ocorrências menores de hematita também foram encontradas junto a arenitos da Formação Cabeças.

7.1.2.1 Características Geológicas, Petrográficas, Texturais e Composicionais dessas Ocorrências

As ocorrências apresentam-se sob três formas : i) corpos grosseiramente tabulares, de aspecto fragmentário, ii) disseminada junto a porções alteradas do diabásio denominadas informalmente neste trabalho de pele de onça , e iii) ocorrência de ferro em arenitos. As duas primeiras ocorrem associadas aos diabásios da Formação Sardinha, de idade cretácea, enquanto a última está relacionada com os arenitos devonianos da Fm. Cabeças.

7.1.2.1.1 Ocorrências de Ferro Tabulares

Estas ocorrências configuram-se em forma de platô, com 900x600m de dimensão, variando em poucos metros de espessura (Fig 7.1-a,b). São marcadas por fragmentos de 2 a 25 centimétricos de magnetita maciça, angulosos a subarredondados de granulação fina, envolvidos por uma matriz mais fina, composta por oxi e hidróxidos de ferro, cujo conjunto se assemelha a brechas vulcânicas autoclásticas pouco transportadas e fortemente limonitizadas (Fig7.1-c,d).

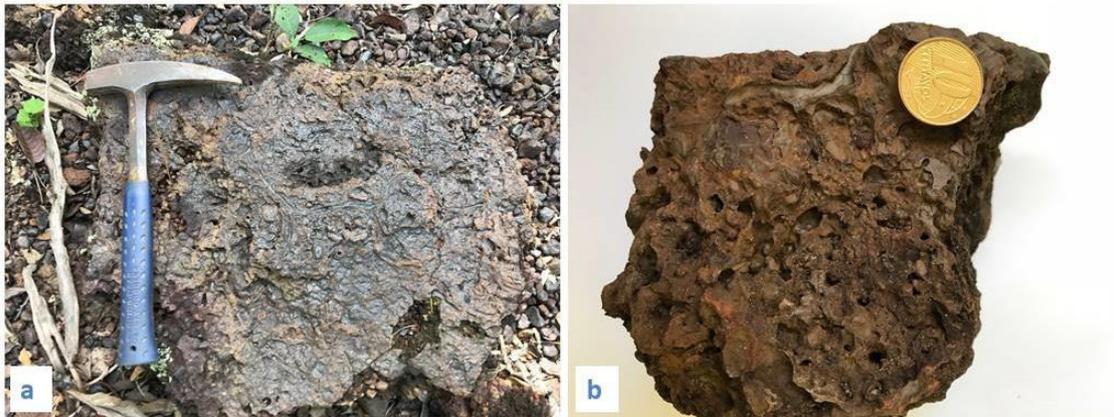
Figura7. 1 Aspectos Macroscópicos da ocorrência de ferro do Platô. (a,b) Arenito verticalizado sustentando as rochas do platô ferrífero. (c,d) Clasto magnetítico imerso em matriz limonítica.



Fonte: Elaborado pelos autores. Coordenadas UTM: 196336; 9513537

Na matriz limonítica é comum estruturas de fluxo e texturas de aspecto cavernoso (figura 7.2-a,b), similares à estruturas de escape de gases/voláteis encontrados em depósitos de ferro de origem magmática-hidrotermal, como no depósito de ferro El Laco, no Chile, de idade cenozóica. O platô aparece sustentado pelos arenitos da Fm. Cabeças, como mostrado na Fig 7.1-b.

Figura 7.2 Fragmentos da ocorrência de ferro dominados pela matriz com estruturas de fluxo e cavidades similares a escape de gases, esta última bem oxidada.

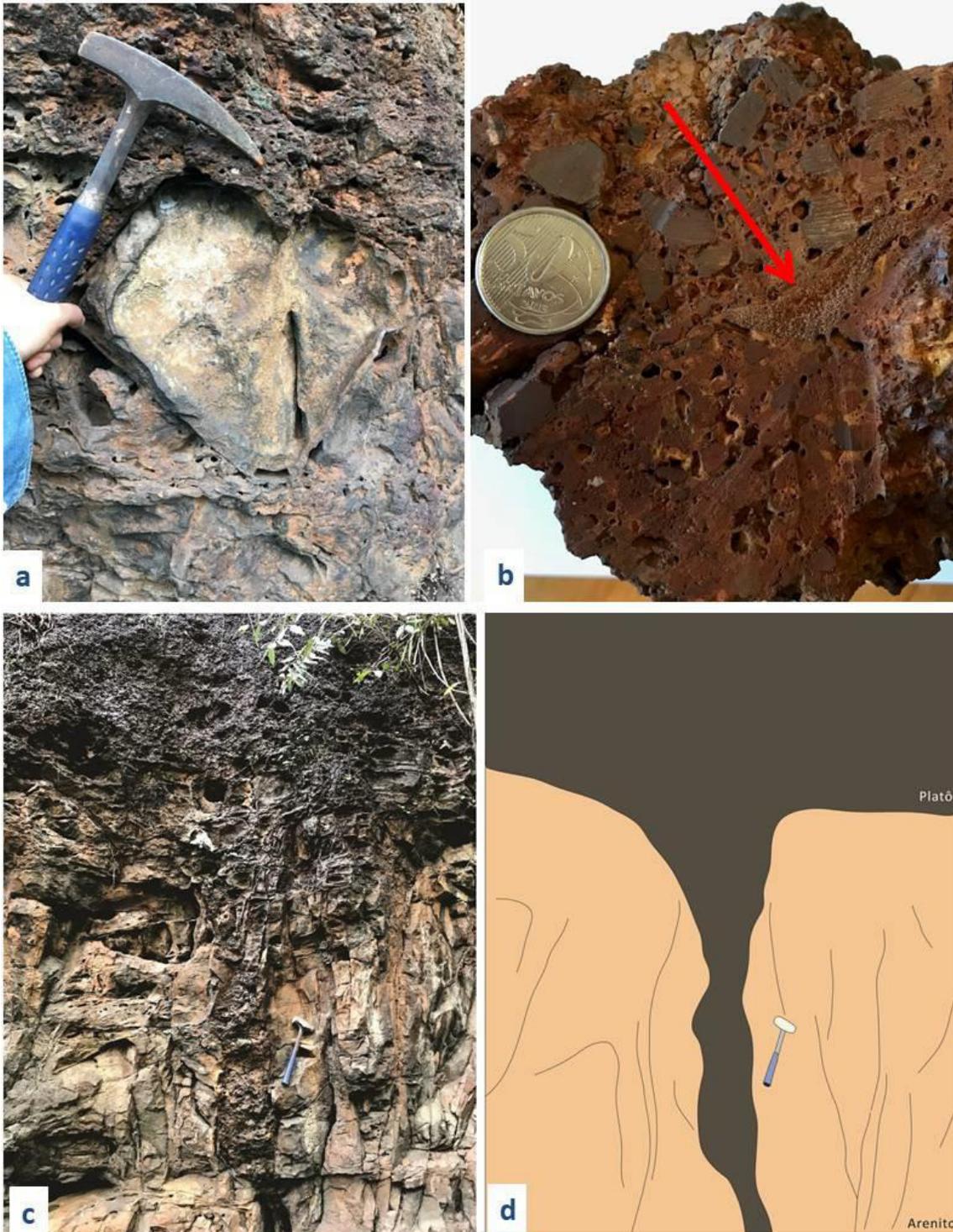


Fonte: Elaborado pelos autores.

Os arenitos apresentam-se verticalizados em algumas porções do contato, que é brusco e discordante (Fig 7.1-a). Observa-se também fragmentos decimétricos do arenito junto com a ocorrência de ferro na matriz limonítica do platô magnético (figura 7.3- a,b), evidenciando processo de fragmentação e assimilação do arenito pelo fluxo magmático, que formou o platô.

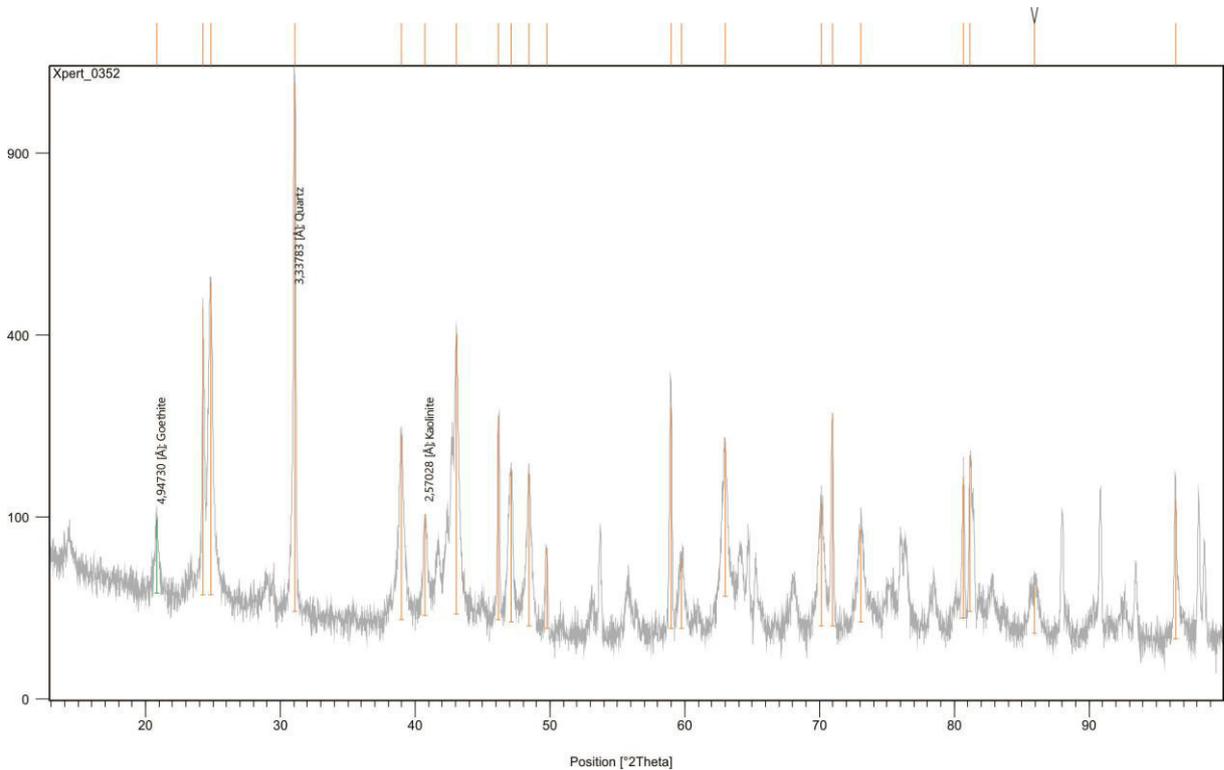
O arenito apresenta-se avermelhado/amarelado, oxidado, com fraturas sendo preenchidas por material hematítico, variando localmente de poucos centímetros a decímetros de largura. Na figura 7.3-c , é possível observar fratura vertical no arenito, sendo preenchida por material proveniente do platô, com fluxo descendente. Resultados de análises DRX indicam que a composição do material que preenche esta fratura é composta de quartzo, caulinita e goetita, como visto na figura 7.4.

Figura 7. 3 Aspectos macroscópicos do platô magnetítico e do arenito. (a,b) Fragmentos decimétricos e centimétricos de arenitos na matriz limonítica do platô. (c) Material do platô ferrífero preenchendo fratura no arenito, visto em afloramento. (d) Perfil esquemático elaborado pelos autores, em que arenito é representado pela cor rosa claro, e ocorrência de ferro do platô em cinza escuro.



Fonte: Elaborado pelos autores.

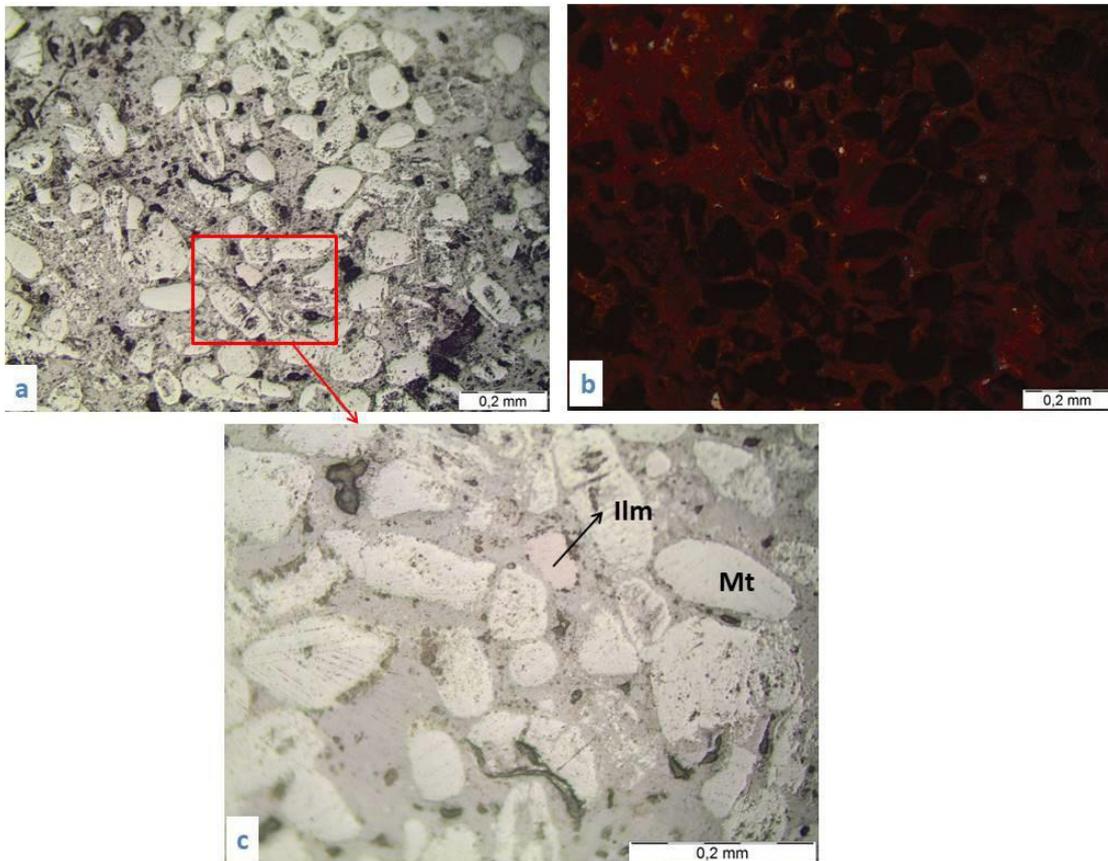
Figura 7. 4 Resultados DRX de laterita que preenche fratura no arenito subjacente ao platô magnetítico, com picos de goetita, quartzo e caulinita.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Em estudo microscópico de seções polidas (Fig 7.5-a), observou-se que os clastos do platô são compostos por agregados de cristais subédricos de magnetita, Ti-magnetita e em menor proporção ilmenita, envolvidos por material cinza limonítico (Fig 7.5-b). Os cristais de óxidos de ferro e/ou titânio de tamanho entre 0,1 e 0,2mm, exibem normalmente faces suaves ou abauladas sugestiva de desgaste induzido por fluidos ou líquidos termais por ocasião da sua formação (Fig 7.5-c). Aparentemente, os cristais não apresentam orientação o que pode sugerir também um fluxo turbulento. Alguns cristais ainda apresentam traços ou inclusões da matriz limonítica em seu interior.

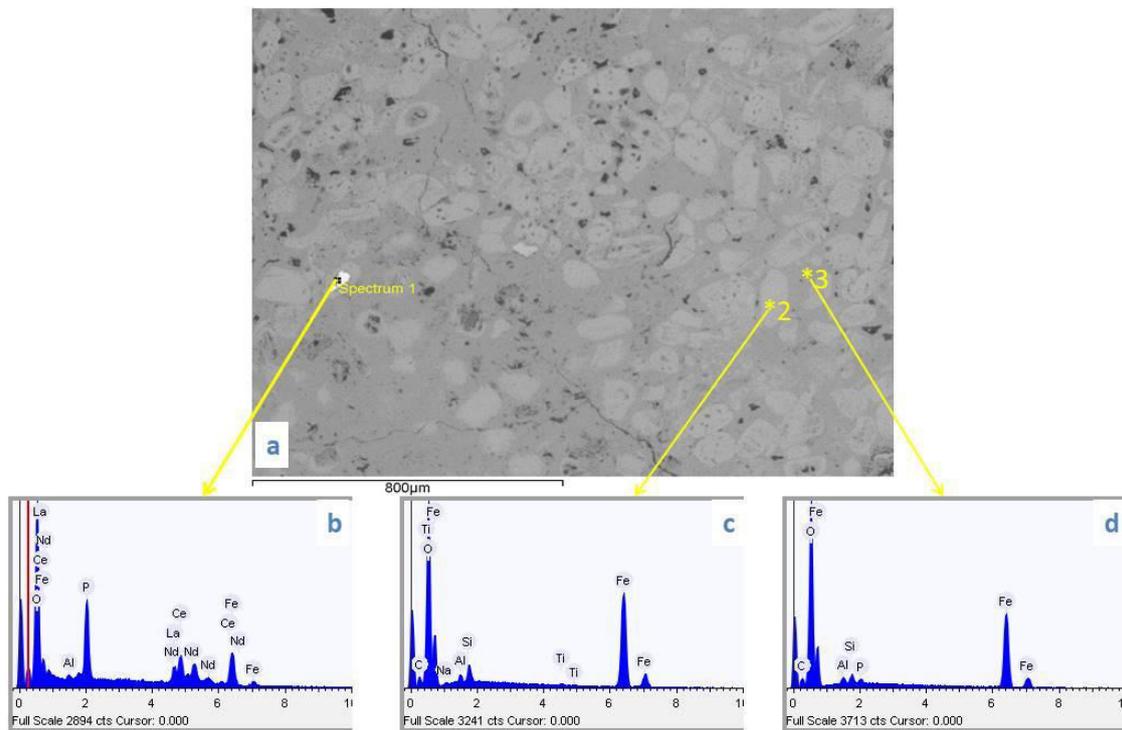
Figura 7. 5 Fotomicrografias de seção polida de clastos do platô. (a) Cristais de magnetita e/ou titanomagnetita exibindo formas abauladas em uma matriz limonitizada e (b) Matriz limonitizada em nicóis cruzados. (c) Zoom de microfotografia 7.5-a, com enfoque para cristal de ilmenita e ti-magnetita e cristais com traços/inclusões de matriz limonítica em seu interior.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Em análise MEV/EDS (Fig7.6) identificou-se cristal de monazita, evidenciado em Fig7.6-b, em que se nota picos de Ce, P, Fe, La e Nd, o que sugere contaminação crustal. Os espectros 2 e 3 evidenciam cristal de titanomagnetita e matriz limonítica, respectivamente. O cristal de ti-magnetita mostra predominância de Fe (Fig7.6-c), e, matriz limonítica formada em sua maioria por Fe, seguido de P, Al e Si (Fig7.6-d).

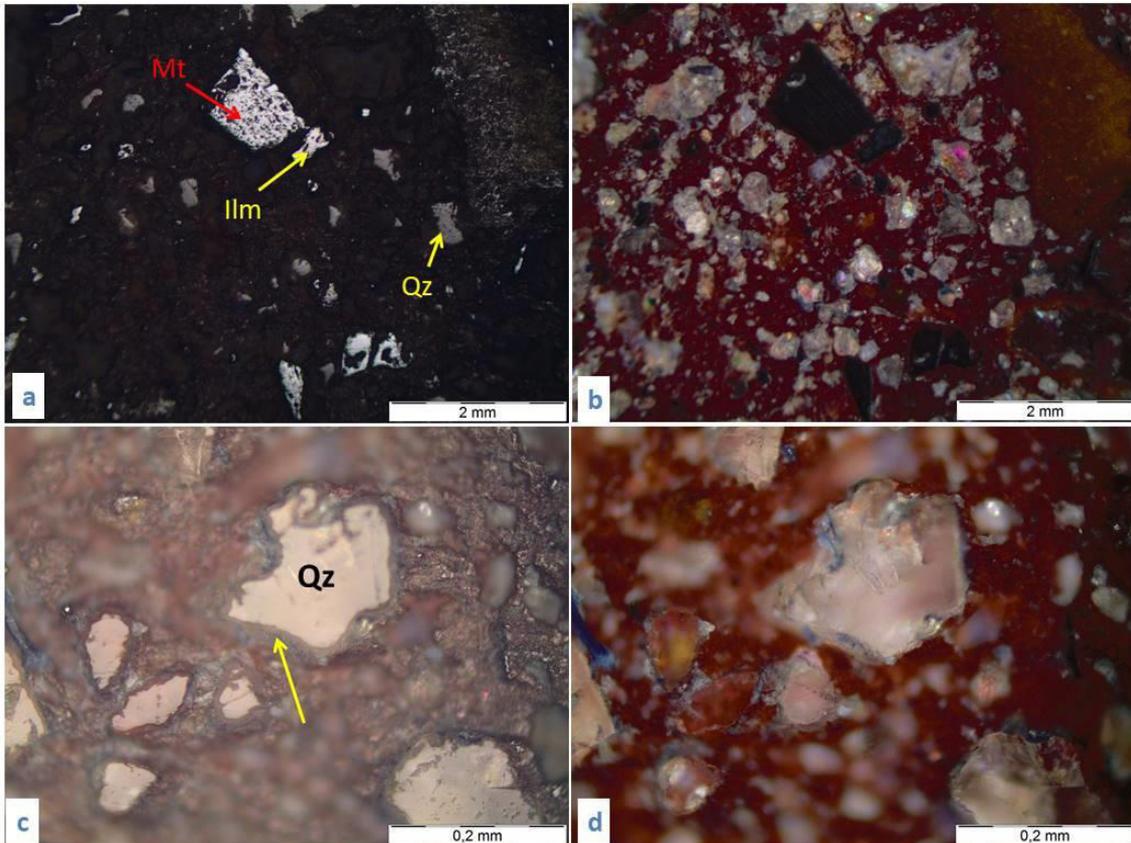
Figura7. 6 Análise MED/EDS em clasto de magnetita do platô. (a) Imagem MEV exibindo cristais de ti-magnetita meio a matriz limonítica. (b) Espectro EDS de cristal de monazita. (c) Espectro EDS de cristal de magnetita. (d) Espectro EDS de matriz limonítica.



Fonte: Elaborado pelos autores.

A matriz do platô é formada principalmente por cristais de quartzo, em menores quantidades cristais de magnetita e ilmenita, imersos em uma matriz limonítica (Fig 7.7-a,b). Os cristais de quartzo apresentam-se subangulosos e com bordas de reação(Fig7.7-c,d).

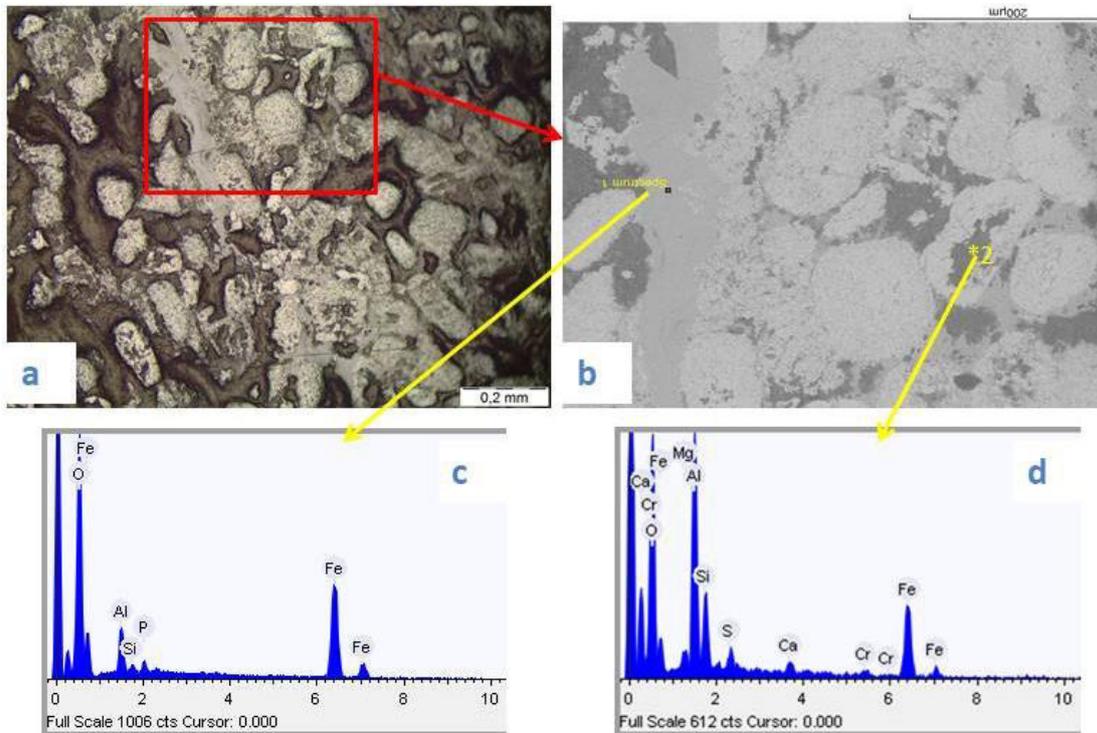
Figura 7. 7 Fotomicrografias de seção polida referentes a matriz do platô. (a) Cristais de quartzo, magnetita e ilmenita meio a matriz limonítica, em nicos descruzados. (b) Figura anterior em nicos cruzados, evidenciando cristais de quartzo de coloração clara, óxidos escuros e matriz em vermelho escuro. (c) Cristal de quartzo angular, exibindo bordas de reação indicadas por seta amarela em nicos descruzados. (d) Figura anterior em nicos cruzados.



Fonte: Elaborado pelos autores.

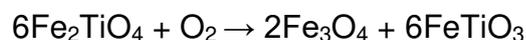
Uma segunda geração de magnetita ocorre sob forma anédrica, apresentando-se como sobrecrescimento em torno de núcleo silicático (Fig7.8-a,b). Em análise MEV/EDS este núcleo apresenta altos valores nos elementos Fe, Al e Si, e, em menor quantidade S, Mg, Ca e Cr, sugestivo de tratar-se de clinopiroxênio alterado (Fig7.8-d). Microvênulas irregulares de goetita ou limonita, cor cinza, interceptando todo o conjunto mineral (cristais e matriz) estão também presentes. Estas vênulas são enriquecidas em Fe, Al, P e Si (Fig7.8-c). A presença de P evidencia contaminação crustal.

Figura 7. 8 Fotomicrografias e análises MEV/EDS de matriz do platô. (a) Cristais de magnetita subédricos com faces abauladas, bem como, cristais de magnetita anédricos, resultado de sobrecrecimento de silicatos. (b) Imagem em MEV da área destacada em vermelho. (c) Spectrum EDS das microvênulas irregulares cinza. (d) Espectro EDS de núcleo silicático.



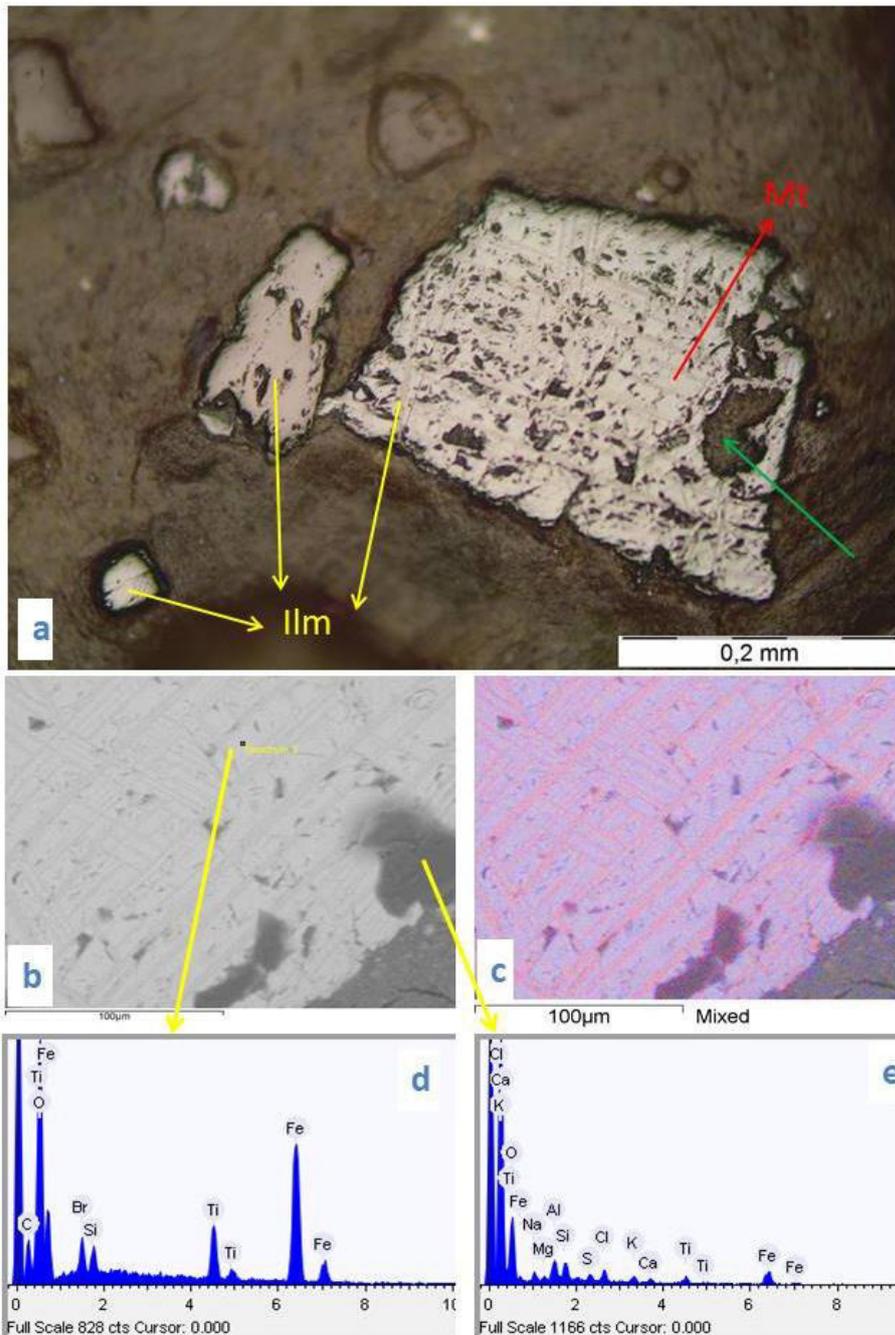
Fonte: Elaborado pelos autores.

Alguns dos cristais de magnetita da matriz exibem inclusões de composição silicática, identificado na figura 7.9-a pela seta verde. Em análise MEV/EDS, esta inclusão mostrou composição de Fe, Si, Al e Ti, e menores quantidades S, Na, Ca, K, Mg (Fig7.9-e). Os cristais apresentam também lamelas de oxi-exsolução de ilmenita, que se organizam segundo os planos cristalográficos (111) da magnetita, conhecidas como lamelas em treliça, descritas por Haggerty (1991), como mostrado na Fig 7.9-a. A formação dos intercrescimentos de magnetita e ilmenita é atribuída a processos de oxidação-exsolução da titanomagnetita. Segundo Buddington e Lindsley (1964), essa transformação ocorre a temperaturas (T) inferiores a 620°C, caracterizando uma reação no estágio subsolidus. Porém, Haggerty (1976) considera que ela possa ser iniciada ainda no estágio magmático. De qualquer modo, a reação envolvida seria:



Em análise MEV/EDS pôde ser evidenciado picos de Fe e Ti em grão de Ti-magnetita (Fig7.9-d), em que mapeamento químico do titânio mostra que este elemento concentra-se nas lamelas de exsolução (Fig 7.9-c).

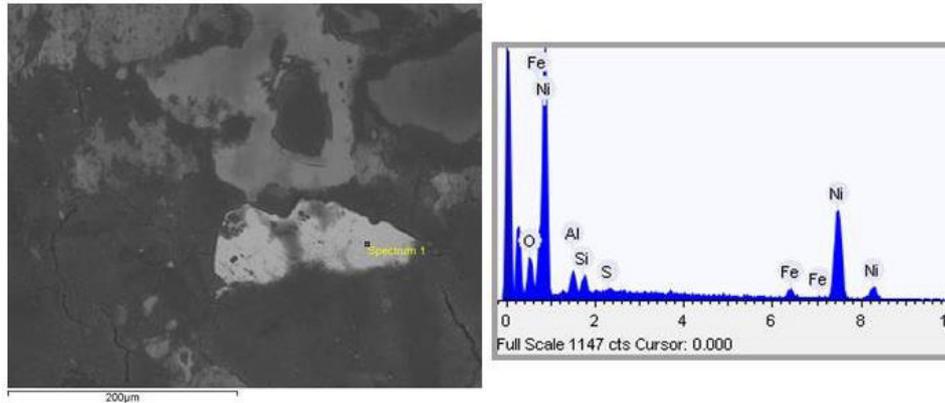
Figura 7. 9 Fotomicrografias e análises de MEV/EDS de seção polida da matriz do platô magnetítico. (a) Fotomicrografia de cristal de titano-magnetita com inclusões silicáticas (seta verde) e lamelas de exsolução; Cristal de ilmenita. (b) Imagem MEV do cristal de titano-magnetita. (c) Mapa químico obtido por sistema de análise EDS com Ti em vermelho e Fe em azul. (d) Espectro EDS de ti-magnetita. (e) Espectro EDS de inclusão silicática.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Traços de sulfeto de níquel alterado meio à matriz limonítica são também encontrados o que sugere uma contribuição magmática. A figura 7.10-a exibe um dos grãos de sulfeto de níquel, com bordas irregulares corroídas, cujo espectro EDS é observado na figura 7.10-b, exibindo picos de Fe e Ni.

Figura7. 10 Sulfeto de níquel. (a) Imagem MEV de grão subédrico. (b) Espectro EDS.



Fonte: Elaborado pelos autores.

7.1.2.1.2 Ocorrência de Ferro Pele-de-onça

Este tipo de ocorrência foi encontrada no topo de três serrotes mapeados na área de estudo, ocupando uma área aproximada de 3.4km², chamado de “pele de onça” pelos autores. É encontrada em forma de blocos rolados centimétricos/decimétricos angulosos (Fig 7.11-a,b), com granulação média, poroso, com alta densidade, por vezes de aspecto cavernoso e fortemente magnético. Apresenta-se com aspecto mosqueado, com manchas circulares milimétricas, variando de coloração cinza escuro a amarelo claro em meio a uma matriz de cor amarronzada/avermelhada, daí sua denominação informal (Fig7.11-c,d).

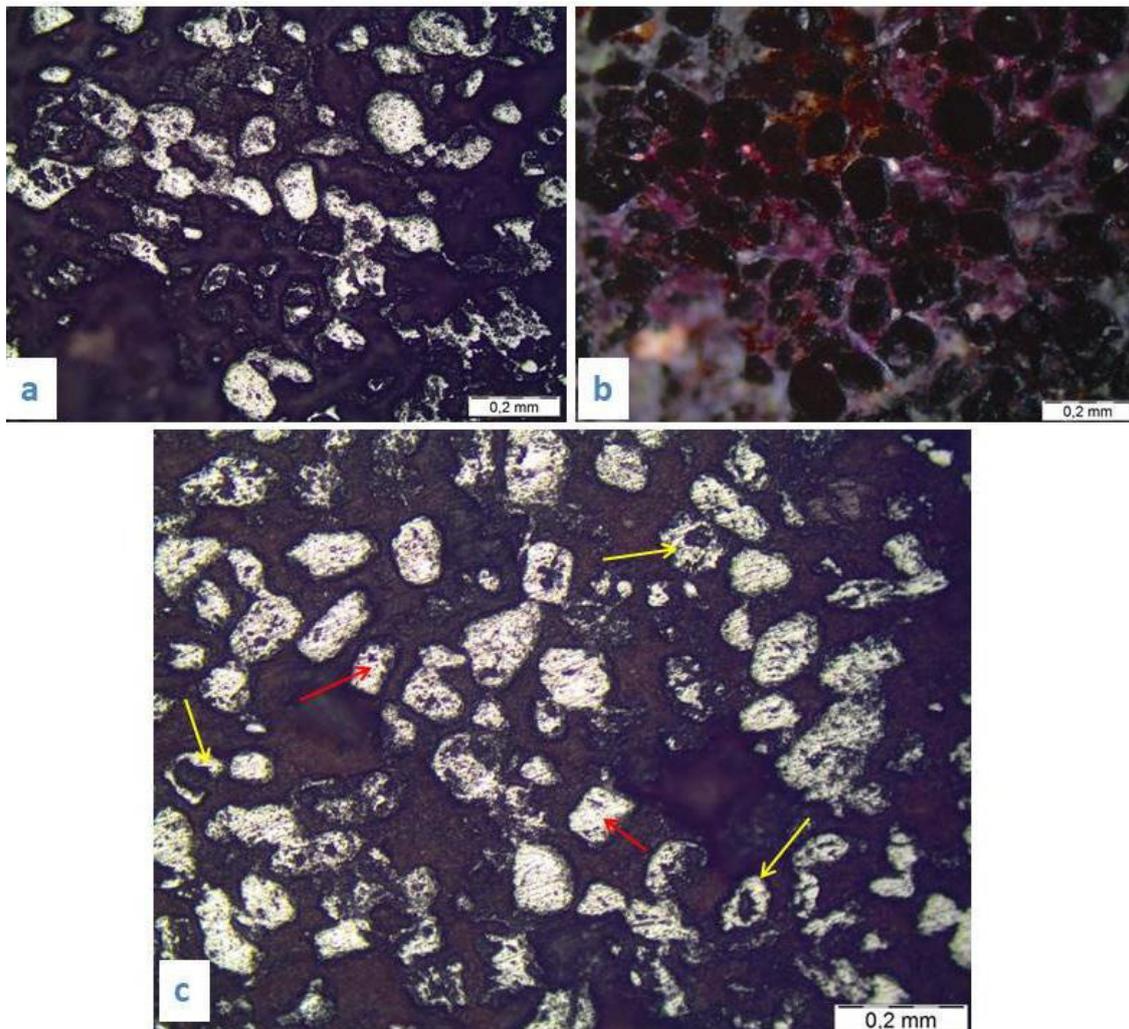
Figura7. 11 Ocorrência de ferro pele-de-onça em afloramento e em amostra de mão. (a) Afloramento em forma de blocos rolados. (b) Amostra de mão de matriz avermelhada e forte magnetismo. (c) Amostra de mão evidenciando aspecto mosqueado. (d) Amostra de mão evidenciando aspecto cavernoso.



Fonte: Elaborado pelos autores. Coordenadas UTM: 199122; 9512253.

Em seção polida, a ocorrência pele-de-onça exibe aspecto poroso, composto essencialmente por magnetita (~40%) e material silicático (~60%) (Fig7.12-a.b). Apresenta em geral duas gerações de magnetita: a primeira, em forma de cristais subédricos, é envolvida por uma matriz silicática bem oxidada, e a segunda sob forma de cristais anédricos, secundários, de formato circular e/ou ovalado, desenvolve-se em torno um núcleo silicático, o que sugere um sobrecrecimento tardio em torno deste núcleo silicático (Fig 7.12-c). Não foi observado grãos de ilmenita e Ti-magnetita e nem texturas de exsolução, o que sugere que se trata de uma ocorrência de ferro pobre em titânio.

Figura7. 12 Fotomicrografias da ocorrência pele-de-onça em seção polida. (a,b) Cristais subédricos de magnetita em meio a matriz silicática em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (c) Cristais de magnetita subédricos, indicados por setas vermelhas; Cristais circulares de magnetita com interior silicático, indicados por setas amarelas.

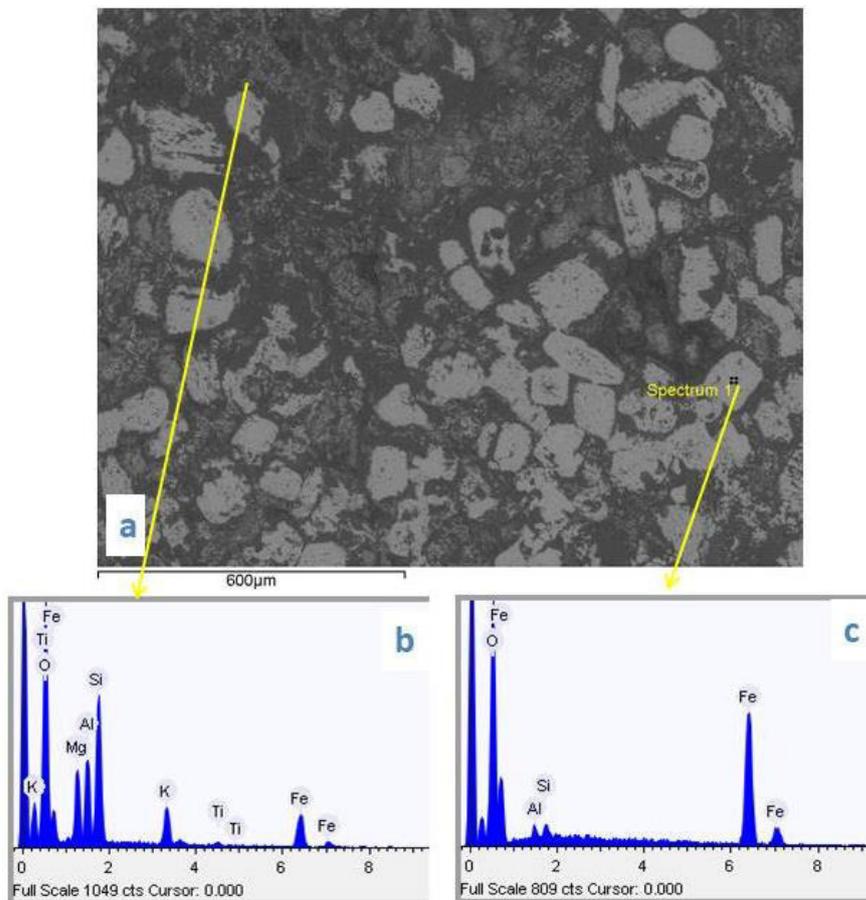


Fonte: Elaborado pelos autores.

Análises MEV (Fig7.13-a) de algumas seções polidas revelaram que os cristais de magnetita euédrica apresentam composição rica em Fe e quantidades

traços de Si e Al (Fig. 7.13-c), enquanto o material matricial mais fino exibe composição diversificada, contendo Si, Fe, Al, Mg, K e Ti característico de minerais ferromagnesianos modificados por alterações deutéricas e/ou hidrotermais (Fig. 7.13-b)

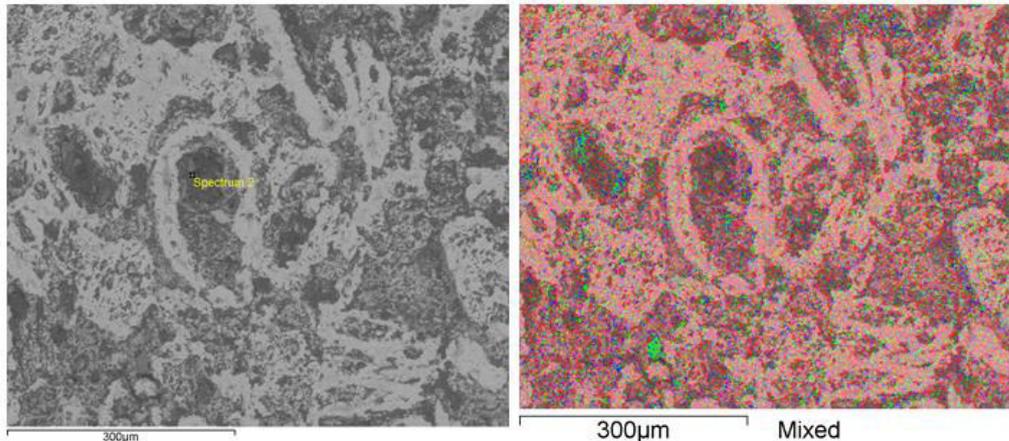
Figura 7. 13 Análise MEV/EDS do minério pele-de-onça. (a) Imagem MEV com cristais de magnetita subédricos à euédricos. (b) Espectro EDS de material matricial mais fino. (c) Espectro EDS de cristal euédrico de magnetita.



Fonte: Elaborado pelos autores.

A figura 7.14 mostra a distribuição dos elementos químicos junto aos óxidos e silicatos obtida por meio de análises EDS. A concentração do Fe é representada por pontos vermelhos. Em menor quantidade, no interior e interstícios dos grãos, distribuem-se Al (azul) e Si (verde).

Figura7. 14 Mapa químico obtido por sistema de análises EDS, exibindo distribuição do elemento Fe representado por pontos vermelhos, Al pontos azuis, e Si pontos verdes.



Fonte: Elaborado pelos autores.

7.1.2.1.3 Ocorrência de Ferro em Arenitos

Na área de estudo foram encontrados dois tipos de arenitos ferruginosos com alta proporção de óxidos/hidróxidos de ferro. Um deles é associado aos serrotes/ocorrência de ferro pele-de-onça, e o outro, encontrado intercalado com arenitos inalterados da Fm. Cabeças.

O arenito ou arenito microconglomerático, encontrado ao longo dos serrotes sustentados por rochas básicas, apresenta-se em forma de blocos rolados centimétricos composto basicamente por arcabouço formado por fragmentos milimétricos de quartzo anguloso, imersos em matriz mais fina, de coloração avermelhada escura, constituída por óxidos/hidróxidos de ferro, não magnético (Fig. 7.15-a). Em seção delgada, os cristais de quartzo angulosos variam de 0.2mm a 4.5mm com bordas irregulares, fragmentados, suportados por matriz hematítica (Fig7.15-b,c). A forma angulosa dos clastos de quartzo e sua relação textural com a matriz ferrífera rica em hematita indica que a rocha passou por processo de brechiação, acompanhado de hidrotermalismo. Isso é também notado na figura7.15-d,e em que megaclastos de quartzo fraturados encontra-se rodeado por matriz hematítica e fragmentos de cristais menores de quartzo.

Figura7. 15 Amostras de arenito ferruginoso e fotomicrografias. (a) Amostra de mão. (b) Cristais angulosos de quartzo imersos em matriz de óxidos. (c) Figura anterior em nicóis cruzados. (d) Clastos grossos de de quartzo angulosos exibindo microfraturamento. (e) Figura anterior em nicóis cruzados.

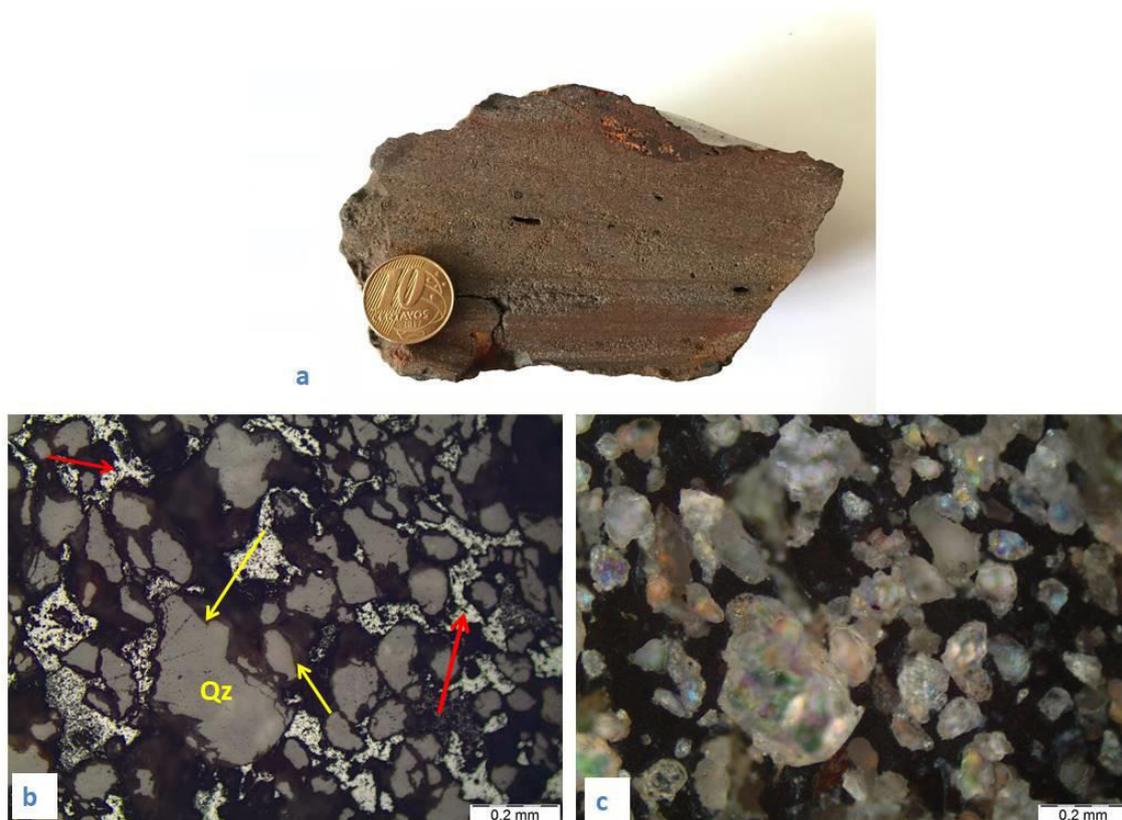


Fonte: Elaborado pelos autores.

O arenito ferruginoso, encontrado intercalado com arenitos banais da Formação Cabeças, exibe estratificação plano-paralela, preservando acamamento So, apesar de alterado (Fig7.16-a). Possui alta densidade, com granulação média e alto grau de oxidação. Em seção polida os cristais de quartzo são angulosos,

variando de 0.1mm a 1.5mm com bordas irregulares, apresentando feições de alteração/corrosão (Fig7.16-b,c). A matriz é composta por óxidos e/ou hidróxidos, hematita/limonita, e aparece preenchendo o interstício entre cristais. A configuração do arcabouço e da matriz indicam a formação decorrente de processos hidrotermais, em que possivelmente o arenito interagiu com fluido quente, rico em ferro.

Figura7. 16 Amostra de mão de arenito ferruginoso e respectivas fotomicrografias. (a) Amostra de mão com estratificação plano-paralela. (b) Cristais angulosos de quartzo apresentando bordas de reação indicadas por setas amarelas, e matriz composta por óxidos indicado por setas vermelhas. (c) Imagem anterior com os nicóis cruzados evidenciando os cristais de quartzo de coloração clara e matriz escura.



Fonte: Elaborado pelos autores.

7.1.2.2 Considerações Preliminares Sobre a Origem dessas Mineralizações

O conjunto dos dados petrográficos, mineralógicos e química mineral associados aos estilos das mineralizações sugere que as duas principais ocorrências de ferro (platô magnetítico e pele de onça) são oriundas de uma mesma fonte magmática, magmatismo básico Sardinha, mas formadas em diferentes condições de cristalização. De acordo com mapeamento geológico e análises petrográficas, foi elaborado mapa de detalhe em escala 1:35.000 em que evidencia os dois tipos de ocorrência (Anexo II).

A ocorrência de Ferro do platô, que exhibe aspecto de brechas vulcânicas autoclásticas, marcada por fragmentos angulosos a subarredondados de magnetitito fino suportados por matriz limonítica com estruturas de fluxo magmático parece ser associada a um *melt* pouco diferenciado, formado a partir de magma básico toleítico, rico em Fe-Ti-O. A mineralogia dos clastos composta essencialmente por magnetita ou Ti-magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita, cristais de ilmenita, com faces suaves ou abauladas sugestiva de desgaste induzido por fluidos ou líquidos termais, que formam a matriz limonitizada, dão suporte a essas considerações. Traços de sulfeto de níquel alterado em meio à matriz limonítica também sugere contribuição magmática para a matriz.

Assim, esta ocorrência similar a brecha autoclástica em que os clastos, essencialmente homogêneos, compostos por magnetita ou titano-magnetita e, subordinadamente, ilmenita, de granulação fina, sugere uma fonte associada a um líquido magmático ou magmático-hidrotermal rico em Fe-Ti-O que extravasou à superfície e se fragmentou durante o seu resfriamento. À medida que fluía ia incorporando a porção já cristalizada, bem como material do substrato. A presença de fragmentos do arenito encaixante na matriz do platô evidencia esse processo de assimilação pelo fluxo magmático. É provável também que este líquido magmático rico em Fe-Ti-O homogêneo seja produto de imiscibilidade do líquido magmático básico toleítico, formador dos diabásios da Fm. Sardinha. Sabe-se que a cristalização de fases silicáticas iniciais como olivina, clinopiroxênio e plagioclásio em magmas toleíticos reduzidos pode resultar em líquidos residuais enriquecidos em Fe (por exemplo, HANSKI, 1992). Isso poderia então acumular-se e injetar-se ao longo de fraturas que atingiriam à superfície, o que permite compará-los ao depósito de magnetita do *El Laco*, no Chile (NASLUND *et al.*, 2002).

A ocorrência de Fe pele-de-onça, por sua vez, encontrada sustentando o topo das morrarias, apresenta empobrecimento em Ti junto aos óxidos, logo se verificou uma diminuição da razão Ti/Fe com a diferenciação, sendo encontrado apenas magnetita martitizada, desprovida de lamelas de ilmenita ou mesmo ilmenita. Adicionalmente, os óxidos ocorrem de maneira intersticial entre os silicatos que se encontram bem alterados e que representam cerca de 60% do volume da rocha. Análises de MEV sobre esses silicatos revelaram altos teores de Si, Al, Mg e Ca, indicativo de minerais ferromagnesianos modificados por alterações deutéricas e/ou hidrotermais. Assim, essas ocorrências que aparecem em altos topográficos

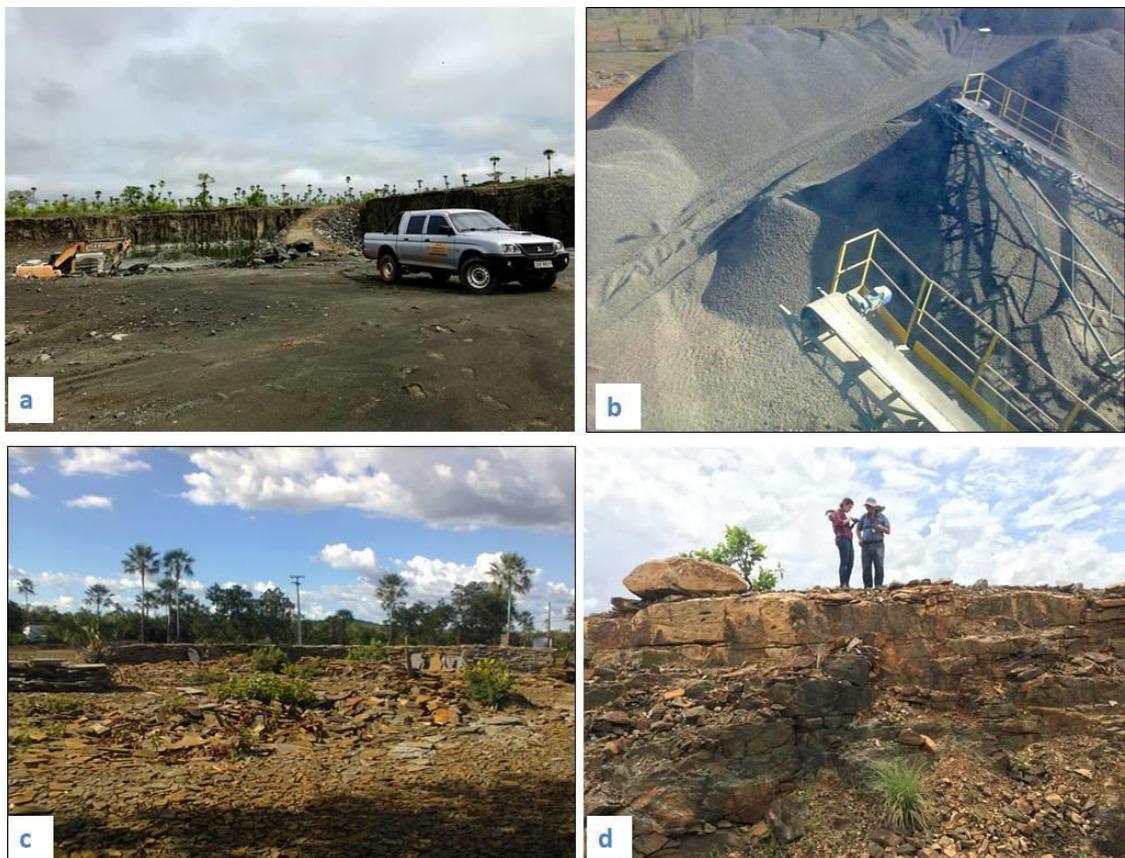
sustentando pequenos serrotes, teriam se formadas a partir de um magma básico evoluído, por processos de diferenciação magmática, em que fluidos finais ou residuais teriam se enriquecido em óxidos de ferro, formando cristais de magnetita pobre em titânio, ou seja, a razão Fe/Ti aumenta com a diferenciação. Adicionalmente, a presença de magnetita secundária, que aparece nos interstícios e em torno dos núcleos silicáticos, teriam sido produto de hidrotermalismo.

7.2 Minerais Industriais

Os minerais industriais ocorrem a noroeste da área de estudo, e resumem-se a duas pedreiras. A primeira delas, Pedreira Ramos, é sustentada por rochas básicas da Formação Sardinha, sendo explorada como brita para construção civil, e encontra-se ativa, (Fig7.17-a,b).

A segunda pedreira desenvolve-se em arenitos da Formação Cabeças, sendo usada para fins ornamentais, encontrando-se inativa (Fig7.17-c,d).

Figura7. 17 Afloramentos dos minerais industriais na área de estudo. (a) Pedreira de extração de diabáso.(b) Pilha de rocha britada. Fonte: Santos (2013). (c) Visão geral de mina inativa. Fonte: Santos (2013). (d) Frente de lavra inativa.



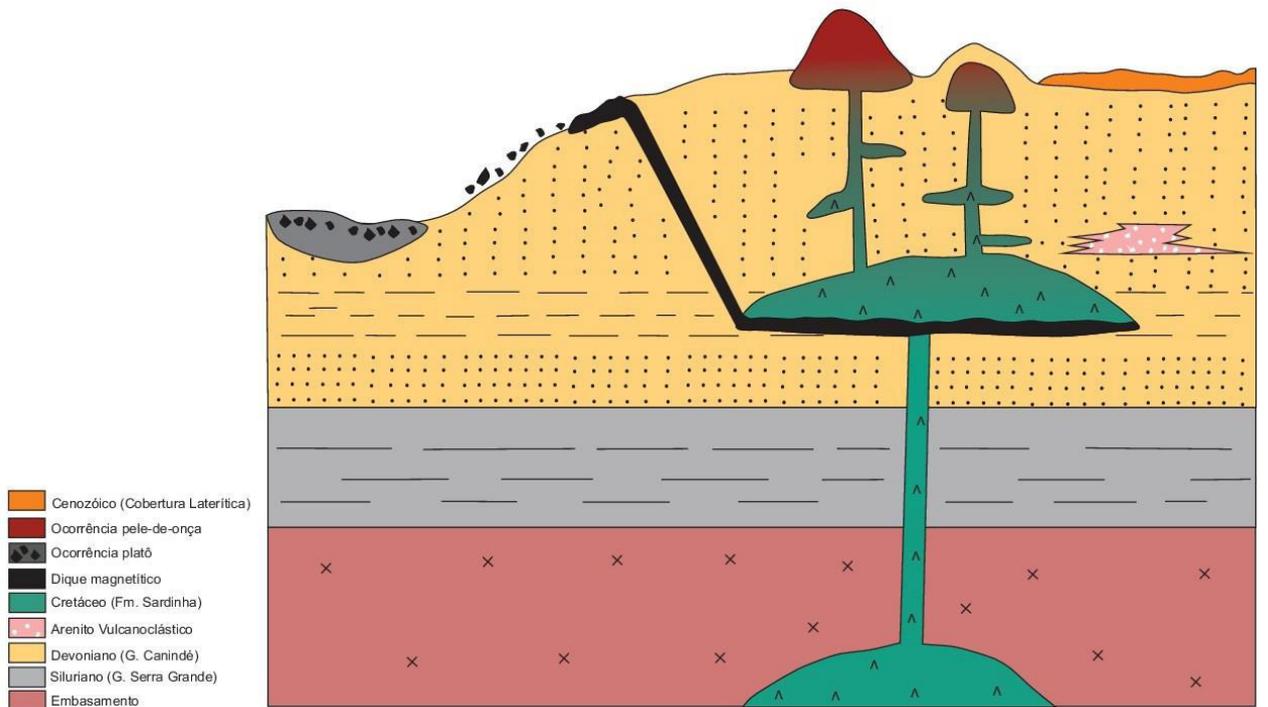
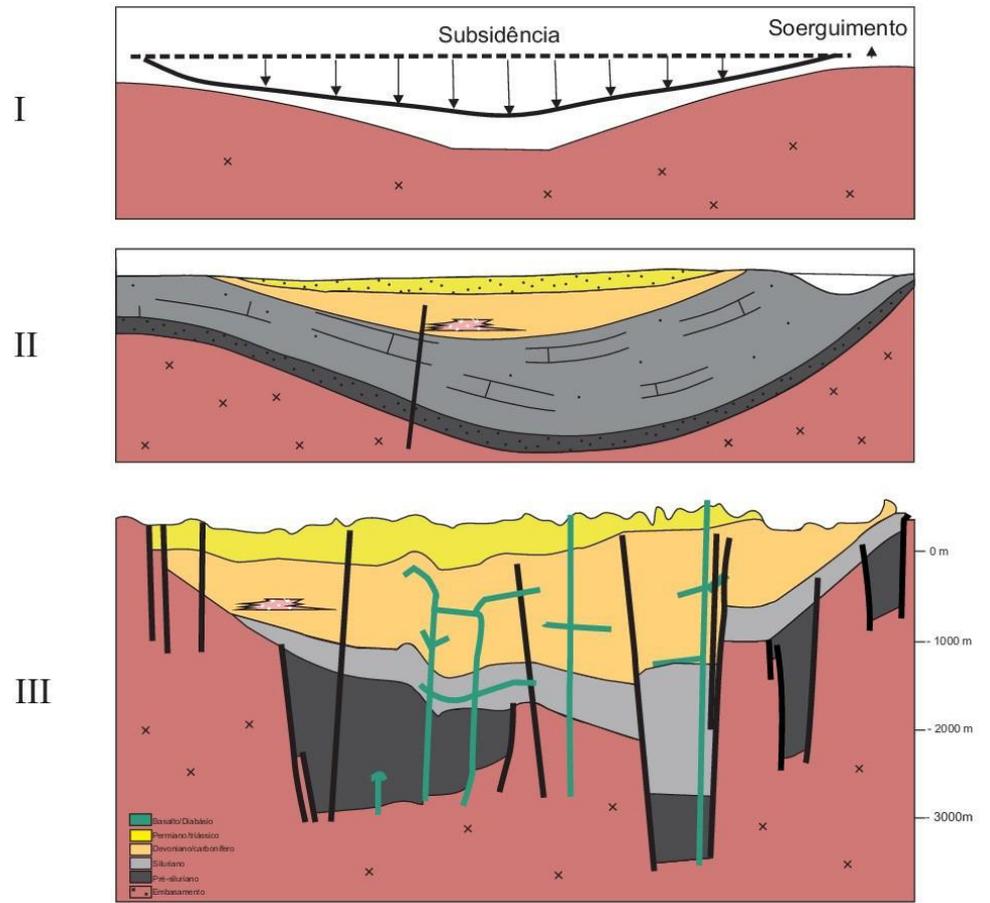
Fonte: (a,d) Elaborado pelos autores. (b,c) Santos (2013). Coordenada UTM Pedreira Ramos: 186980; 9566654.

8. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução geológica da região, aqui proposta, é ainda preliminar, pois baseia-se apenas em observações de campo, levando em conta as associações litológicas, aspectos petrográficos e as relações de contato entre as diferentes unidades que se tornaram chave para a compreensão do empilhamento litoestratigráfico, complementada com informações disponíveis na literatura.

A partir dessas observações propõem-se a seguinte história evolutiva para a região. (Fig 8.1).

Figura 8. 1 Modelo evolutivo proposto para área de estudo. I) Subsidiência crustal, dando início à formação da bacia. II) Deposição em bacia do tipo sinéclise. III) Bacia apresentando fraturamento e alojamento de diques e sills. IV) Configuração atual proposta para área de estudo.



Fonte: Figuras I,II, IV elaborado pelos autores. Figura III: Adaptado de Castro *et al.*, (2014).

Primeiramente, instalou-se a Bacia do Parnaíba durante o Paleozoico, subsequente à formação do Supercontinente Gondwana, acerca de 500Ma. Esta bacia é classificada como sinéclise interior continental que se implantou durante a estabilização da Plataforma Sul-Americana, sobre um embasamento continental, em diferentes períodos dentro do Fanerozóico. Envolve cinco sequências deposicionais: Grupo Serra Grande, Grupo Canindé, Grupo Balsas, Formação Pastos Bons, e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru, que vão do Siluriano ao Cretáceo.

Na região, predominam os arenitos do Grupo Canindé, mais precisamente, da Formação Cabeças, de idade devoniana (~415Ma), que representam a porção intermediária do mega Ciclo Transgressivo/Regressivo da bacia. Concomitante a este evento, desenvolveu-se um vulcanismo ácido explosivo, provavelmente subaquoso, senão retrabalhado e/ou redepositado em meio aquoso, representado por arenitos vulcanoclásticos que se encontram intercalados aos arenitos e siltitos da Formação Cabeças. Registro de vulcanismo ácido subaquoso de idade devoniana é encontrado na Formação *Merrions Tuff*, sudeste da Austrália (CAS, 1983).

Ao final do Mesozóico, a área é afetada por um importante magmatismo básico fissural do Eo-cretáceo, representado pela Formação Sardinha, relacionada à abertura do Oceano Atlântico Sul (~145Ma) (Vaz et al., 2007), que parece ser responsável pelas importantes ocorrências de ferro magmático/hidrotermal da região. Após o alojamento deste magmatismo, é provável que a área tenha passado por processo de soerguimento e/ou descompressão, que culminou com a exposição de rochas básicas, que sustentam pequenas elevações e que se encontram hidrotermalizadas e laterizadas.

Durante o Cenozóico, a região foi submetida a mudanças climáticas, marcadas por processos de laterização, responsáveis pela formação de significantes coberturas lateríticas, que se desenvolvem espalhadas em quase toda a área, sustentando suaves elevações.

9. CONCLUSÕES

A realização do presente trabalho possibilitou melhor entendimento dos aspectos geológicos e metalogenéticos na porção nordeste da Bacia do Parnaíba, permitindo a identificação de ocorrências de ferro de origem magmática-hidrotermal, até então desconhecidos na Bacia do Parnaíba.

Foram reconhecidas três unidades litoestratigráficas: O grupo Canindé, representado pelos arenitos de idade devoniana, pertencentes à Formação Cabeças; diabásios cretáceos, referentes à Formação Sardinha e coberturas lateríticas cenozóicas. Adicionalmente, foram identificados arenitos vulcanoclásticos em meio aos arenitos banais, evidenciando vulcanismo ácido na região concomitante à deposição devoniana, até então não registrado.

Em relação aos padrões estruturais, a região é marcada por importantes estruturas atectônicas na Formação Cabeças, como marcas de onda, dobra *slump* e estruturas colunares, que apresentam-se também em rochas básicas. A identificação dessas últimas estruturas nos arenitos da Bacia do Parnaíba apresentam grande importância, pois, além de representarem feições incomuns, ainda não haviam sido analisadas petrograficamente. Tais feições são resultado da influência térmica de sills de diabásio em sedimentos já consolidados.

Em termos metalogenéticos caracterizou-se duas importantes ocorrências de ferro de origem magmático-hidrotermal: platô magnetítico e pele-de-onca. Tais ocorrências estão associadas à rochas básicas da Formação Sardinha e hospedadas pelos arenitos da Formação Cabeças.

Quanto aos processos formadores dessas ocorrências, sugere-se que o platô magnetítico estaria relacionada à processos de imiscibilidade de líquidos, em que teria ocorrido segregação de um líquido silicático e um líquido rico em Fe-Ti-O. Já a segunda ocorrência teria sua origem ligada à processos de diferenciação magmática, em que o magma básico da Fm. Sardinha teria evoluído ao decorrer do tempo da cristalização, e gerado flúidos/líquidos finais, ricos em Fe-O, com posterior processo hidrotermal.

Por se tratar de um relatório de graduação, em que foi feito apenas estudos petrográficos e análise MEV, entende-se que seja necessário estudos mais aprofundados para melhor entendimento da gênese dessas ocorrências de ferro,

bem como determinação ambiente e processo de formação de rochas vulcanoclásticas identificadas.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, G. A. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. **Anais Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, v. 3, p.113-122, 1971.
- ALBUQUERQUE, O.R., DEQUECH, V. Contribuição para a Geologia do Meio Norte, especialmente Piauí e Maranhão, Brasil. **Congresso Pan-Americano de Engenharia de Minas e Geologia**. Petrópolis, v.3, p.69-108, 1946.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. **Inundações Marinhas Fanerozóicas no Brasil e Recursos Minerais Associados**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. **Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste**, Campina Grande, p.363-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.16, p. 325–349, 1986.
- AMARO, G.J.L., VILLAS, R.N., KOTSCHOUBEY, B. Estudo petrográfico e geoquímico dos ironstones da base da Formação Pimenteiras, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba, Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n.2, p. 373-396, 2012.
- BELLIENI, G., PICCIRILLO, E.M. *et al.* Low- and high TiO₂, Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-Brazil): K–Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high TiO₂ flood basalts of the Paraná Basin (SE-Brazil). **Neues Jahrbuch für Mineralogischer Abhandlungen**, v.162, p. 1–33, 1990.
- BLAKELY, R, J. **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications**. Cambridge University Press, Cambridge, p. 351, 1996.
- BRITO NEVES, B.B. The Cambro-ordovician of the Borborema Province São Paulo, **Boletim IG USP**, Série Científica, São Paulo, v.29, p. 175-193, 1998.
- BUDDINGTON, A. F., LINDSLEY, D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. **Journal of petrology**, v. 5, p. 310-357, 1964.
- CAPUTO, M. V. 1984. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 586 p. Thesis (Doctorate in Geology) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.
- CAS, R.A.F., Submarine 'crystal tuffs': their origin using a Lower Devonian example from southeastern Australia. **Geology Magazine**, Great Britain, v. 120, n. 5, p. 471 – 486, 1983.

CAS, Raymond, WRIGHT, James. **Volcanic Successions**, Modern and Ancient: a Geological Approach to Processes, Products, and Successions. London: Allen and Unwin, 1987. 487p.

CASTRO, D.L., FUCK, R.A., PHILLIPS J.D., VIDOTTI, R.M., BEZERRA, F.H.R., DANTAS, E.L. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. **Tectonophysics**, v. 614, p. 128-145, 2014.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2006. **Mapa Geológico do Estado do Piauí**. Escala 1:1.000.000. Disponível em http://www.cprm.gov.br/publique/media/mapa_piaui.pdf Acesso em 19 de Janeiro de 2018.

CUNHA, F.M.B. **Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu Arcabouço Tectônico**. 1986. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.

DELLA FÁVERA, J. C. (1984). **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico**. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1984.

EKREN, E. B., Byers, F. M., HARDYMAN, R. F., MARVIN, R. F., SILBERMAN, M. L. Stratigraphy, preliminary petrology, and some structural features of Tertiary volcanic rocks in the Gabbs valley and Gillis ranges, Mineral County, Nevada: **U.S. Geological Survey Bulletin**. V. 1464, p.54, 1980.

ELLIOT, C.G., WILLIAMS, P.F. Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. **Journal of Structural Geology**, v. 10, p. 171-182, 1988.

FERNANDES, R. F. **Estudo da Evolução Termomecânica da Bacia do Parnaíba**. 2001. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2001.

FERNANDEZ, H. E. Notes on the submarine ash flow tuff in Siargao Island, Surigao del Norte (Philippines). **Geology of the Philippines**, v. 23, p. 29-36, 1969.

FIGUEIREDO, A.M.; RAJA-GABAGLIA, G.P. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.16, n.4, p. 350-369, 1986.

FISHER, R.V. Submarine volcanoclastic rocks. **Marginal Basin Geology, The Geology Society**, London, v. 16, p. 5-27. 1984.

FISKE, R.S., MATSUDA, Tokohiko: Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. **American Journal of Science** v. 262, p. 76-106, 1964.

FODOR, R.V., SIAL, A.N., MUKASA, S.B. & MCKEE, E.H. Petrology isotope characteristics and K–Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 104, p. 555–567, 1990.

GÓES, A.M.O.; FEIJÓ, F.J. “A Bacia do Parnaíba”, **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 57-67,1994.

GÓES, A.M.O.; SOUZA, J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 55-64, 1990.

GOÉS, A.M. **A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

GRABAU, W., **Principals of Stratigraphy**. Dover Publications, New York, p. 777-779, 1960.

HAGGERTY, S. E. Oxidation of Opaque Mineral oxides in basalts. **Mineral Society of America**, Washington, v. 3, Hg1-Hg100, 1976.

HANSKI, E. J. Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro–wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. **Geological Survey of Finland Bulletin**, v. 367, p. 192, 1992.

JESUS, C. A. G. Série estatística e economia mineral: minério de ferro e aço. **Departamento Mineral de Produção Mineral**, 2008. Disponível em: <<http://www.dnmp.gov.br/dnmp/publicações>>.

JUNIOR, F.C., TAKEHARA, L. **Minério de Ferro- Geologia e Geometalurgia**. São Paulo: Edgard Blucher, Brasil, 2013. 202 p.

KEGEL, W. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, v.141, p. 1-48, 1953.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética:relatório final da etapa III**. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Recife, 212 p., 1978.

NASLUND, H. R., *et al.* Magmatic iron ores and associated mineralization: example from the Chilean high andes and coastal cordillera. **PGC Publishing**, Adelaide, v. 2, p. 207 – 226, 2002.

NIEM, M. R. Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. **Bulletin of Geological Society of America**, v. 88, p. 49-61, 1977.

OLIVEIRA, M.J. **Caracterização Faciológica de sedimentos glaciais da Formação Cabeças na borda sudoeste na Bacia do Parnaíba**. 1997. 142p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 1997.

OLIVEIRA, A.L., PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., OLIVEIRA, D.C. Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil:

correlations and associations with large igneous provinces. **The Geological Society**, London v.472, 2018.

PEDROSA, N.C. Tratamentos de imagens aerogeofísicas magnéticas e gravimétricas da região de Piripiri, Pi. 2018.

PETTIJOHN, Francis John., POTTER, Paul, SIEVER, Raymond. **Sand and Sandstone**. New York: Springer-Verlag, 1972, 618 p.

RIBEIRO, C.C., DARDENNE, M.A. O minério de ferro da Formação Pimenteiras na borda SW da Bacia do Maranhão. **Anais Congresso Brasileiro de Geologia**, Recife, v. 4, p. 1583-1595, 1978.

RODRIGUES, R. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Belém, 48p. 1967.

SANTOS, M.E.C.M.; CARVALHO, M.S.S. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, São Luís e Grajaú**. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, 2004. Livro eletrônico em CD-ROM.

SUMMER, N.S., AYALON, A. Dike intrusion into unconsolidated sandstone and the development of quartzite contact zones. **Journal of Structural Geology**, v.17, n.7, p 997-1010, 1995.

THOMAZ FILHO, A., MIZUSAKI, A.M.P., ANTONIOLI, L. Magmatism and petroleum exploration in the Brazilian Paleozoic basins. **Marine and Petroleum Geology**, v.25, p. 143–151, 2008.

VAZ, P.T.; REZENDE, N.G.A.M.; FILHO, J.R.W.; TRAVASSOS, W.A.S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.15, n.2 p. 253-263, maio/nov. 2007.

VETTORAZZI, A. L. S. 2012. 91p. **Caracterização Sedimentológica dos Arenitos da Formação Cabeças (devoniano) na Borda Leste da Bacia do Parnaíba**. Dissertação (Mestrado em Geologia). Centro de Ciências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

WEBB, W.M., POTTER, P.E. Petrology and geochemistry of modern detritus derived from a rhyolitic terrane, Western Chihuahua, Mexico. **Boletim de la Sociedad Geologica Mexicana**, v. 32, p. 45-61, 1969.

WINGE, M., *et al.* **Glossário Geológico Ilustrado**, 2001-2018. Disponível em: <<http://sigep.cprm.gov.br/glossário/>>.

YAMADA, E. Subaqueous pumice flow deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi refracture, Japan. **Journal of the Geological Society of Japan**, v. 79, p. 589-97, 1973.

ZALÁN, P. V. **Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.

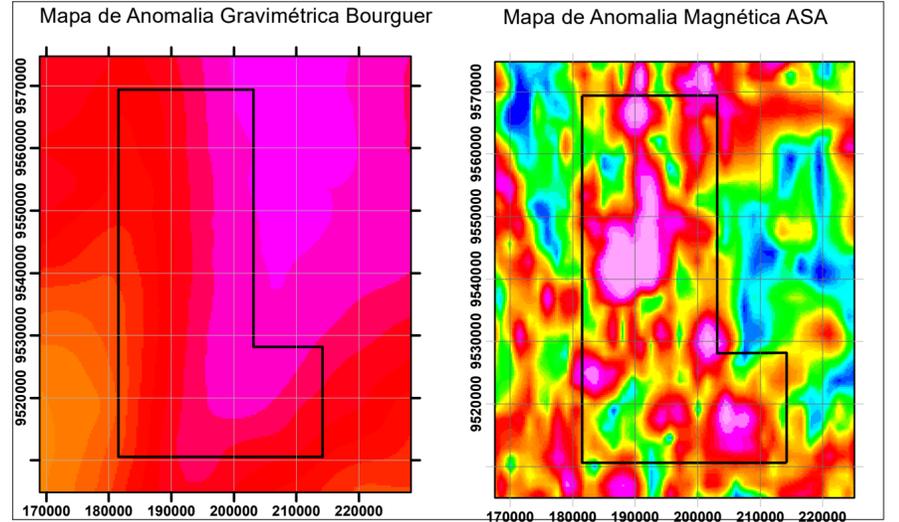
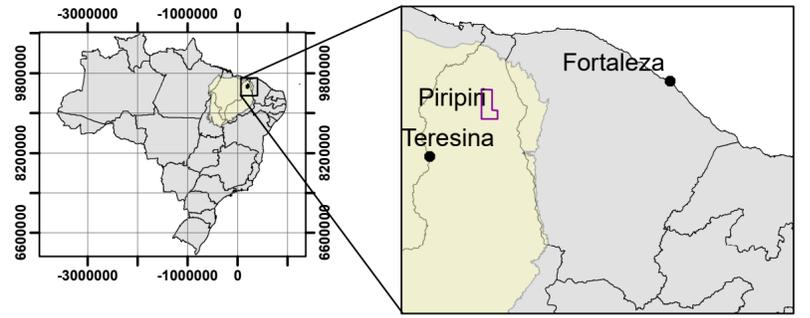
ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO DE ÁREA NA PORÇÃO NORDESTE DA BACIA DO PARNAÍBA

ANEXO II- MAPA GEOLÓGICO DE DETALHE DA PORÇÃO SUL DA ÁREA DE ESTUDO

Mapa Geológico

Borda Nordeste da Bacia do Parnaíba

Escala 1:100.000



Unidades Litoestratigráficas

Coberturas Cenozóicas

Depósitos Lateríticos: Capa ferruginosa de coloração vermelho-amarelo, granulação média/grossa quando sobreposta ao arenito, e fina quando sobreposta ao diabásio. Níveis de brecha comumente intercalados.

Vulcanismo Cretáceo

Formação Sardinha: Diabásio de textura sub-fanerítica, coloração cinza esverdeado, com fenocristais de piroxênio e plagioclásio, subordinadamente magnetita. Ocorre sob forma de sills e em menor quantidade, diques.

Sedimentação Devoniana

Formação Cabeças: Arenitos de composição variada, indo de quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos, arenitos ferruginosos a arenitos vulcanoclásticos. Ocorre sob forma de tabuleiros, com finas intercalações de siltitos.

Ocorrência Ferro

Pele-de-Onça: Blocos rolados centimétricos/decimétricos, angulosos, de granulação média, de cor marrom avermelhada, aspecto mosqueado, fortemente magnético, que aparece sustentando pequenos serrotes.

Ocorrência de Ferro Platô: Formado por fragmentos angulosos/sub-arredondados de magnetita, suportados por matriz limonítica, com estruturas de fluxo magmático.

Convenções Cartográficas e Geológicas

- | | | |
|------------------|--------------------------|-------------------------|
| BR | Açude Caldeirão | Pedreira Ramos |
| Sedes Municipais | Área Ocorrência de Ferro | Arenito Vulcanoclástico |
| Fraturas | Ocorrências de ferro | |

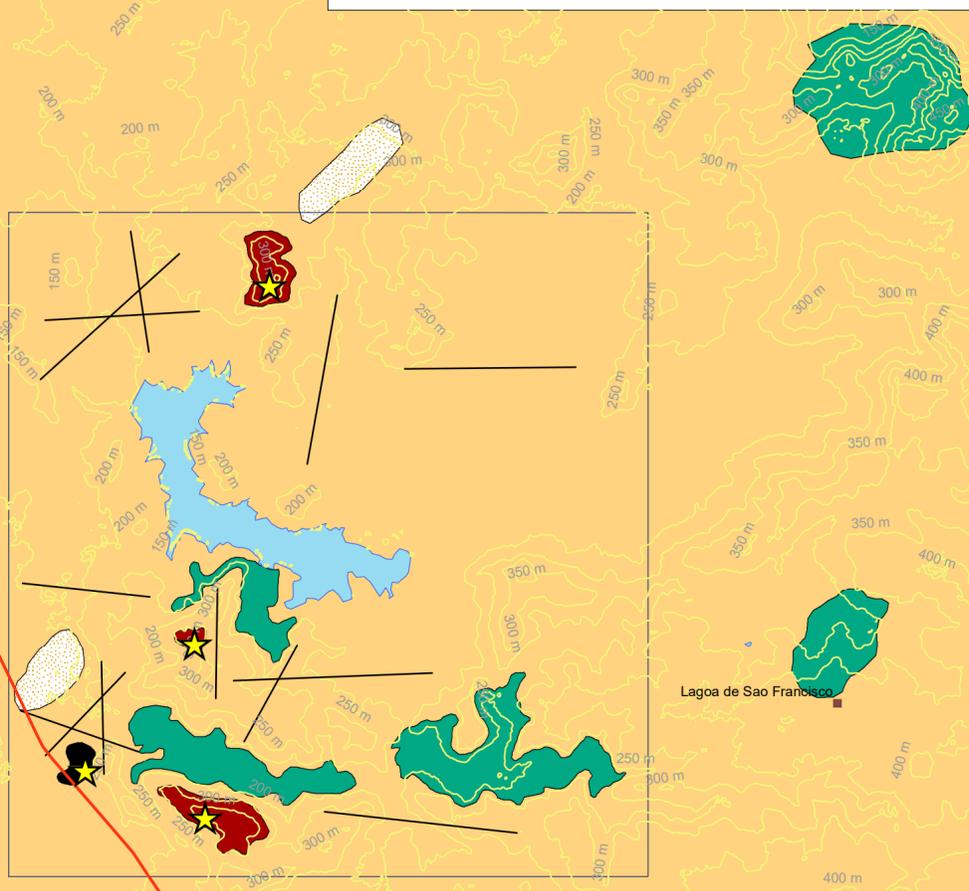
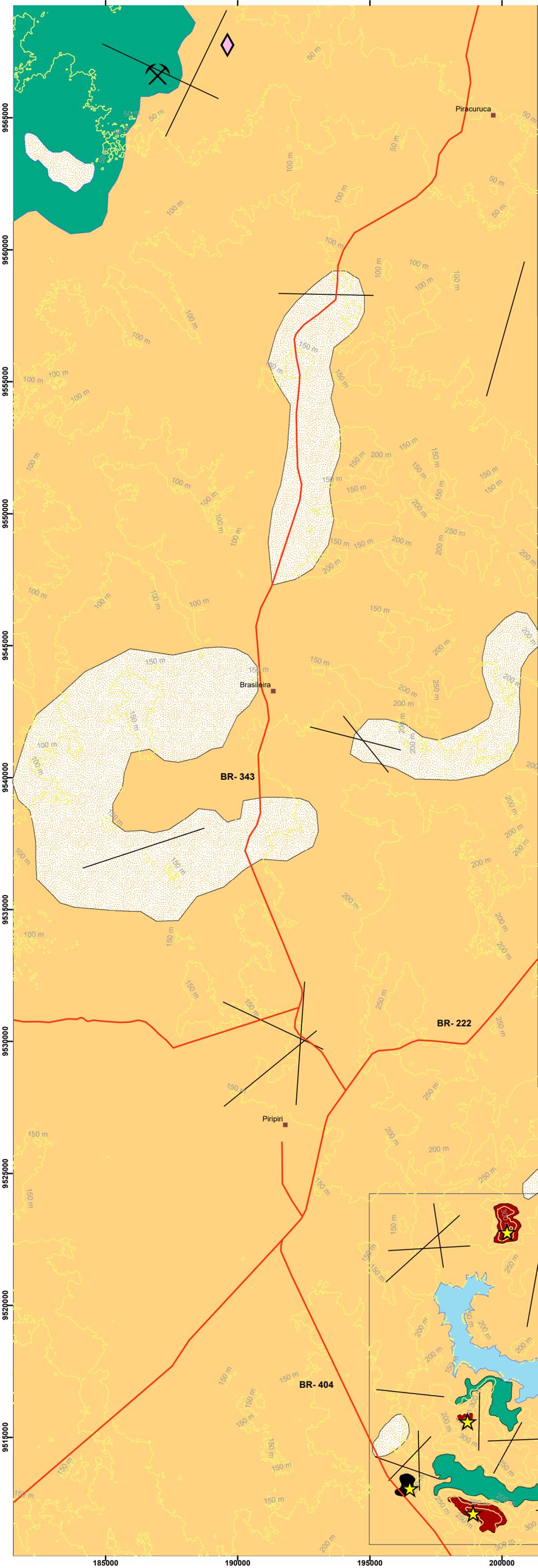


Universidade Federal do Ceará
Departamento de Geologia
Laboratório de Geologia Econômica

Trabalho de Conclusão de Curso

Autores: Bruno B. de Lucena
Jamilie V. L. Freire

Orientador: Clóvis Vaz Parente
Co-Orientador: César U.V. Veríssimo



Mapa Geológico de Detalhe Ocorrências de Ferro

Escala
1: 35.000

Unidades Litoestratigráficas

Coberturas Cenozóicas

 Depósitos Lateríticos

Vulcanismo Cretáceo

 Formação Sardinha

Sedimentação Devoniana

 Formação Cabeças

 Ocorrência de Ferro
Pele-de-onça

 Ocorrência de Ferro Platô

Convenções Cartográficas e Geológicas

 Estrada Carroçável

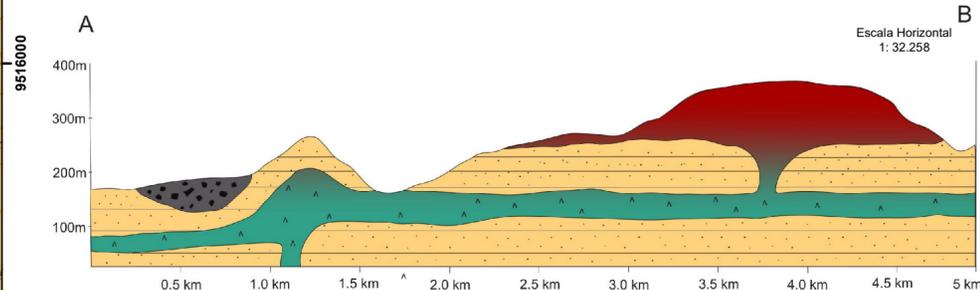
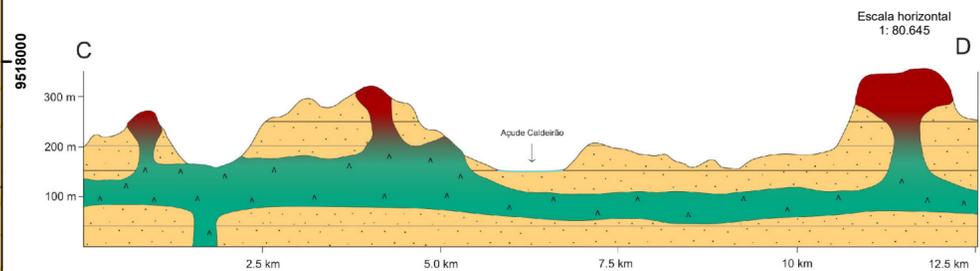
 Ocorrências de ferro

 BR

 Açude Caldeirão

 Fraturas

Perfis Geológicos



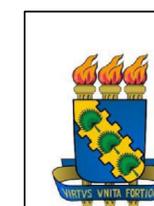
Legenda:

 Ocorrência
Pele-de-onça

 Ocorrência Platô

 Fm. Sardinha

 Fm. Cabeças



Universidade Federal do Ceará
Centro de Ciências
Departamento de Geologia

Trabalho de Conclusão de Curso

Autores: Bruno B. de Lucena
Jamille V.L. Freire
Orientador: Clóvis Vaz Parente
Co-Orientador: César U.V. Veríssimo

