



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

Adriana Baggio Garlipp

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA ÁREA NO LIMITE ENTRE AS BACIAS
PERNAMBUCO E SERGIPE-ALAGOAS, MUNICÍPIO DE MARAGOGI (AL):
NOVAS EVIDÊNCIAS DE UM VULCANISMO EXPLOSIVO**

Recife, 2015

Adriana Baggio Garlipp

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA ÁREA NO LIMITE ENTRE AS BACIAS
PERNAMBUCO E SERGIPE-ALAGOAS, MUNICÍPIO DE MARAGOGI (AL):
NOVAS EVIDÊNCIAS DE UM VULCANISMO EXPLOSIVO**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
à Coordenação do Curso de Geologia da
Universidade Federal de Pernambuco como
parte dos requisitos para a obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador: *Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho*

Co-Orientador: *Dr. Edilton José dos Santos*

Recife, 2015

Catálogo na fonte

Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

G233m Garlipp, Adriana Baggio.
Mapeamento geológico de uma área no limite entre as Bacias Pernambuco e Sergipe-Alagoas, município de Maragogi (AL): novas evidências de um vulcanismo explosivo / Adriana Baggio Garlipp. - Recife: O Autor, 2015.
76 folhas, il., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.

Coorientador: Prof. Dr. Edilton José dos Santos.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Departamento de Geologia, 2015.

Inclui Referências e Anexos.

1. Geologia. 2. Mapeamento geológico. 3. Vulcanismo. 4. Ignimbrito. 5. Bacia Sergipe-Alagoas. 6. Cretáceo. I. Lima Filho, Mário Ferreira de. (Orientador). II. Santos, Edilton José dos. (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-212



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
COORDENAÇÃO DO CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ATA DE DEFESA DE MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO DO
CURSO DE GEOLOGIA**

No dia 01 de Julho de 2015, na Sala de Projeções do Departamento de Geologia da UFPE, às 09:00 horas, teve início a defesa de monografia de graduação em Geologia da aluna de graduação **Adriana Baggio Garlipp** intitulada *Mapeamento geológico de uma Área no limite entre as bacias de Pernambuco e Alagoas, município de Maragogi (AL): novas evidências de um vulcanismo explosivo*. A banca examinadora foi composta pelos professores: Prof. Dr. Mário de Lima Filho (orientador), Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann, ambos da UFPE, e Prof. Dr. Edilton José dos Santos (CPRM).

A seção foi aberta pelo Coordenador, Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini, que apresentou os membros da banca examinadora e informou que o aluno teria até 30 minutos para a apresentação do trabalho. Após a apresentação, seguiu-se a arguição pelos membros da banca examinadora, que em seguida procederam a avaliação da monografia e emitiram os pareceres e as respectivas notas:

Prof. Dr. Mário de Lima Filho

Nota = 9,0 (Nove)

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann

Nota = 9,0 (Nove)

Prof. Dr. Edilton José dos Santos

Nota = 9,0 (Nove)

Média dos três examinadores: 9,0 (Nove)

Desta forma consideramos a graduanda **ADRIANA BAGGIO GARLIPP APROVADA**.

Prof. Dr. Mário de Lima Filho _____

Prof. Dr. Virgínio Henrique de M. L. Neumann _____

Prof. Dr. Edilton José dos Santos _____

*A todos que
acreditaram em mim.*

Agradecimentos

Aos meus queridos orientadores, Prof. Mário de Lima Filho (DGeo-UFPE) e Prof. Edilton Santos (CPRM), agradeço pela ajuda, proveitosas discussões, empenho e confiança depositados neste trabalho.

Aos professores e funcionários do Departamento de Geologia da UFPE, pela paciência, disponibilidade, e agradável convivência durante esses anos todos, em especial à Prof. Lúcia Mafra, pelo grande apoio e amizade desde o início do curso.

Ao Prof. Marcelo Arnosio da Universidad Nacional de Salta na Argentina, sou muito grata pela ajuda com a interpretação das seções delgadas das rochas piroclásticas.

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental (LAGESE) e ao Departamento de Geologia da UFPE, por disponibilizarem toda a infraestrutura necessária para a realização dos trabalhos de campo e de laboratório.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Superintendência de Recife (PE), pela confecção de lâminas das rochas vulcanoclásticas.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo financiamento das atividades de campo.

Aos amigos que fiz nesses anos de UFPE, e que me acompanharam até aqui, especialmente ao Douglas Faria, pela grande ajuda na confecção do mapa; à Vanja Coelho pela ajuda na descrição das seções delgadas; ao Felipe Santana, pela imprescindível ajuda nos trabalhos de campo; à Paula Sucerquia, pela identificação dos fósseis; ao Osvaldo Correia, pela troca de idéias a respeito de nossas áreas; ao João Wojtyla, sempre pronto a ajudar com as bibliografias; à Rafaella Miranda, pela ótima parceria nos trabalhos de campo I, II e III; à Ranjana Yadav e Evelyn Rufino, pelas cervejas nas horas providenciais, enfim a todos pelo apoio inestimável que me deram. Sou muito agradecida também aos grandes geólogos Elton Dantas e Ticiano Saraiva, por terem me apresentado esse incrível mundo das rochas e minerais, pela torcida e amizade incondicional.

À minha família, que mesmo distante, sempre me deu grande apoio e incentivo em todas as decisões de minha vida. Especialmente ao meu filho Pedro, pela paciência, compreensão e companheirismo.

A todos que de uma forma ou de outra contribuíram para a realização deste trabalho.

Resumo

A área de estudo localiza-se no limite entre as bacias Sergipe-Alagoas e Pernambuco, as quais tiveram suas evoluções relacionadas à abertura do Oceano Atlântico durante o Cretáceo. O mapeamento geológico resultou na identificação de dez unidades litoestratigráficas na área de estudo, sendo três delas de origem ígnea e sete sedimentares. Duas unidades não haviam sido mapeadas em trabalhos anteriores, que são os sienitos e os depósitos vulcanoclásticos. Os sienitos, localizados na porção norte da área, podem estar correlacionados aos sienitos que ocorrem na Bacia Pernambuco e também àqueles da Linha Vulcânica dos Camarões, feição localizada no continente africano. Quanto aos depósitos vulcanoclásticos, este é o primeiro registro comprovado de atividade vulcânica na porção *onshore* da Sub-Bacia Alagoas, com a descoberta de rochas ignimbríticas na porção central da área. Estas rochas indicam a ocorrência de um vulcanismo explosivo na área, e podem estar correlacionadas à Suite Magmática de Ipojuca de 102 Ma (Bacia Pernambuco). A atividade vulcânica também deixou o registro de depósitos lacustres (provavelmente uma cratera vulcânica), nos quais foram encontrados inúmeros registros fósseis de vegetação carbonizada, bem como camadas de enxofre nativo. No aspecto estrutural, apesar desta ser uma área onde predomina uma tectônica extensional, também foram identificados registros de compressão localmente, que podem estar associados às intrusões vulcânicas ocorridas na área. Quanto à evolução tectônica da área, acredita-se que as Bacias Pernambuco e Sergipe-Alagoas estiveram interligadas durante o Aptiano. No entanto, no final do Albiano, com a instalação de atividade vulcânica em ambas as bacias, teria ocorrido o soerguimento da área, com a formação de cones vulcânicos e a barreira do Alto de Maragogi-Barreiros. Deste modo, não foi possível uma incursão marinha, e, portanto não há registro de uma plataforma carbonática na área estudada. Posteriormente, com o término da atividade vulcânica, bem como com a tectônica extensional devido à separação das placas sulamericana e africana, a área sofreu rebaixamento, o que permitiu a deposição da Formação Algodoads na porção norte da Bacia Sergipe-Alagoas.

Palavras-chave: Mapeamento Geológico. Vulcanismo. Ignimbrito. Bacia Sergipe-Alagoas. Cretáceo.

Abstract

The study area is located at the boundary between Sergipe-Alagoas and Pernambuco basins, which have their evolution related to the opening of the Atlantic Ocean during the Cretaceous. The geological mapping resulted in the identification of ten lithostratigraphic units, three of them are igneous rocks and seven units are sedimentary deposits. Two units were not mapped previously, the syenites and volcanoclastic deposits. The syenites are located in the northern portion of the area, and possibly can be correlated to the syenites of Pernambuco Basin, and also to the syenites occurring on the Volcanic Line of Cameroon, located in Africa. The volcanoclastic deposits are the first record of volcanic activity in the onshore portion of Sergipe-Alagoas Basin, with the discovery of ignimbrites in the central portion of the area. These rocks indicate the occurrence of an explosive volcanism in the area, and can be correlated to Ipojuca Magmatic Suite of 102 Ma in age (Pernambuco Basin). Volcanic activity was recorded in lacustrine deposits (probably a volcanic crater), in which numerous fossils were found (carbonized vegetation) as well as native sulfur layers. In the structural aspect, although this is an area dominated by extensional tectonics, compression records were also identified at some points of the mapped area, which may be associated with volcanic intrusions occurred in the area. The tectonic evolution of the area began with the rift of Atlantic Ocean during Aptian, when the Pernambuco and Sergipe-Alagoas basins were not yet separated. However, at the end of Albian, with the volcanic activity in both basins an uplift have occurred in the area, with the formation of volcanic cones and the barrier named Maragogi High. Thus, a marine incursion was not possible, so there is no record of a carbonate platform in the study area. Later, with the end of this volcanic activity, and with an extensional tectonic due to the separation of South American and African plates, the area suffered subsidence, which allowed the deposition of Algodois Formation in the northern portion of Sergipe-Alagoas Basin.

Keywords: Geological Mapping. Ignimbrite. Volcanism. Sergipe-Alagoas Basin. Cretaceous.

Lista de Figuras

Figura 1.1. Localização da área de estudo.	12
Figura 1.2. Aspecto geral do relevo do tipo “mar de morros” que predomina no município de Maragogi (AL). Vista observada a partir do ponto 1 (ver mapa de pontos no anexo).	13
Figura 2.1. Classificação de depósitos piroclásticos segundo a granulometria ou pela composição dos clastos (Schmid, 1981).	18
Figura 3.1. Contexto geológico da Província Borborema, Nordeste do Brasil (Santos et al., 2014), com localização da área de estudo. Observa-se que os granitos ediacaranos foram omitidos nesta figura.	20
Figura 3.2. Principais feições estruturais da Bacia Sergipe-Alagoas (Lana, 1985).	22
Figura 3.3. Modelo estrutural para a Província Borborema. a) Mapa de anomalia Bouguer para a região Nordeste do Brasil, com destaque para os baixos gravimétricos que contornam os sistemas de bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá, e Potiguar-Araripe (em azul). b) Disposição espacial dos alinhamentos estruturais das bacias tipo rifte do NE do Brasil. c) Simplificação dos alinhamentos estruturais na forma das linhas pretas. d) Possível interpretação tectônica para as geometrias dos dois sistemas de bacias. A linha amarela marca o limite sugerido crosta continental-crosta oceânica. A conformação dos dois sistemas de bacias sugere que ambos podem ter se comportado como uma combinação entre bacias sigmoidais pull-apart e um par paralelo concorrente de propagação. Sua geometria final assimétrica se deve a um cisalhamento regional, que impôs cinemáticas sinistrais, a planos orientados E-W, e dextrais, a planos orientados N-S. Setas pretas = vetor máximo de tensão horizontal (SHMAX), setas brancas= vetor mínimo de tensão horizontal (SHMIN). SBRTJ=Sistema de Bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá, SBPA=Sistema de Bacias Potiguar-Araripe (Gomes, 2014).	23
Figura 3.4. Ilustração esquemática sobre a gênese dos enxames de diques nas bacias marginais do Atlântico Sul, que pode ser aplicada também para explicar o padrão de fraturamento na Bacia Sergipe-Alagoas: a) fraturamento por tensão hidráulica em estágio inicial de rifte continental, e b) faturamento por cisalhamento hidráulico em um estágio avançado nas zonas laterais sob forte tectônica extensional. A direção de orientação dos diques é N50°E e N10°W, que são oblíquas ao eixo do rifteamento continental. Assim, as orientações conjugadas dos diques indicam que a direção σ_1 durante a intrusão era N20°E (Geraldes et al., 2013).	24
Figura 3.5. Correlação entre os continentes da América do Sul e África, com a localização da área de estudo do presente trabalho (Garlipp et al., 2014).	36
Figura 4.1. Granito porfírico da Suite Intrusiva Itaporanga: a) aspecto geral de afloramento no ponto 9, e b) detalhe mostrando a textura porfírica com cristais centimétricos de feldspato potássico (ponto 14).	38
Figura 4.2. Extração de argila para cerâmica em afloramento de granitoide intemperizado no Engenho Marrecas: a) aspecto geral do afloramento, b) detalhe mostrando a textura ígnea ainda preservada, e c) veios de feldspato alterado (caulinita?) na rocha alterada (ponto 18).	39
Figura 4.3. Afloramento de rocha ígnea porfírica com blocos métricos arredondados de facies inequigranular em seu interior. Os blocos se destacam no afloramento devido a sua maior resistência ao intemperismo (ponto 19 no mapa de pontos em anexo).	40
Figura 4.4. Facies mediana da Formação Maceió, com arenitos grossos e finos intercalados (ponto 26 localizado no povoado de São Bento).	41
Figura 4.5. Falha normal (110 Az/60° NE) mostrando contato entre as formações Barreiras (topo) e Maceió (base). É possível observar a estratificação plano-paralela da Formação Maceió na porção inferior do lado direito (afloramento do ponto 30).	41
Figura 4.6. Facies lacustre da Formação Maceió mostrando argilitos esverdeados com manchas avermelhadas de oxidação (ponto 31).	41
Figura 4.7. Rocha ignimbrítica localizada na porção norte da estrutura circular previamente fotointerpretada (ponto 1). É possível observar pequenas vesículas (seta branca), e <i>fiammes</i> (seta amarela).	42
Figura 4.8. Amostras de ignimbritos evidenciando características típicas de rochas vulcânicas: a) textura eutaxítica, e b) fragmentos líticos (FL) e vesículas (V).	43
Figura 4.9. Textura axiolítica ao longo das paredes de um cristaloclasto, formada por desvitrificação: a) nicóis paralelos; b) nicóis cruzados.	43
Figura 4.10. Esferulitos formados por desvitrificação (nicóis paralelos).	44
Figura 4.11. Corrosão nas bordas de um cristaloclasto devido à elevada temperatura durante erupção vulcânica (nicóis paralelos).	44
Figura 4.12. Textura granofírica em cristaloclasto de microclínio (sob nicóis cruzados com aumento de 10X).	44

Figura 4.13. Imagem de ignimbrito em lâmina petrográfica mostrando um fragmento lítico de rocha máfica, em a) sob nicóis paralelos, e em b) sob nicóis cruzados.	45
Figura 4.14. Aspecto geral do afloramento (ponto 1) onde foi feita a descrição de uma seção vertical, com localização de amostra coletada. Neste local ocorre atividade mineira de extração de argila para cerâmica.	46
Figura 4.15. Seção vertical composta dos pontos 1 e 2, nos quais foram identificados depósitos vulcanoclásticos de ambiente lacustre.	47
Figura 4.16. Arenitos finos a médios com estratificação plano-paralela pertencentes à Formação Maceió.	48
Figura 4.17. Camada de folhelho amarelado com enxofre nativo, provavelmente de origem vulcânica (amostra AB-17).	48
Figura 4.18. Restos vegetais carbonizados em folhelhos (ponto 1): a e b) troncos (amostra AB-2), e c) folhas (amostra AB-15).	49
Figura 4.19. Fragmentos vulcânicos em arenitos arcoseanos encontrados na área de estudo (Gantois, 2008).	50
Figura 4.20. Afloramento da Formação Algodoads (ponto 38), mostrando em a) a variação faciológica, com arenitos grossos na base, e argilitos esverdeados mais acima, os quais apresentam porções avermelhadas causadas pela oxidação de Fe; e em b) detalhe na porção arenosa do afloramento mostrando fragmento lítico proveniente de atividade vulcânica, indicado pela seta branca.	51
Figura 4.21. Dobramento de camadas argilosas evidenciando tectônica compressiva (ponto 2).	52
Figura 4.22. Falha localizada no ponto 2 causada por tectônica compressiva (110Az/50°NW). O espessamento da camada de folhelho à direita na figura teria sido causado pela compressão. Em a) foto do afloramento, e b) esboço com litologia, interpretação do sentido dos esforços, e localização da Fig. 4.23 no afloramento.	53
Figura 4.23. Detalhe do afloramento da Figura 4.22 (ponto 2) mostrando folhelho com dobras, o que indica compressão local.	54
Figura 4.24. Microplaca existente durante o Cretáceo Inferior na porção leste do Brasil (área hachurada), com a localização do polo de rotação a norte (Milani, 1987 in Milani e Davison, 1988), e o sentido de movimento da placa em seu entorno indicado pela seta cinza no alto.	55
Figura 4.25. Aspecto geral dos depósitos da Formação Barreiras, com coloração avermelhada pela presença de ferro. As estratificações cruzadas formadas em ambiente fluvial são bem evidentes (ponto 6).	56
Figura 4.26. Concreções ferruginosas de hematita e goetita na Formação Barreiras, as quais lhe proporcionam maior resistência ao intemperismo.	56
Figura 4.27. Conjunto de falhas normais observadas em afloramento da Formação Barreiras na porção SW da área de estudo (ponto 7). As setas indicam o sentido do movimento. Atitudes das falhas: 1) 10 Az/63° NW; 2) 25 Az/83° NW.	57
Figura 4.28. Aspecto geral da região costeira com sedimentos praias ricos em quartzo e predomínio de granulometria arenosa.	57
Figura 5.1. Perfil estrutural das Bacias Sergipe-Alagoas, Pernambuco e Paraíba (modificado de Alheiros e Ferreira, 1991).	59
Figura 6.1. Localização de blocos exploratórios de óleo e gás na porção <i>onshore</i> da Sub-Bacia Alagoas arrematados (verde) durante a 11ª rodada de licitações organizada pela ANP.	60
Figura 6.2. Processo erosivo próximo à foz do rio Maragogi danificando a rodovia AL-101. Vista obtida em março de 1999 (Araújo et al., 2006).	61

Lista de Tabelas

Tabela 3.1. Coluna litoestratigráfica da Sub-Bacia Alagoas (Campos Neto et al., 2007).	26
Tabela 3.2. Coluna litoestratigráfica da Bacia Pernambuco (Maia, 2012).	29
Tabela 3.3. Correlação entre as unidades litoestratigráficas da Bacia Pernambuco e Sub-Bacia Alagoas.	30
Tabela 5.1. Proposta de correlação entre as unidades litoestratigráficas das bacias Pernambuco e Alagoas.	59

SUMÁRIO

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	10
I.1. Justificativa	10
I.2. Objetivo	11
I.2.1. Objetivos específicos	11
I.3. Área de estudo	11
I.3.1. Localização	11
I.3.2. Aspectos fisiográficos	12
I.3.3. Atividades econômicas	14
I.4. Metodologia	14
CAPÍTULO II – ESTADO DA ARTE	16
II.1. Trabalhos anteriores na área de estudo	16
II.2. Depósitos de fluxo piroclástico	17
CAPÍTULO III – GEOLOGIA REGIONAL	19
III.1. Província Borborema	19
III.2. Aspectos estruturais da Bacia Sergipe-Alagoas	21
III.3. Estratigrafia das bacias envolvidas na área de estudo	25
III.3.1. Sub-Bacia Alagoas	25
III.3.2. Bacia Pernambuco	27
III.4. Correlação litoestratigráfica entre a Bacia Pernambuco e Sub-Bacia Alagoas	28
III.4.1. Depósitos Aptianos	28
III.4.2. Depósitos Albianos	30
III.4.3. Depósitos Cenomanianos a Coniacianos	31
III.4.4. Depósitos Santonianos (?)	32
III.4.5. Depósitos Miocênicos a Pleistocênicos	34
III.4.6. Depósitos Quaternários	34
III.4.7. Vulcanismo	35
CAPÍTULO IV – GEOLOGIA LOCAL	37
IV.1. Introdução	37
IV.2. Unidades litoestratigráficas encontradas na área de estudo	37
IV.2.1. Suíte Intrusiva tipo Itaporanga (p∈g)	37
IV.2.2. Sienito (p∈s)	38
IV.2.3. Formação Maceió (Km)	40
IV.2.4. Formação Ipojuca (Ki)	42
IV.2.4.1. Seção vertical de um depósito vulcanoclástico de ambiente lacustre	46
IV.2.5. Formação Algoduais (Ka)	51
IV.2.6. Formação Barreiras (PQb)	54
IV.2.7. Depósitos Quaternários (Qtp, Qa, Qm, Qp)	56
CAPÍTULO V. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA	58
CAPÍTULO VI - POTENCIAL ECONÔMICO DA ÁREA E ASPECTOS AMBIENTAIS	60
CAPÍTULO VII - CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	62
REFERÊNCIAS	64
ANEXOS	67

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

I.1. Justificativa

A área de estudo do presente trabalho localiza-se na faixa costeira do Estado de Alagoas, na porção norte da Bacia Sergipe-Alagoas, incluindo a estrutura denominada Alto de Maragogi-Barreiros, a qual divide esta bacia com a Bacia Pernambuco a Norte.

Tal área foi mapeada previamente por Gantois (2008) na escala 1:100.000, sendo que seu trabalho resultou na descoberta de possíveis evidências de um vulcanismo explosivo, através da fotointerpretação de fotografias aéreas, com a identificação de uma estrutura circular próxima à cidade de Maragogi (possivelmente uma cratera?), e de prováveis produtos de origem vulcânica, como bombas encontradas em alguns dos afloramentos estudados. Posteriormente, durante uma excursão didática realizada na mesma área pelo Prof. Edilton Santos, na época professor visitante do Departamento de Geologia da UFPE, diversos blocos de rochas ignimbríticas foram encontrados próximos dessa estrutura circular (Garlipp et al., 2014) que havia sido fotointerpretada anteriormente. Com isso percebeu-se a necessidade de um novo mapeamento da área em escala de maior detalhe para encontrar os afloramentos destas rochas formadas a partir de um vulcanismo explosivo, e tentar localizar efetivamente a fonte desse material.

O interesse nessas rochas está no fato de que até então não havia registros de vulcanismo na porção *onshore* da Bacia Sergipe-Alagoas, sendo este conhecido apenas na Bacia Pernambuco através da Suite Magmática Ipojuca, datada de cerca de 102 Ma (Nascimento, 2003). Desse modo, a descoberta destas novas ocorrências sugere que a porção norte da Bacia Sergipe-Alagoas teria sofrido o mesmo vulcanismo que ocorreu na Bacia Pernambuco, e assim, as histórias evolutivas dessas duas bacias podem estar mais intimamente relacionadas entre si do que se imaginava até então. Assim, o estudo dessas rochas deve auxiliar na criação de modelos da formação dessas bacias que estejam mais próximos da realidade.

Além de sua importância do ponto de vista científico, essa descoberta também é de grande interesse para a indústria do petróleo. Isso porque o aquecimento das rochas em uma bacia sedimentar é um processo indispensável para a maturação e geração de petróleo. A Bacia Sergipe-Alagoas já é bastante conhecida pela existência de grandes acumulações de óleo e gás em suas rochas, e encontra-se em avançado estágio exploratório (Campos Neto et

al., 2007). Quanto à Bacia Pernambuco, esta vem despertando interesse das empresas exploradoras de petróleo nos últimos anos. Prova disto é que esta bacia tem participado das últimas rodadas de licitação de blocos organizadas pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). Assim, torna-se fundamental conhecer melhor esse vulcanismo para saber como ele teria afetado a geração e maturação do óleo na Bacia Sergipe-Alagoas, e se existe a possibilidade de existência de óleo na Bacia Pernambuco.

I.2. Objetivo

O foco deste estudo foi a realização do mapeamento geológico básico na escala de 1:50.000 de uma área de cerca de 200 km² no município de Maragogi, localizada na porção nordeste do Estado de Alagoas. Com isso, o objetivo principal deste trabalho foi melhorar a compreensão a respeito do limite entre as bacias sedimentares Pernambuco e Sergipe-Alagoas, e aprimorar o conhecimento a respeito da atividade vulcânica na região, a qual foi identificada em trabalhos anteriores.

I.2.1. Objetivos específicos

- Identificação das distintas unidades litológicas encontradas na área de estudo, e sua caracterização petrográfica;
- Identificação de estruturas geológicas;
- Estabelecimento das relações estratigráficas entre as unidades litológicas identificadas, com a elaboração de seções geológicas demonstrando tais relações;
- Contribuição para o entendimento da evolução geológica da região;
- Elaboração de relatório técnico e mapa geológico na escala de 1:50.000.

I.3. Área de estudo

I.3.1. Localização

A área de estudo localiza-se entre as coordenadas geográficas de latitude 8°54'18,73"S e 9° 05'00,80"S, e longitude 35°08'44,67"W e 35°19'06,32"O (UTM 25L 245.195 m e 264.017 m E, e 8.995.102 m e 9.014.956 m S pelo datum WGS84), apresentando cerca de 200

km². Ela encontra-se na porção norte da região costeira do Estado de Alagoas, no município de Maragogi, a cerca de 80 km de Maceió, a capital do Estado (Figura 1.1). Durante as etapas de campo o acesso à área foi feito através da rodovia estadual PE-060 a partir da cidade de Recife (PE).



Figura 1.1. Localização da área de estudo.

1.3.2. Aspectos fisiográficos

O clima na área é classificado como sendo do tipo AMS', segundo a classificação de Köppen. Ele é caracterizado como sendo tropical chuvoso, com período seco no verão e

temperaturas variando de 23° a 28°C. No geral, as precipitações são elevadas na planície costeira, aproximando-se de 1.800 mm anualmente. As chuvas ocorrem de modo mais frequente entre os meses de abril e junho, com ventos soprando de sudeste. No restante do ano, os ventos sopram de leste-nordeste (Brasil, 1983).

O relevo do município de Maragogi faz parte das unidades das superfícies retrabalhadas (60% aproximadamente), que é formada por áreas que têm sofrido retrabalhamento intenso, com relevo bastante dissecado e vales profundos. A região litorânea do Estado de Alagoas é formada pelo “mar de morros” (Figura 1.2) que antecede o Planalto da Borborema. O restante da sua área (cerca de 40%) é classificado como fazendo parte dos Tabuleiros Costeiros que compreendem platôs de origem sedimentar, com grau de entalhamento variável, ora com vales estreitos e encostas abruptas, ora abertos com encostas suaves e amplas várzeas (Mascarenhas et al, 2005).

A vegetação é predominantemente do tipo floresta subperenifólia. E nas regiões estuarinas ocorre a vegetação de mangue, com raízes aéreas adaptadas à variação da maré, como a espécie *Rhizophora mangle*.

Os solos dessa região são representados pelos latossolos nos topos planos, sendo profundos e bem drenados; pelos solos podzólicos nas vertentes íngremes, sendo pouco a medianamente profundos e bem drenados e pelos gleissolos de várzea nos vales e regiões estuarinas, com solos orgânicos e encharcados.



Figura 1.2. Aspecto geral do relevo do tipo “mar de morros” que predomina no município de Maragogi (AL). Vista observada a partir do ponto 1 (ver mapa de pontos no anexo).

1.3.3. Atividades econômicas

As atividades agrícolas predominantes na área são as plantações de cana-de-açúcar (5.100 ha), coco (1.040 ha), seguido pela banana (110 ha) e feijão (105 ha), Além disso também existem os cultivos em menor proporção de laranja, manga, maracujá, arroz, mandioca e milho. Na atividade pecuária existem as criações de equinos, bubalinos, ovinos e cabrinos.

No setor de mineração ocorre principalmente a extração de argila para a indústria cerâmica, e areia e cascalho para a construção civil, mas também água mineral (entre os povoados de Barra Grande e Ponta do Mangue, na porção nordeste da área de estudo), e turfa, merecendo destaque o depósito localizado no vale do rio Salgado (porção sul da área) – Dantas (2002).

No ranking de desenvolvimento, em 2011 Maragogi encontrava-se em 70º lugar a nível estadual, e na posição de 4863º lugar a nível federal, segundo o Índice Firjan de Desenvolvimento Municipal (IFDM, 2014).

1.4. Metodologia

Primeiramente, foi realizado um levantamento bibliográfico sobre os estudos já realizados na área a respeito da geologia regional e local até o momento, o qual será detalhado mais adiante nos Capítulos II e III.

Paralelamente foi feito também um levantamento na biblioteca da Superintendência Regional de Recife do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), das fotografias aéreas existentes na área para realizar a fotointerpretação e identificação dos possíveis elementos fotogeológicos observáveis em superfície, como padrão das drenagens, rocha/solo, vegetação, feição geomorfológica, além das construções realizadas pelo homem que servem como pontos para georreferenciamento da imagem, como pontes e estradas, por exemplo.

A base cartográfica do mapa geológico foi obtida através de duas cartas topográficas na escala 1:100.000 nas quais a área de estudo está inserida, que são SC.25-V-A-V/VI MI-1449 (Sirinhaém) e SC.25-V-C-II MI-1526 (Porto Calvo), adquiridas na biblioteca da SUDENE.

Além disso, para a obtenção de informações sobre o relevo da área também foram utilizados dados digitais disponibilizados pela EMBRAPA através do site “Brasil em Relevo” (www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/index.htm). Esses dados foram convertidos em

curvas de nível através do software Global Mapper versão 10, e trabalhados no software ArcGis versão 9.3 para a geração de um terreno tridimensional, o qual foi muito útil para auxiliar na fotointerpretação das imagens e identificação de falhas e fraturas, bem como feições geomorfológicas.

Com a coleta destas informações, foi confeccionado um mapa geológico preliminar da área, com o auxílio do software ArcGis. Com o mapa prévio obtido foi possível realizar as etapas de campo, totalizando em 10 dias, e com isso obter informações a respeito dos aspectos litológicos e estruturais observados nos afloramentos visitados. Também foram feitas coletas de amostras para os estudos petrográficos visando a caracterização mineralógica e textural das unidades litoestratigráficas. De posse destas informações, os devidos ajustes foram realizados no mapa preliminar para a obtenção do mapa geológico final.

Para essa etapa de campo foram utilizados bússola da marca Brunton, martelo petrográfico marca Estwing, talhadeira e lupa de bolso com aumento de 30X, além de sacos plásticos e fitas adesivas para a coleta e marcação das amostras.

CAPÍTULO II – ESTADO DA ARTE

II.1. Trabalhos anteriores na área de estudo

Um dos primeiros trabalhos de mapeamento geológico básico em detalhe (escala 1:25.000) na área foi realizado por Oliveira Filho (1987). O mesmo individualizou seis unidades estratigráficas na área, sendo uma delas de origem magmática (granitos pré-cambrianos), predominante na área, e as demais unidades de origem sedimentar, pertencentes à Sub-Bacia Alagoas, depositadas através de sistemas de leques aluviais (Aptiano ao Mioceno), sistemas fluviais pleistocênicos, além de sedimentos de praia holocênicos.

Posteriormente, Gantois (2008) realizou uma reavaliação da área estudada gerando um mapa geológico na escala de 1:100.000. O autor identificou, além dos granitos pré-cambrianos na porção oeste da área, mais três unidades siliciclásticas. A Formação Maceió apresenta intercalações de arcóseos, folhelhos e evaporitos do Albiano, a Formação Algodoads, com arenitos maciços interdigitados por conglomerados com fragmentos de rochas vulcânicas em uma matriz areno-argilosa depositadas do Santoniano ao Oligoceno, e sobrepondo-se às três unidades anteriores ocorrem depósitos da Formação Barreiras, uma unidade neocenozoica, caracterizada por arenitos de granulometria grossa a fina bastante variada, com intercalações de clastos argilosos, também conglomerados polimíticos.

Adicionalmente, Gantois (2008) descreveu pela primeira vez, através da fotointerpretação de fotografias aéreas, uma estrutura circular de provável origem vulcânica com cerca de 4 km de diâmetro, localizada a nordeste da cidade de Maragogi, Estado de Alagoas. O autor também utilizou dados de levantamentos geofísicos para auxiliar no mapeamento, e concluiu que o método magnetométrico foi eficiente em identificar anomalias positivas, sugerindo uma origem vulcânica à estrutura circular fotointerpretada. Gantois (2008) também sugeriu a existência de uma ligação entre as bacias Pernambuco e Sergipe-Alagoas através de uma sub-bacia denominada por ele “Barra Grande”.

Garlipp et al. (2014) encontraram rochas originadas a partir de depósitos piroclásticos, os denominados ignimbritos, na porção norte desta estrutura circular. Com isso comprovou-se a origem vulcânica dessa estrutura, e concluiu-se que o vulcanismo que deu origem a ela foi do tipo explosivo (Fisher e Schmincke, 1984). A seguir serão detalhados alguns aspectos sobre esse tipo de depósito.

II.2. Depósitos de fluxo piroclástico

Os fluxos piroclásticos são originados pela atividade vulcânica explosiva, nos quais as partículas resultantes da fragmentação de rochas e/ou magma são dispersas por meio de gases quentes e vapores. Os depósitos resultantes desse processo são muito diversos e refletem diferentes tipos de erupções e regimes deposicionais (Sommer et al., 2003).

Os fluxos piroclásticos podem se originar em diferentes ambientes tectônicos com volumes muito variados, desde 0,001 km³ podendo chegar até 3.000 km³. Geralmente os fluxos de volume pequeno a intermediário apresentam uma composição variável, de riolítica a basáltica, com poucas vesículas. Já os fluxos mais volumosos apresentam composição mais silicática, de riolítica a dacítica, e seus produtos são altamente vesiculados. Sua deposição ocorre em ambiente subaéreo e é controlada pela topografia, preenchendo vales e depressões, podendo percorrer distâncias superiores a 100 km. Devido às altas temperaturas esses fragmentos são soldados entre si formando rochas denominadas ignimbritos (Fisher e Schmincke, 1984).

A fração sólida juvenil desses depósitos forma-se pela desintegração explosiva do magma, apresentando púmices, escórias, cristais, *shards* (fragmentos de vidro vulcânico), podendo também conter litoclastos acidentais englobados pelo fluxo. A fase gasosa contém voláteis liberados durante a erupção, com a incorporação de gases durante a trajetória do fluxo (vapores das águas superficiais e combustão da vegetação).

Desse modo, esses depósitos podem ser classificados de duas formas, de maneira semelhante às classificações feitas para as rochas sedimentares (Schmid, 1981). Uma delas é feita pelo tamanho das partículas, e a outra classifica os depósitos de acordo com a proporção de fragmentos líticos, vítreos e cristais encontrados na rocha (Figura 2.1).

No Brasil os ignimbritos têm sido encontrados em ambientes e períodos geológicos diversos. Os mais estudados são aqueles no Escudo Sul-Riograndense do Neoproterozoico, entre 550 e 573 Ma (Sommer et al., 2011), bem como os encontrados no Cráton Amazônico datados de 1,8 Ga (Pinho et al., 2001).

Na região nordeste os ignimbritos mais conhecidos ficam na porção sul da Bacia Pernambuco, mais precisamente no Engenho Saco, localizado no município de Ipojuca (PE). Esses são bem mais jovens que os anteriormente citados, e se formaram no Cretáceo durante erupções causadas pelo magmatismo decorrente da abertura do Oceano Atlântico, em torno de 102 Ma. Esses ignimbritos são descritos como pobremente selecionados e maciços, constituídos por fragmentos juvenis (púmices e *fiammes*), cristaloclastos (quartzo, K-

feldspato, biotita, plagioclásio, quartzo, opacos, zircão e microclina.) e litoclastos (gnaisses, granitos, riolitos e traqui-andesitos) encontrados em matriz fina de cor cinza a creme, de fração cinza grossa a lúpili e, subordinadamente, blocos e bombas (Nascimento et al., 2008). Através de uma avaliação da assimetria dos *fiammes*, o autor sugere que o sentido de transporte do material piroclástico seria para 60°Az (NE). Todavia, não foi possível definir com precisão a localização da boca de emissão do fluxo piroclástico.

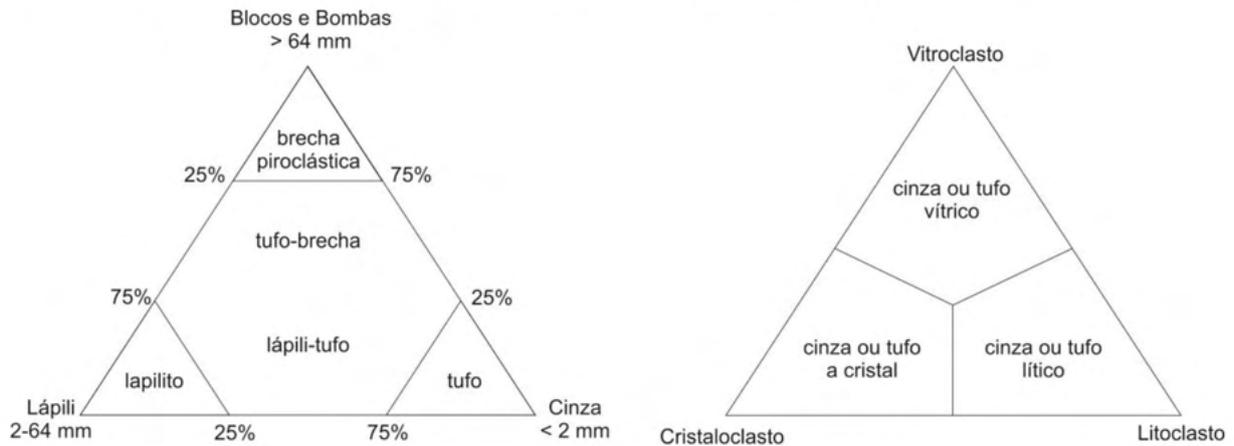


Figura 2.1. Classificação de depósitos piroclásticos segundo a granulometria ou pela composição dos clastos (Schmid, 1981).

Através de datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em grãos de feldspato do ignimbrito do Engenho Saco, foi obtida a idade de $105,2 \pm 1,8$ Ma, confirmando-se assim que se trata de um evento cretácico. Com isso, observa-se que essas rochas são cerca de 3 Ma mais antigas que a média obtida para as demais rochas da Província Magmática do Cabo, de 102 ± 1 Ma (Nascimento, 2003; Nascimento et al., 2003).

Vestígios de um vulcanismo explosivo também foram encontrados recentemente na porção norte da Bacia Sergipe-Alagoas no limite com a Bacia Pernambuco, os quais constituem objeto de estudo do presente projeto. Sua descoberta teve início através da detecção de uma estrutura circular na porção *onshore* da bacia através da fotointerpretação de fotografias aéreas (Gantois, 2008). Posteriormente, em campo foram encontradas rochas piroclásticas, as quais foram classificadas como cinzas, brechas e ignimbritos. Este é o primeiro registro de rochas vulcanoclásticas na porção *onshore* da Bacia Sergipe-Alagoas, e sua presença aponta para a existência de uma grande afinidade dos sedimentos depositados na porção norte da Bacia Sergipe-Alagoas com a seção rifte da Bacia Pernambuco, ou seja, a Suíte Magmática Ipojuca, incluído aí o ignimbrito do Engenho Saco (Garlipp et al., 2014).

CAPÍTULO III – GEOLOGIA REGIONAL

III.1. Província Borborema

A área de estudo encontra-se inserida na Província Borborema. O conceito de Província Borborema foi introduzido por Almeida et al. (1977; 1981) para a porção nordeste da Plataforma Sul-Americana. Tal designação é calcada na principal expressão morfológica da parte norte do Escudo Atlântico, o Planalto da Borborema.

A Província Borborema tem extensão territorial da ordem de 400.000 km², cobrindo partes do norte do Estado da Bahia e sudoeste do Estado do Piauí, até o noroeste do Estado do Ceará, ocupando a chamada região Nordeste Oriental do Brasil (Figura 3.1). Limita-se a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pelos sedimentos fanerozoicos da Bacia do Parnaíba, e a norte e a leste pelos sedimentos mesozoicos e cenozoicos da margem continental passiva do Oceano Atlântico (Santos e Brito Neves, 1984).

O quadro litoestratigráfico da Província Borborema é composto por uma seqüência supracrustal com o predomínio de rochas metassedimentares e metavulcânicas de idades meso a neoproterozoicas, as quais repousam discordantemente sobre um embasamento gnáissico-migmatítico de idade arqueana a paleoproterozoica (Van Schmus et al., 2003; Santos et al., 2014) - Figura 3.1. Uma das principais características desta Província é a atuação do Ciclo Orogênico Brasileiro, considerado como o último evento tectono-termal a atuar na região. O Ciclo Brasileiro foi responsável pela deformação de rochas, formação de estruturas dúcteis, como as zonas de cisalhamento transcorrentes de direções NE-SW e E-W de escala continental e intenso plutonismo granítico (Jardim de Sá, 1994).

As rochas da Província Borborema são enquadradas em dois grandes grupos que apresentam características contrastantes: um grupo de rochas arqueanas a paleoproterozoicas formado por rochas gnáissico-migmatíticas deformadas na Orogênese Transamazônica (ca. 2 Ga) e retrabalhadas durante a Orogênese Brasileira (ca. 600 Ma); e outro grupo, mais recente, formado por rochas estruturadas e deformadas durante o evento Brasileiro, constituindo as supracrustais de idade proterozoica (Santos e Brito Neves, 1984; Van Schmus et al., 2003).

Os grandes lineamentos estruturais da Província Borborema (Patos e Pernambuco), com direção geral E-W, aos quais se relacionam grandes lineamentos de direção NE-SW, são representados por zonas de cisalhamento transcorrentes que prosseguem, com menor

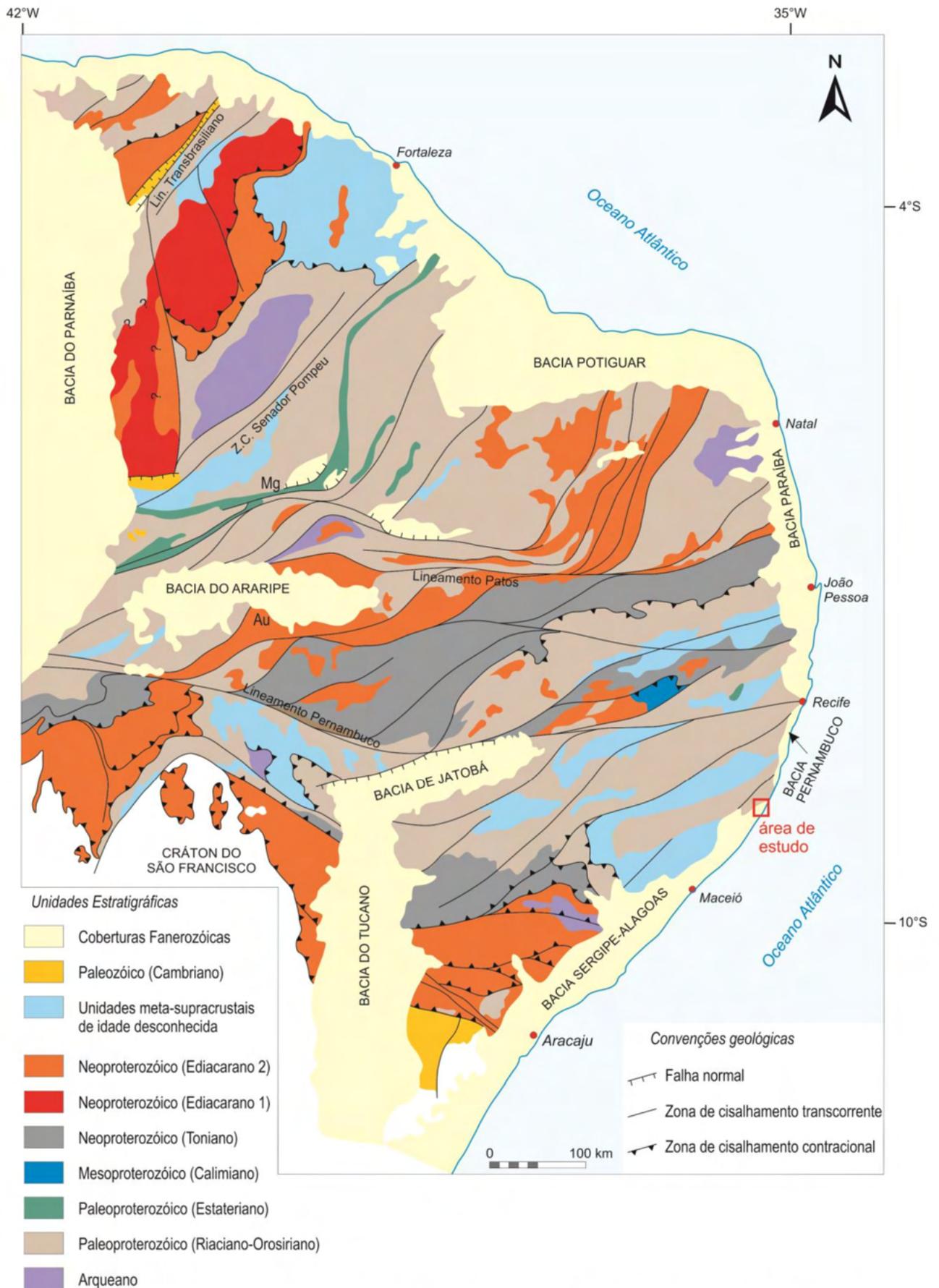


Figura 3.1. Contexto geológico da Província Borborema, Nordeste do Brasil (Santos et al., 2014), com localização da área de estudo. Observa-se que os granitos ediacaranos foram omitidos nesta figura.

expressividade, sob a cobertura sedimentar da faixa costeira (Figura 3.1). Estratigraficamente esses pacotes de rochas sedimentares que constituem as bacias costeiras do nordeste do Brasil repousam sobre o embasamento cristalino. Estas bacias sedimentares foram formadas devido ao processo de desestabilização tectônica e fragmentação continental ocorridos durante o Jurássico-Cretáceo, culminando com a separação das placas Sul Americana e Africana, e que, por consequência, originou o Oceano Atlântico Sul (Moulin et al., 2010).

III.2. Aspectos estruturais da Bacia Sergipe-Alagoas

A Bacia Sergipe-Alagoas subdivide-se em compartimentos tectônicos limitados por grandes falhas, os quais se diferenciam com base na profundidade e configuração superficial do embasamento, natureza da cobertura sedimentar, intensidade do falhamento e o padrão de anomalias gravimétricas. A área de estudo encontra-se na porção norte da bacia, e faz parte da Rampa de Maragogi, que tem seu ápice no Alto de Maragogi-Barreiros, desenvolvendo-se como uma homoclinal alongada de direção N45°E, com mergulho para SW (Arienti, 2006).

Segundo Mendes e Bacellar (1992), ocorrem dois padrões principais de falhamentos na bacia. Um padrão apresenta direção NE-SW, e essas falhas ocorrem devido à extensão SE da bacia, e controlaram a deposição de sedimentos durante o Barremiano-Aptiano (Andares Jiquiá e Alagoas). Um segundo padrão de falhamento apresenta direção NW-SE, e é interpretado como zonas de acomodação de esforços, e possivelmente essas são falhas de transferência (Figura 3.2).

As Figuras 3.3 e 3.4 apresentam modelos estruturais durante a quebra do Gondwana, e indicam que a direção de maior esforço (σ_1) foi NE-SW, se encaixando perfeitamente com o padrão observado na Bacia Sergipe-Alagoas.

Santos et al. (2011) observaram que ocorrem também feições lineares de direção NNE-SSW pré-cambrianas na área do presente estudo, as quais teriam sido reativadas durante a tectônica extensional da bacia. Apesar de serem de pouca expressão na área, as mesmas controlam o arcabouço da Bacia Sergipe-Alagoas. Essas feições também são observadas no embasamento a uma distância de até 30 km do contato com a bacia.

Através de uma análise por sensores imageadores, revelou-se a importância das estruturas de direções NE-SW (herdadas de estruturas pré-cambrianas) e NW-SE no arcabouço da bacia, bem como a presença de fraturas de direção NNE-SSW e NNW-SSE, e fraturas curvas com convexidade W. Esses sistemas rúpteis devem controlar a colocação dos

aparelhos vulcânicos da Suíte Magmática Ipojuca na Bacia Pernambuco, os quais foram bem captados pelas fotografias aéreas (Santos et al., 2011).

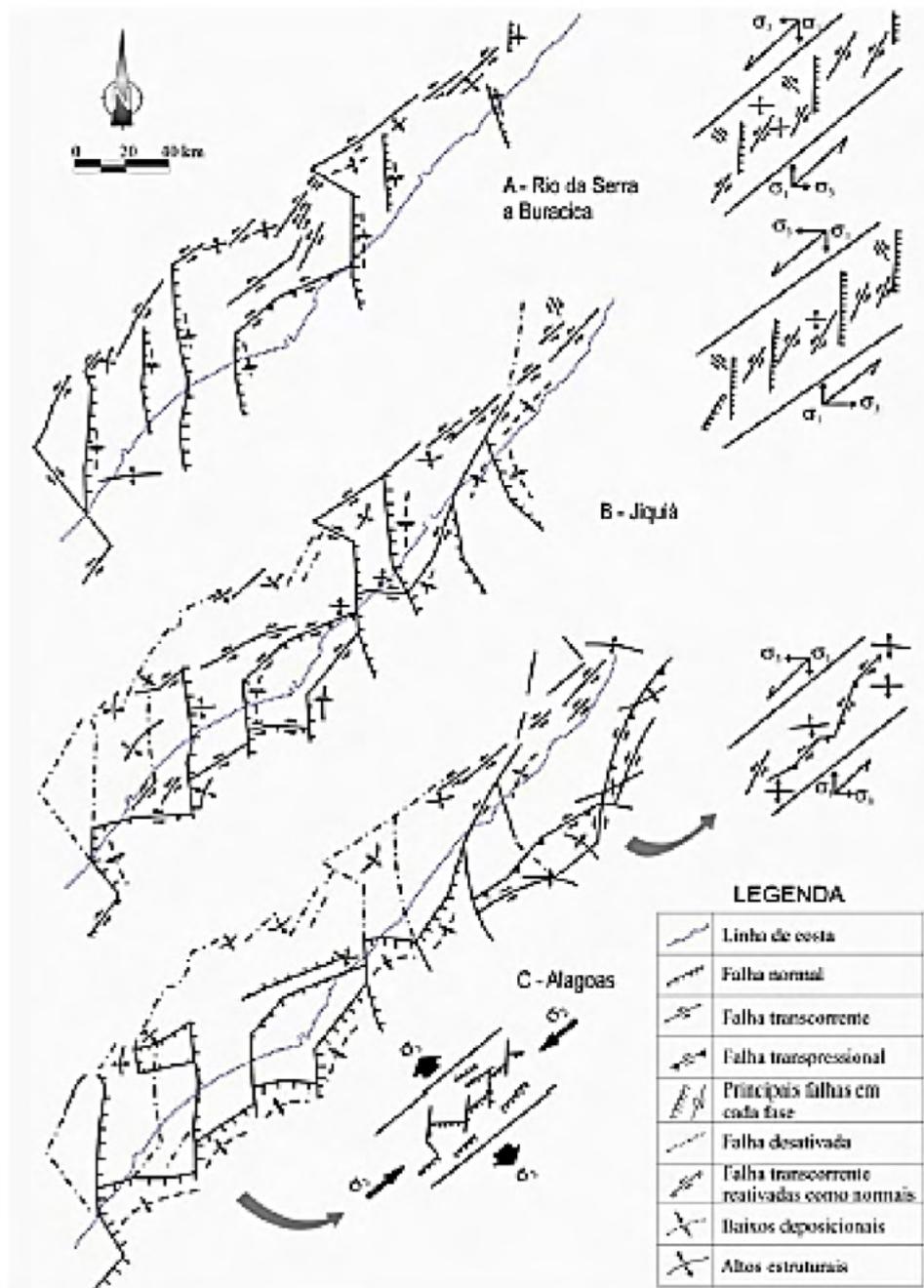


Figura 3.2. Principais feições estruturais da Bacia Sergipe-Alagoas (Lana, 1985).

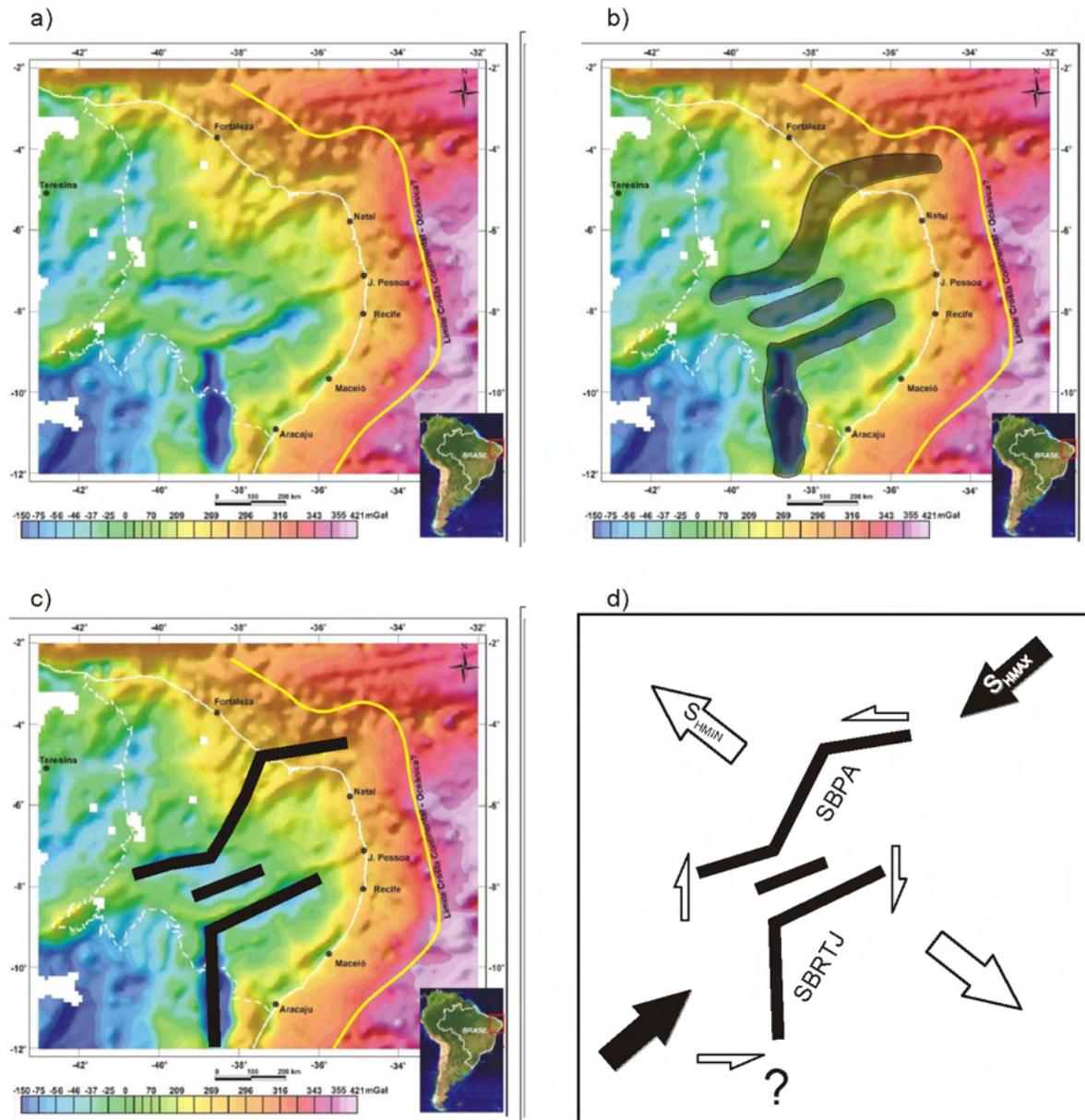


Figura 3.3. Modelo estrutural para a Província Borborema. a) Mapa de anomalia Bouguer para a região Nordeste do Brasil, com destaque para os baixos gravimétricos que contornam os sistemas de bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá, e Potiguar-Araripe (em azul). b) Disposição espacial dos alinhamentos estruturais das bacias tipo rifte do NE do Brasil. c) Simplificação dos alinhamentos estruturais na forma das linhas pretas. d) Possível interpretação tectônica para as geometrias dos dois sistemas de bacias. A linha amarela marca o limite sugerido crosta continental-crosta oceânica. A conformação dos dois sistemas de bacias sugere que ambos podem ter se comportado como uma combinação entre bacias sigmoidais pull-apart e um par paralelo concorrente de propagação. Sua geometria final assimétrica se deve a um cisalhamento regional, que impôs cinemáticas sinistras, a planos orientados E-W, e dextrais, a planos orientados N-S. Setas pretas = vetor máximo de tensão horizontal (SHMAX), setas brancas= vetor mínimo de tensão horizontal (SHMIN). SBRTJ= Sistema de Bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá, SBPA= Sistema de Bacias Potiguar-Araripe (Gomes, 2014).

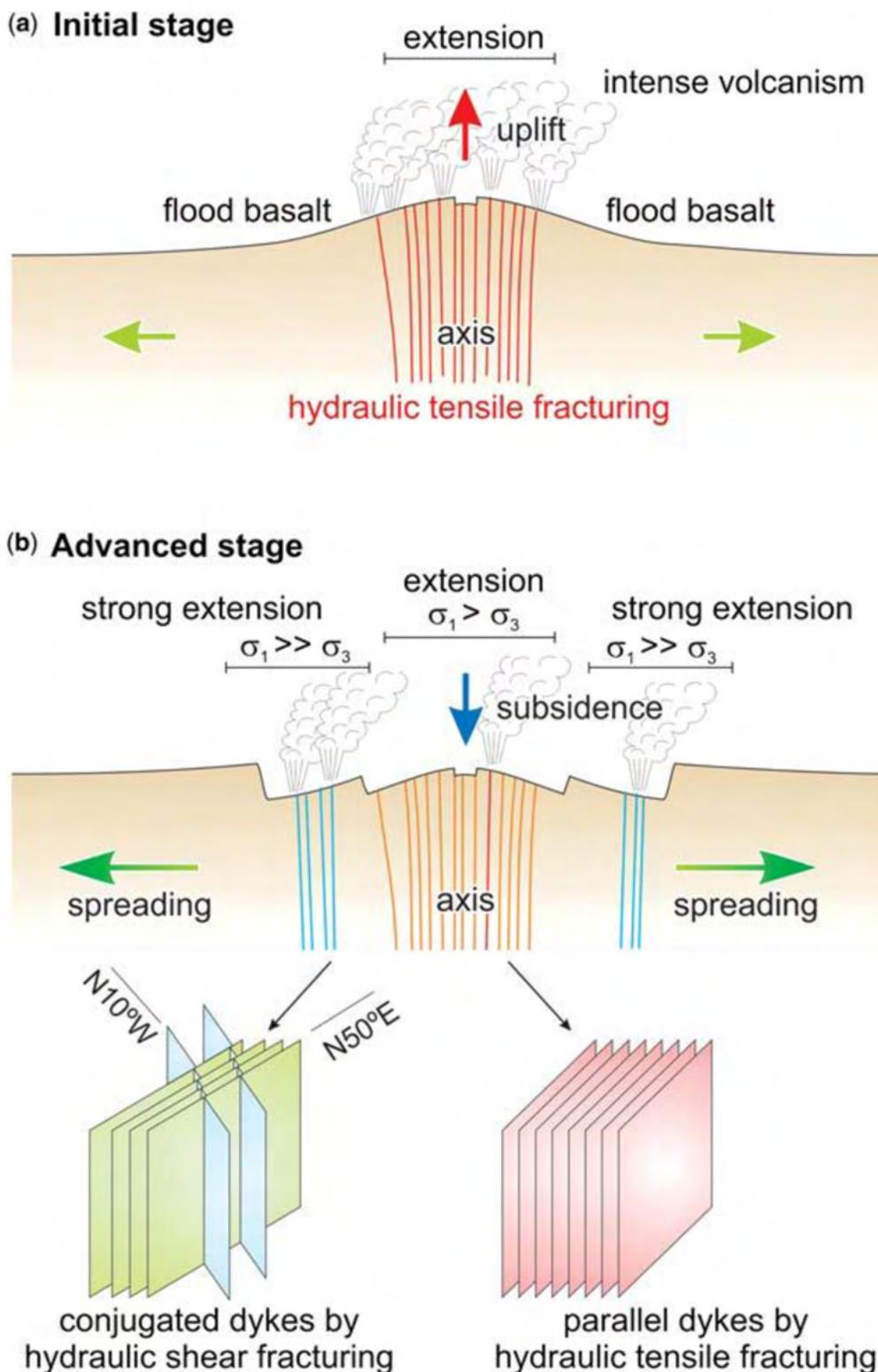


Figura 3.4. Ilustração esquemática sobre a gênese dos enxames de diques nas bacias marginais do Atlântico Sul, que pode ser aplicada também para explicar o padrão de fraturamento na Bacia Sergipe-Alagoas: a) fraturamento por tensão hidráulica em estágio inicial de rifte continental, e b) fraturamento por cisalhamento hidráulico em um estágio avançado nas zonas laterais sob forte tectônica extensional. A direção de orientação dos diques é N50°E e N10°W, que são oblíquas ao eixo do rifteamento continental. Assim, as orientações conjugadas dos diques indicam que a direção σ_1 durante a intrusão era N20°E (Geraldes et al., 2013).

III.3. Estratigrafia das bacias envolvidas na área de estudo

Como a área de estudo localiza-se no limite entre as bacias Pernambuco e Sergipe-Alagoas, a seguir será descrita a estratigrafia de cada uma destas bacias, na tentativa de uma possível correlação entre ambas. No entanto, não será abordada a Bacia Sergipe-Alagoas como um todo. Pelo fato da área se localizar na porção norte da Bacia Sergipe-Alagoas, serão destacados apenas os aspectos estratigráficos da Sub-Bacia Alagoas (porção norte), sem necessidade, portanto, de incluir a Sub-Bacia Segipe (porção sul) neste trabalho.

III.3.1. Sub-Bacia Alagoas

Alguns autores consideram que a Bacia Sergipe-Alagoas represente a junção de duas subacias, Alagoas e Sergipe, as quais são separadas pelo Alto de Penedo (Feijó, 1994). Portanto, aqui será dada ênfase à estratigrafia da Sub-Bacia Alagoas, já que a área de estudo abrange apenas a porção norte da Bacia Sergipe-Alagoas.

Sua sedimentação teve início ainda no Paleozoico, sobre o paleocontinente Gondwana, seguida por um pacote jurássico-cretácico pré-rifte, e posteriormente, com a quebra do continente e a abertura do Oceano Atlântico, ocorreu a deposição de quatro megasseqüências (pré-rifte, sinrifte, transicional e pós-rifte) com diferentes fases de desenvolvimento tectono-sedimentar (Tabela 3.1).

As formações Batinga e Aracaré representam o registro sedimentar da sinéclise paleozoica em áreas muito extensas, ocorrida no continente Gondwana. A Formação Batinga se depositou em ambiente glacial subaquoso, contendo conglomerados, diamictitos, arenitos, siltitos e folhelhos. Já a Formação Aracaré depositou-se em ambiente desértico e litorâneo, com retrabalhamento eólico. Caracteriza-se por folhelhos recobertos por arenitos, calcarenitos associados a sílex e laminitos algais.

Durante o Jurássico depositaram-se os folhelhos lacustres da Formação Bananeira e os arenitos fluvio-deltáicos da Formação Candeeiro. Posteriormente, o lago foi preenchido por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico, com a deposição dos arenitos da Formação Serraria.

De acordo com Campos Neto et al. (2007), o início do rifteamento ocorreu em aproximadamente 142 Ma ao instalar-se o sistema lacustre da Formação Feliz Deserto. A sedimentação arenosa fluvial da Formação Penedo ocorreu juntamente à da Formação Barra de Itiúba, em ambiente deltáico-lacustre.

Com o aumento da intensidade do tectonismo por toda a bacia ocorreu a deposição da Formação Coqueiro Seco em um sistema alúvio-deltáico e lacustre. Esses depósitos prevalecem em relação aos conglomerados aluviais da Formação Poção e aos carbonatos e folhelhos da Formação Morro do Chaves.

Segundo Ariente (1996), as formações Poção e Maceió, na sub-bacia alagoana, caracterizam um trato de sistemas transgressivos compostos por conglomerados e arenitos de leques deltaicos, turbiditos arenosos e folhelhos.

O término do rifteamento ocorreu em aproximadamente 116 Ma, com tectonismo intenso. Posteriormente registra-se uma discordância expressiva erosiva em toda a bacia. A bacia sofreu um basculamento para sudeste, fazendo com que a deposição não tenha sido muito intensa na Sub-Bacia Alagoas nesse período.

Durante a sequência pós-rifte, ocorre deposição inicialmente em condições marinhas restritas, e posteriormente em mar aberto. A Formação Riachuelo deposita-se em consequência da subida do nível do mar. Posteriormente, devido a um grande evento transgressivo, ocorre a deposição de sedimentos da rampa carbonática da Formação Cotinguiba

No final do Coniaciano (~85 Ma) ocorre o rebaixamento do nível do mar favorecendo intenso processo erosivo. Posteriormente, com nova transgressão, a sedimentação que antes era carbonática passa a ser siliciclástica representada pelos folhelhos com intercalações de arenitos da Formação Calumbi. Nas porções proximais depositaram-se as areias costeiras e plataformais da Formação Marituba.

No início do Paleoceno acumulam-se calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro na borda da plataforma siliciclástica da Formação Marituba. A progradação persiste durante o Eoceno, e no Plioceno ocorre um evento regressivo, favorecendo a deposição dos sedimentos costeiros da Formação Barreiras.

Quanto às rochas ígneas, a princípio corpos magmáticos foram localizados apenas em águas profundas e ultraprofundas, com idade turoniana, em torno de 90 Ma, determinada devido às suas relações de truncamento com as rochas hospedeiras observadas através de dados sísmicos (Campos Neto et al., 2007). Mais recentemente, basaltos almofadados amostrados a partir de poços na porção offshore foram datados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ definindo uma idade albiana (104 Ma) para o magmatismo (Caixeta et al., 2014).

III.3.2. *Bacia Pernambuco*

A deposição da Bacia Pernambuco teve início no Aptiano, chegando às coberturas paleógenas-neógenas. Seu empilhamento litoestratigráfico proposto mais recentemente é

baseado na análise de afloramentos, de amostras de dois poços estratigráficos, e do levantamento de dados sísmicos (Lima Filho, 1998; Maia, 2012) – Tabela 3.2.

Além disso, um evento magmático de grandes dimensões teria afetado a bacia durante o Albiano (Suite Ipojuca), e foi responsável pela formação de uma grande diversidade de rochas ígneas como traquitos, traquiandesitos, basaltos, riolitos e alkali-feldspato granito (Sial, 1976; Lima Filho, 1998; Lima Filho e Szatmari, 2002; Nascimento, 2003). A datação por Ar/Ar destas rochas obteve idade albiana, em torno de 102 Ma (Nascimento et al., 2003). Também ocorrem vários tipos de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos que teriam se formado durante o Albiano, como depósitos de lahars, tufos e brechas vulcânicas, além de fluxos de detritos. No entanto, devido ao intenso intemperismo que atinge toda a região costeira, essas rochas são facilmente alteradas, o que dificulta seu reconhecimento (Maia, 2012).

III.4. Correlação litoestratigráfica entre a Bacia Pernambuco e Sub-Bacia Alagoas

Uma tentativa de correlação das bacias em questão foi feita, como segue na Tabela 3.3. Deste modo, a seguir são relatadas através de dados de literatura as principais características das unidades que se correlacionam, depositadas a partir do Aptiano, e que correspondem à fase rifte da bacia, período a partir do qual tem início o preenchimento da bacia na área de estudo.

Acredita-se que a ausência da seção cedo-cretácica na Bacia Pernambuco seja devido ao seu isolamento responsabilizado pela presença do Platô de Pernambuco, que fica na porção offshore da Bacia. O mesmo teria funcionado como uma barreira à deposição cedo-cretácica nas bacias Pernambuco e Paraíba, sendo registrada apenas na Bacia Sergipe-Alagoas (Santos et al., 2011).

III.4.1. Depósitos Aptianos

Os depósitos aptianos são representados pela Formação Cabo na Bacia Pernambuco, e pela Formação Poção na Sub-Bacia Alagoas (Tabela 3.3). A Formação Cabo se depositou em um ambiente dominado por sistemas de leques aluviais, predominando um fácies conglomerático.

Tabela 3.2. Coluna litoestratigráfica da Bacia Pernambuco (Maia, 2012).

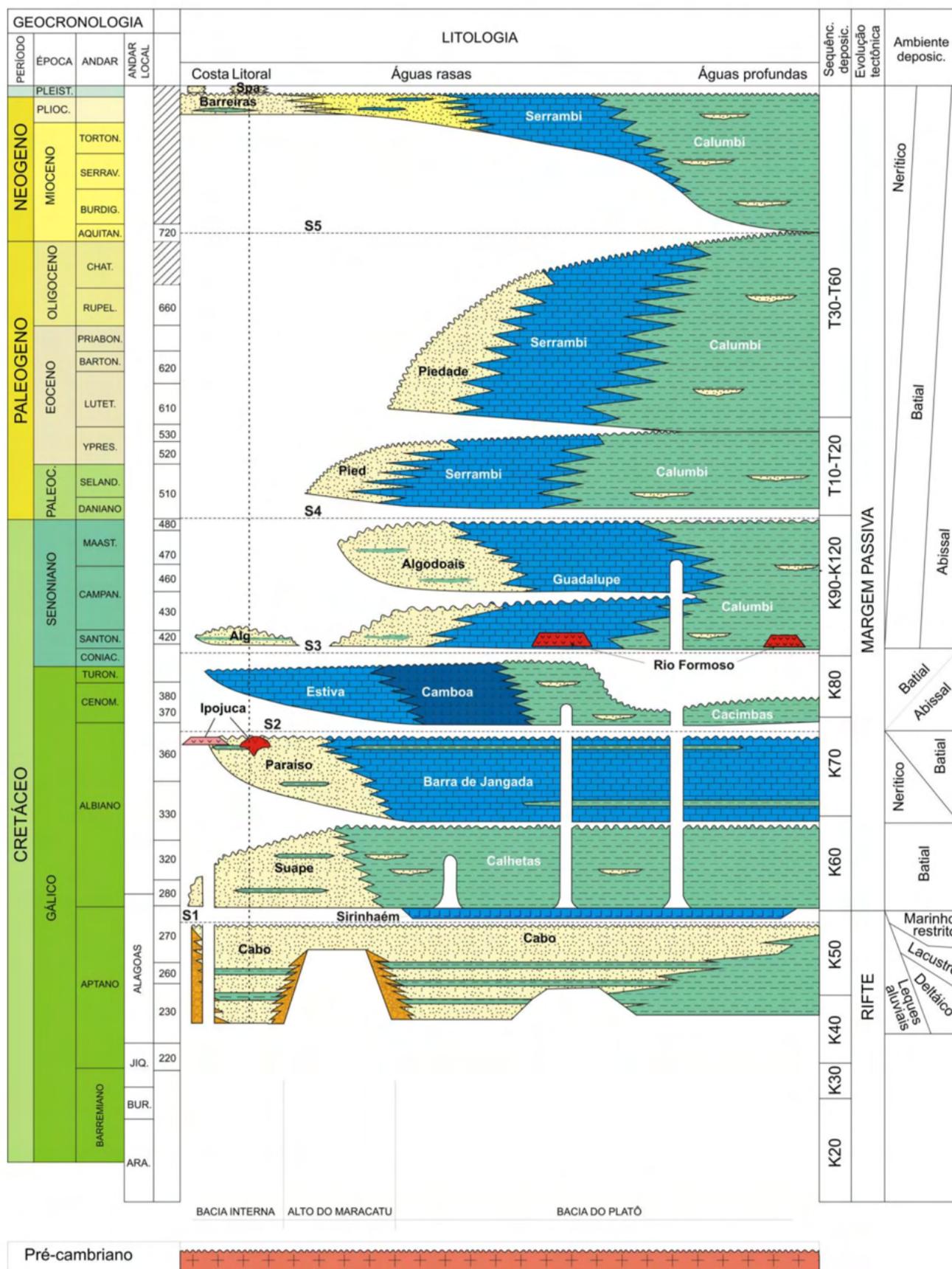


Tabela 3.3. Correlação entre as unidades litoestratigráficas da Bacia Pernambuco e Sub-Bacia Alagoas.

Idade	Sub-Bacia AL	Bacia PE	Características
Quaternário	Sedimentos praias, de mangue e aluviais		Sedimentos quartzosos com matéria orgânica
Mioceno-Pleistoceno	Terraços Pleistocênicos Fm. Barreiras		Deposição siliciclástica de ambiente marinho Deposição siliciclástica de ambiente fluvial
Santoniano	?	Fm. Algodoads	Deposição siliciclástica de ambiente fluvial
Cenomaniano - Coniaciano	Fm. Cotinguiba	Fm. Estiva	Calcários e dolomitos da plataforma carbonática
Albiano	Fm. Maceió	Fm. Paraíso Fm. Suape	Arenitos e folhelhos de leques aluvionais
Aptiano	Fm. Poção	Fm. Cabo	Conglomerados de ambiente aluvio-deltaico (Continental)

Devido às condições climáticas mais severas no final do Aptiano, registra-se no topo desta formação a ocorrência de *sabkhas* continentais. Também ocorrem traços de depósitos evaporíticos, e arenitos conglomeráticos com cimentação carbonática (Maia et al., 2012).

A Formação Poção consiste em arcóseos de granulação grossa e conglomerados, localmente com matacões de composição predominantemente granítica. Esta unidade ocorre principalmente ao longo das falhas de borda da Sub-Bacia Alagoas (Figueiredo 1978).

III.4.2. Depósitos Albianos

Os depósitos albianos são representados pelas formações Suape e Paraíso na Bacia Pernambuco, e pela Formação Maceió na Sub-Bacia Alagoas (Tabela 3.3). A Formação Paraíso é composta por arenitos quartzosos com baixo teor de feldspatos, com granulometria variando de grossa a fina, e em geral a morfologia dos grãos varia de subarredondados a arredondados. O arcabouço das rochas arenosas estudadas apresenta elevada porosidade. Os grãos, de forma geral, apresentam variado grau de fraturamento devido à compactação (Maia, 2012).

A Formação Suape se diferencia da Formação Paraíso pela presença de depósitos arenosos arcoseanos, variando de conglomeráticos a finos, e mostram granodecrescência ascendente. Essa formação é contemporânea aos depósitos de rochas vulcanoclásticas relacionadas à Suíte Magmática Ipojuca, datada em ± 102 Ma (Lima Filho, 1998; Nascimento, 2003). Esta relação é evidenciada pela ocorrência de depósitos de tufos, derrames vulcânicos e de pulsos de fluxo detríticos que formaram *lahars*.

Quanto à Formação Maceió, esta ocorre em quase toda a Sub-Bacia Alagoas. Sua deposição ocorreu durante o Mesoaptiano em ambiente de fandeltas, que se desenvolveram entre áreas de intensa evaporação na borda da bacia (Nascimento e Lima Filho, 2005). Na

porção norte, sedimentos eólicos e flúvio-deltaicos foram depositados, sendo posteriormente soerguidos e passando a servir como área-fonte (Abreu e Potter, 1990). Durante o Neoplioceno e Eoalbio, o ambiente de sedimentação tornou-se marinho, provavelmente porque falhas foram reativadas tornando a bacia bem mais profunda. Nesta época, uma plataforma carbonato-siliciclástica desenvolveu-se em frente aos fandeltas, com depósitos turbidíticos (Lira, 2004), além de depósitos lacustres e de lobos sub-aquosos (Arienti, 1996).

Nascimento e Lima Filho (2005) identificaram três fácies sedimentares representando a deposição de fandeltas, e seis fácies distais de um sistema lacustre constituídas de sedimentos turbidíticos e folhelhos.

A deposição de fandeltas é representada por arenitos conglomeráticos maciços (porção proximal), medianos a grossos com estratificações e fluidização (porção mediana), e folhelhos cinza a esverdeados com bioturbação (porção distal).

Os sedimentos turbidíticos caracterizam-se por conglomerados (parte proximal de fluxo hiperconcentrado), arenitos arcoseanos médios a grossos, com estratificações e bioturbação (fluxo de alta densidade), chegando a folhelhos e ritmitos (porção distal com fluxo de baixa densidade).

A sedimentação lacustre é representada por folhelhos negros ricos em matéria orgânica, e estão relacionados ao final da deposição dos sedimentos de lobos. São registrados restos vegetais, além de peixes e coprólitos.

Desse modo, os depósitos da Formação Maceió apresentam características apropriadas tanto para rocha-reservatório (arenitos) como para geradora (folhelhos negros) – Nascimento e Lima Filho (2005).

III.4.3. *Depósitos Cenomanianos a Coniacianos*

Representam esses depósitos a Formação Estiva na Bacia Pernambuco, e a Formação Cotinguiba na Sub-Bacia Alagoas. A Formação Estiva compreende as rochas carbonáticas depositadas em ambiente de plataforma carbonática rasa, composta por calcários maciços com coloração cinza esbranquiçada, contendo níveis fortemente dolomitizados também com colorações cinza, por vezes intercalados com níveis de margas e argilitos (Lima Filho, 1998).

Segundo Tomé et al. (2006), os primeiros pulsos transgressivos responsáveis pela precipitação dos carbonatos na Bacia Pernambuco se iniciaram no Albiano Superior na região de Tamandaré, indicando uma provável entrada do mar pelo extremo sul. O máximo da transgressão teria ocorrido no Turoniano com a deposição dos calcários da Formação Estiva

nas regiões de Porto de Galinhas, Cupe e Suape. No entanto, algumas áreas não sofreram ocupação pelo mar transgressivo devido à presença de altos e baixos (entre Cabo de Santo Agostinho e Maragogi) que teriam se formado durante períodos de intensa atividade tectônica no final do Turoniano, chegando ao Santoniano com pouca expressividade. Ainda segundo os mesmos autores, esta formação teria sido depositada em um sistema de plataforma carbonática rasa com pulsos de sedimentação intermitentes, com grande influência terrígena sob condições de clima quente e seco, e alguma influência marinha.

Dados geoquímicos da porção superior da Formação Estiva indicam que houve uma transição de ambiente anóxico para oxidante. Registra-se nesta porção uma anomalia negativa de Ce, bem como o enriquecimento nos elementos terras raras (ETR) pesados (Garlipp et al., 2013). A anomalia negativa de Ce sugere uma transição para ambiente oxidante, já que esse elemento é o único dentre os demais ETR que sofre oxidação, passando de Ce(III) solúvel para Ce(IV) insolúvel, o qual se fixa em material particulado (Wang et al., 1986). E o enriquecimento de ETR pesados pode evidenciar uma maior influência oceânica, já que a água do mar apresenta enriquecimento em ETR pesados (Rollinson, 1996). Como a porção superior da Formação Estiva representa a sedimentação ocorrida no final do Turoniano, interpreta-se como sendo esse o momento da entrada oceânica mais intensa continente adentro. Essas interpretações estão de acordo com os resultados obtidos por Ferreira (2009), que mostrou através de dados palinológicos e palinofaciológicos, que durante a fase inicial da abertura do Oceano Atlântico o ambiente que ali se instalou era anóxico, ainda com grande influência continental, tornando-se posteriormente bem oxigenado com a entrada do oceano.

Da mesma forma, a unidade estratigráfica correspondente na Sub-Bacia Alagoas, a Formação Cotinguiba, depositou-se durante evento transgressivo, inicialmente em condições marinhas restritas, com o estabelecimento de uma plataforma carbonática. Esta compreende intercalações de rochas carbonáticas e margas depositadas sob condições neríticas, bem como intercalações de *mudstones*, margas e folhelhos, depositados em ambiente mais profundo (Azambuja Filho et al., 1998).

Estas unidades carbonáticas dificilmente são encontradas aflorando devido à facilidade em sofrerem dissolução, e, portanto não foram encontradas na área de estudo.

III.4.4. Depósitos Santonianos (?)

Os depósitos siliciclásticos de ambiente fluvial sobrepostos à plataforma carbonática são representados pela Formação Algodoads, pertencente à coluna estratigráfica da Bacia

Pernambuco, e não possui unidade litológica correspondente no empilhamento litoestratigráfico da Sub-Bacia Alagoas (Tabela 3.3). Inicialmente esta unidade fazia parte da porção inferior da Formação Barreiras, e era denominada Infra-Barreiras (Kegel, 1959 in Lima Filho, 1998). Posteriormente, passou a ser considerada uma unidade litoestratigráfica, denominada Membro Algoduais, fazendo parte da Formação Cabo (Rocha, 1990). Em estudos subsequentes, essa unidade passou a ser considerada Formação Algoduais, devido à ausência de relação da mesma com os litotipos da Formação Cabo (Lima Filho, 1998). Uma característica inerente à Formação Algoduais é a presença de fragmentos de origem vulcânica, a qual não é observada na Formação Cabo.

Quanto às relações estratigráficas, a Formação Algoduais se depositou em discordância angular ou erosional não apenas sobre a Formação Cabo, mas também em relação à Suíte Ipojuca, e sobre os carbonatos da Formação Estiva.

Acima da Formação Algoduais, em discordância erosional, ocorrem os litotipos da Formação Barreiras. Essa discordância é marcada por níveis basais de conglomerados ou de arenitos conglomeráticos, sendo considerado um marco estratigráfico entre a Formação Algoduais (Santoniano-Paleógeno) e a Formação Barreiras (Neógeno).

Além dos fragmentos de origem vulcânica, a Formação Algoduais também apresenta seixos do Granito do Cabo de Santo Agostinho, permitindo concluir que essa rocha granítica formava um paleoalto, sendo uma das fontes siliciclásticas da Formação Algoduais. Deste modo, a referida unidade é constituída por conglomerados polimíticos (fragmentos de quartzo, rochas do embasamento, e rochas vulcânicas), bem como arenitos e intercalações de níveis de argilite.

Essas rochas se depositaram em ambiente fluvial e em planície de inundação, sendo agrupadas em dois grupos com características faciológicas distintas. A fácies de canal fluvial apresenta conglomerados com seixos e blocos pouco arredondados e baixa esfericidade, o que implica em área fonte próxima. Essa mesma fácies também possui arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de médio porte. Além disso, também se observa granodecrescência ascendente, o que sugere que ocorreu a diminuição de energia de transporte em direção ao topo. Já a fácies de planície de inundação apresenta intercalações de argilitos/siltitos finamente laminados, bem como corpos tabulares de arenito fino depositados em ambiente subaquoso (Cruz et al., 2003)

Com relação aos sistemas fluviais predominantes nesta unidade, são caracterizados por rios entrelaçados e meandantes. Esses sistemas fluviais são responsáveis em grande parte

pelo retrabalhamento dos siliciclastos que são provenientes da Formação Cabo e da Suíte Ipojuca, os quais eram prováveis altos topográficos (Cruz et al., 2003)

III.4.5. *Depósitos Miocênicos a Pleistocênicos*

São representados principalmente pela Formação Barreiras. Da mesma forma que ocorre na Formação Algodois, essa unidade também apresenta um sistema deposicional fluvial, porém nesse caso predomina o sistema do tipo entrelaçado. Observa-se granodrecrescência ascendente, com os arenitos no topo apresentando estratificações cruzadas acanaladas e boa maturidade composicional. Geralmente a discordância basal da Formação Barreiras é marcada por um nível de conglomerados com seixos arredondados de quartzo, que foram depositados sobre a Formação Algodois. No Alto de Maragogi-Barreiros (entre os municípios de Barreiros e São José da Coroa Grande), a Formação Barreiras encontra-se diretamente sobre o embasamento cristalino, com pouco mais de 30 m de espessura (Cruz et al., 2003).

Além da Formação Barreiras, também são observados terraços marinhos pleistocênicos, os quais ocorrem em áreas planas, e são constituídos por areias esbranquiçadas quartzosas, de granulometria média a grosseira, bem classificadas, de grãos arredondados e subarredondados, formando terraços que podem chegar até a cota de 10 m. As espessuras são variáveis, podendo apresentar na base seixos negros, carbonosos, mas também arenitos finos com níveis argilo-sílticos. Devido ao processo de intensa lixiviação, ocorre a concentração de matéria orgânica nas porções mais profundas tornando sua coloração mais escura (Bittencourt et al., 1983). Esses depósitos foram datados ao longo da costa dos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco por termoluminescência e por luminescência opticamente estimulada em grãos de quartzo por Suguio et al. (2011). Foram identificados dois grupos de idades, um de 200 a 230 ka, e outro variando de 100 a 130 ka., com altitude da base dos terraços, respectivamente, entre 10 e -2 m, e entre 12 e -2 m acima do nível do mar. Esses dados são coincidentes com a cronologia de níveis marinhos localizados nas Bahamas e Bermudas, indicando que foram eventos de impacto a nível mundial.

III.4.6. *Depósitos Quaternários*

Esses depósitos são formados pelos sedimentos inconsolidados aluvionares, praias e de mangue. As aluviões distribuem-se nas margens e nos canais das drenagens. São

constituídas por material areno-argiloso de coloração variada, com feições mais escuras dadas pela presença de matéria orgânica. Podem variar de granulometria, sendo depositados níveis conglomeráticos nos canais onde há maior energia, e níveis pelíticos nas planícies de inundação.

Os sedimentos de mangue situam-se nas regiões estuarinas, com vegetação típica. O desenvolvimento dos mesmos está ligado à influência das marés, correntes e aporte fluvial de sedimentos. Ocorre a deposição de lama rica em matéria orgânica acrescida de sedimentos de granulometria arenosa, bem como bioclastos.

Os sedimentos praias são depositados nas faixas de praia paralelos à linha de costa. Estão em constante retrabalhamento por processos fluviais, marinhos e eólicos. São compostos por areia quartzosa, com granulometria variando de areia fina a muito grossa, rica em bioclastos.

III.4.7. *Vulcanismo*

Até o presente momento o vulcanismo na Sub-Bacia Alagoas só era conhecido em sua porção *offshore*, onde basaltos foram detectados através de perfis sísmicos, e amostras foram coletadas durante a perfuração de poços. Essas rochas foram datadas pelo método Ar-Ar e apresentam a idade de 104 Ma (Caixeta et al., 2014), e deste modo têm sido correlacionadas com a Suíte Magmática de Ipojuca de ~102 Ma. Esta suíte caracteriza-se pela presença de riolitos, traquitos, basaltos, ignimbritos, bem como sienitos e granitos (Nascimento, 2003), conforme abordado anteriormente no item III.3.2 sobre a estratigrafia da Bacia Pernambuco.

Quanto à correlação entre os continentes da América do Sul e África, alguns trabalhos têm usado para esse propósito o magmatismo que chegou à superfície durante a separação dos continentes. Nesse sentido, as rochas vulcânicas observadas nas bacias Pernambuco e Sergipe-Alagoas têm sido bem correlacionadas com as rochas da Linha Vulcânica dos Camarões (Geraldés et al., 2013; Garlipp et al., 2014) – Figura 3.5. Esta é uma importante feição estrutural alongada com orientação N30°E, que se estende desde a crosta oceânica na ilha de Santa Helena e continua até a porção central do continente africano através da zona de cisalhamento da África Central. Esta estrutura se formou durante o Pré-Cambriano e apresenta continuidade no Brasil através do Lineamento Pernambuco, tendo sido repetidas vezes reativada durante o Mesozoico, com a quebra continental, e também no Cenozoico (Geraldés et al., 2013).

CAPÍTULO IV – GEOLOGIA LOCAL

IV.1. Introdução

Para a realização do mapeamento geológico foram visitados 39 afloramentos distribuídos na área de estudo, cujas localizações podem ser observadas no Mapa de Pontos que se encontra nos Anexos.

Em alguns dos afloramentos visitados foram feitas coletas de amostras para descrição petrográfica macroscópica, num total de 18 amostras. Algumas das amostras das rochas vulcanoclásticas foram selecionadas para a confecção de seções delgadas para a descrição petrográfica, totalizando 06 seções. As descrições macroscópicas das amostras mais representativas de cada unidade estratigráfica, bem como as descrições microscópicas encontram-se nos Anexos.

Os dados adquiridos a partir da fotointerpretação de imagens e das observações realizadas em campo (dados estruturais, sedimentológicos e mineralógicos), bem como aqueles obtidos através das descrições das amostras (macro e microscopicamente), permitiram a elaboração do mapa geológico na escala de 1:50.000 (Anexo), juntamente com um mapa estrutural em um modelo de elevação de terreno (anexado apenas em CD).

No total, dez unidades litoestratigráficas foram identificadas. As mesmas serão descritas a seguir, seguindo uma ordem cronológica, iniciando pela unidade mais antiga (Neoproterozoico) até as mais recentes (Quaternário).

IV.2. Unidades litoestratigráficas encontradas na área de estudo

IV.2.1. *Suíte Intrusiva tipo Itaporanga* (p ∈ g)

Esta unidade predomina em toda a porção W da área de estudo, e está relacionada ao plutonismo brasileiro (Neoproterozoico) sin a tardi-tectônico. É composta por biotita-anfibólio granitoides grossos a porfíricos, com enclaves dioríticos e fácies sieníticas (Gomes et al., 2001). A textura porfírica é facilmente observável, apresentando inúmeros cristais centimétricos de feldspato potássico (Figura 4.1).



Figura 4.1. Granito porfirítico da Suite Intrusiva Itaporanga: a) aspecto geral de afloramento no ponto 9, e b) detalhe mostrando a textura porfirítica com cristais centimétricos de feldspato potássico (ponto 14).

IV.2.2. *Sienito* ($p \in s$)

As rochas dessa unidade encontram-se intensamente intemperizadas, o que impediu a confecção de lâminas e tornou difícil sua caracterização. No entanto, algumas de suas características, visíveis em amostra de mão, chamaram a atenção permitindo sua identificação, como a pouca quantidade de quartzo e a presença de feldspatos em tons de laranja intenso. Tais características permitiram correlacionar esta unidade aos sienitos que ocorrem mais a norte, já na Bacia Pernambuco, localizados no município de Camela (PE). Além disso, também foi observada a presença de uma importante rede de microveios de feldspato alterado (caulinita ?) cortando esta rocha, que é comum nos sienitos de Camela (Santos et al., 2011) – Figura 4.2.

Segundo Santos et al. (2011), não se descarta a possibilidade desta unidade se tratar na verdade de rochas alcalinas e estarem relacionadas ao vulcanismo alcalino da Linha Vulcânica dos Camarões, na costa oeste do Continente Africano (Fitton, 1987) – Figura 3.5.

Localmente observou-se uma rocha de textura porfirítica já bastante alterada com blocos ígneos “imersos” nessa mesma. Esses blocos, de dimensões métricas, apresentam a mesma composição que a rocha porfirítica (K-feldspato avermelhado, quartzo, anfibólio), porém de facies inequigranular. Esses blocos se destacam no afloramento, pois estão menos

intemperisados (maior resistência possivelmente por mais Qz) – Figura 4.3. Uma explicação possível para a ocorrência destes blocos ígneos dentro da rocha porfirítica seria sua origem pelo processo de filtragem por pressão (*filter pressing*). Este é um processo que ocorre durante a cristalização de corpos ígneos intrusivos, no qual o líquido intersticial se separa dos cristais por pressão. Conforme os cristais crescem e se acumulam no corpo magmático, um mesh de cristais pode se formar a partir do líquido que permanece nos interstícios. Esse mesh pode resultar de cristais que afundam na parte inferior da câmara magmática ou a partir de cristais que se acumularam durante os estágios mais avançados de cristalização do corpo magmático. A pressão aplicada através do peso dos cristais acima ou por forças externas podem forçar o líquido (mais móvel) para fora do mesh de cristais (Best, 1982). No entanto, maiores pesquisas devem ser realizadas nesse afloramento para um melhor entendimento do mesmo.



Figura 4.2. Extração de argila para cerâmica em afloramento de granitoide intemperisado no Engenho Marrecas: a) aspecto geral do afloramento, b) detalhe mostrando a textura ígnea ainda preservada, e c) veios de feldspato alterado (caulinita?) na rocha alterada (ponto 18).



Figura 4.3. Afloramento de rocha ígnea porfírica com blocos métricos arredondados de fácies inequigranular em seu interior. Os blocos se destacam no afloramento devido a sua maior resistência ao intemperismo (ponto 19 no mapa de pontos em anexo).

Quanto ao aspecto estrutural, falhas de direção N-S, NE-SW e E-W foram fotointerpretadas através do padrão das drenagens e da topografia. Possivelmente, estas são falhas herdadas de estruturas pré-cambrianas que foram reativadas durante a abertura do Oceano Atlântico (Santos et al., 2011).

IV.2.3. *Formação Maceió (Km)*

Esta unidade aflora na porção sul da área estudada. Na Figura 4.4 observa-se a fácies mediana desta unidade, com arenitos arcoseanos grossos intercalados com arenitos finos em estratificação plano-paralela. Também é possível observar o contato desta unidade com a Formação Barreiras através de uma falha normal (Figura 4.5).

Em direção ao norte, no afloramento do ponto 31, se observa a fácies lacustre desta unidade, com folhelhos esverdeados apresentando mosqueamento avermelhado devido à oxidação de ferro (Figura 4.6).



Figura 4.4. Facies mediana da Formação Maceió, com arenitos grossos e finos intercalados (ponto 26 localizado no povoado de São Bento).

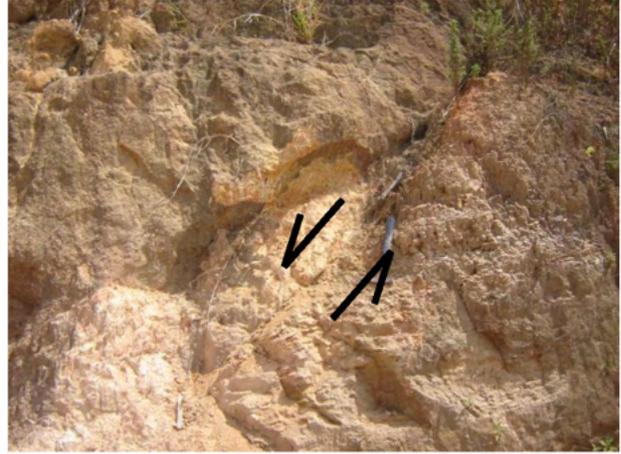


Figura 4.5. Falha normal (110 Az/60° NE) mostrando contato entre as formações Barreiras (topo) e Maceió (base). É possível observar a estratificação plano-paralela da Formação Maceió na porção inferior do lado direito (afloramento do ponto 30).



Figura 4.6. Facies lacustre da Formação Maceió mostrando argilitos esverdeados com manchas avermelhadas de oxidação (ponto 31).

Do ponto de vista estrutural, da mesma forma que acontece com o embasamento, essa unidade também foi afetada por falhas de direção N-S e E-W, boa parte delas apenas fotointerpretadas. Desse modo, podem ser consideradas reativações de falhas pré-cambrianas.

IV.2.4. Formação Ipojuca (Ki)

Algumas evidências puderam confirmar a ocorrência de atividade vulcânica na área de estudo, a qual foi previamente descoberta por Gantois (2008), com a identificação de uma estrutura circular por fotointerpretação de fotografias aéreas.

Durante a atividade de campo do presente trabalho, a origem vulcânica desta estrutura circular pôde ser comprovada com a descoberta de rochas ignimbríticas (Figura 4.7) na porção norte dessa estrutura circular (ponto 1), indicando que esse vulcanismo teria sido do tipo explosivo (Garlipp et al., 2014). Além disso, no mesmo local também foram descobertos depósitos de cinzas vulcânicas, os quais possivelmente estariam localizados dentro de uma cratera vulcânica (Garlipp et al., 2015). Essas duas evidências de vulcanismo encontradas na área, ou seja, os ignimbritos e os depósitos de cinzas, serão detalhadas a seguir.



Figura 4.7. Rocha ignimbrítica localizada na porção norte da estrutura circular previamente fotointerpretada (ponto 1). É possível observar pequenas vesículas (seta branca), e *fiammes* (seta amarela).

A respeito dos ignimbritos encontrados, algumas das amostras apresentam um certo bandamento, que pode ser indicativo de deposição por suspensão ou tração, outras já mostram uma estrutura caótica. A presença de *fiammes* evidencia que o material vulcânico encontrava-se extremamente aquecido no momento de sua deposição. Esses *fiammes* são estruturas lenticulares que representam fragmentos ejetados durante a erupção vulcânica (púmice), os quais são achatados pela compactação e/ou cisalhamento, formando a textura denominada

eutaxítica. Também são observadas outras características como a presença de vesículas, devido à presença de gases no magma, e fragmentos líticos, que são arrastados pelo fluxo piroclástico (Figura 4.8).

Microscopicamente são identificadas texturas típicas de rochas vulcânicas devido ao rápido resfriamento (Figuras 4.9 a 4.11). Foram também identificados fragmentos líticos e cristaloclastos de composições variadas (Figuras 4.12 e 4.13), podendo indicar correlação com a Suíte Magmática de Ipojuca, já que na porção sul da Bacia Pernambuco, no limite com a área de estudo, afloram tanto riolitos como basaltos (Nascimento et al., 2004).

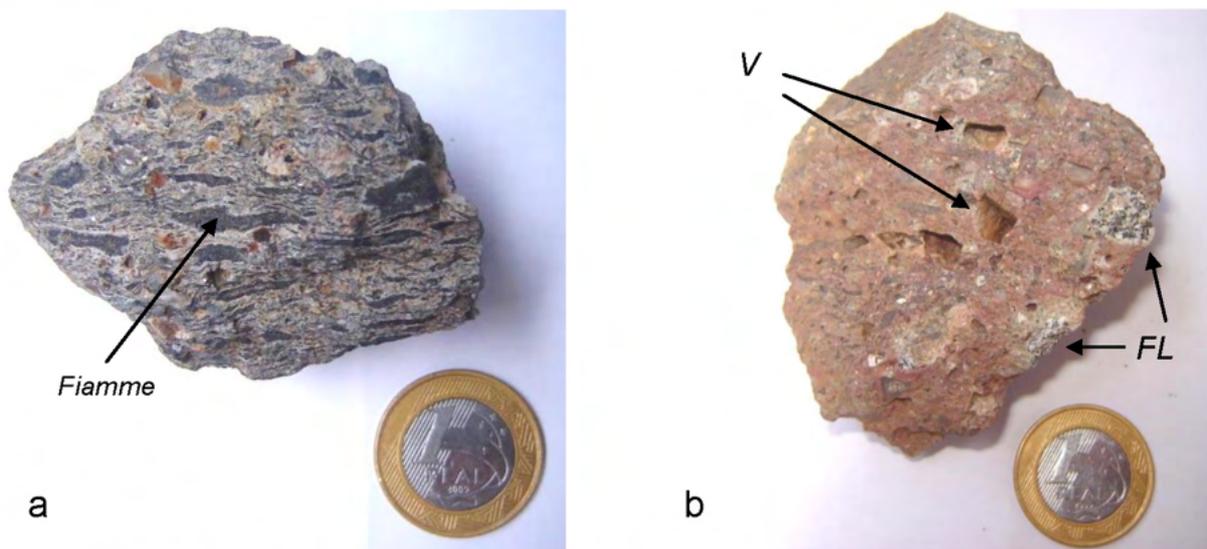


Figura 4.8. Amostras de ignimbritos evidenciando características típicas de rochas vulcânicas: a) textura eutaxítica, e b) fragmentos líticos (FL) e vesículas (V).



Figura 4.9. Textura axialítica ao longo das paredes de um cristaloclasto, formada por desvitrificação: a) nicóis paralelos; b) nicóis cruzados.

Alguns desses cristaloclastos apresentam textura granofírica, envolvendo o intercrescimento de feldspatos potássicos e quartzo. Tal textura evidencia o alojamento do magma a um nível crustal raso, e ocorre quando a cristalização acontece a profundidades menores que 3 km (Nascimento et al., 2002). Essa mesma textura é observada nas rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho (Bacia Pernambuco), sendo uma evidência de uma possível correlação destas rochas com aquelas da Suite Ipojuca.

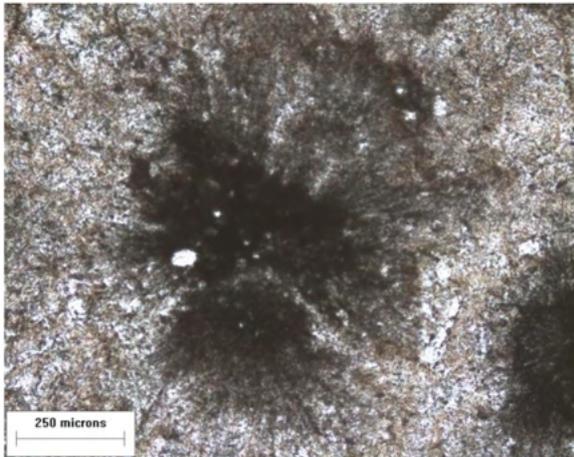


Figura 4.10. Esferulitos formados por desvitrificação (nicóis paralelos).

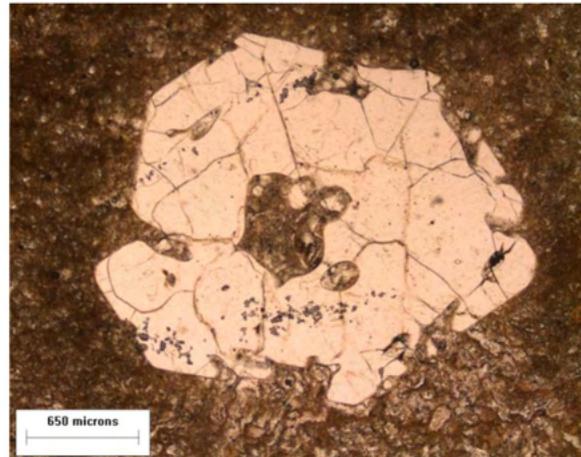


Figura 4.11. Corrosão nas bordas de um cristaloclasto devido à elevada temperatura durante erupção vulcânica (nicóis paralelos).

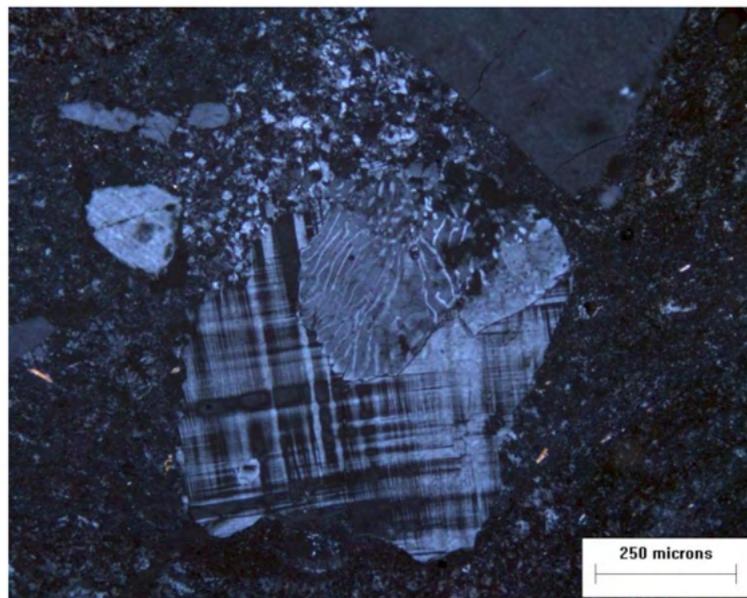


Figura 4.12. Textura granofírica em cristaloclasto de microclínio (sob nicóis cruzados com aumento de 10X).

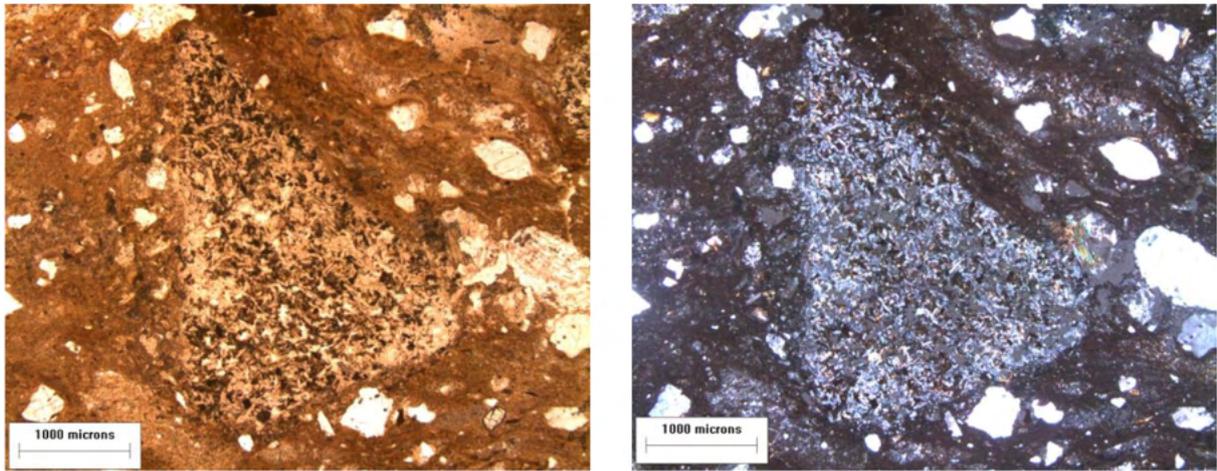


Figura 4.13. Imagem de ignimbrito em lâmina petrográfica mostrando um fragmento lítico de rocha máfica, em a) sob nicóis paralelos, e em b) sob nicóis cruzados.

No aspecto estrutural nota-se no mapa geológico que esta estrutura circular de provável origem vulcânica pode ter condicionado a ocorrência de falhas côncavas no seu entorno, provavelmente devido à presença de rochas mais resistentes em subsuperfície, como, por exemplo, os ignimbritos citados anteriormente.

Próximo ao local onde os ignimbritos foram localizados, também foram encontrados afloramentos de argilitos e folhelhos com grande quantidade de fósseis de vegetais carbonizados (folhas e troncos) - pontos 1 e 2 no mapa de pontos em anexo. Pelo fato do local se encontrar em atividade de mineração para extração de argila para cerâmica, um perfil de cerca de 12 m de altura de rocha fresca encontrava-se bem exposto (Figura 4.14), e desse modo, foi possível fazer a descrição de uma seção vertical (Figura 4.15), que indicou a existência de um lago vulcânico, de idade provável entre Albiano e Santoniano, como será descrito a seguir.

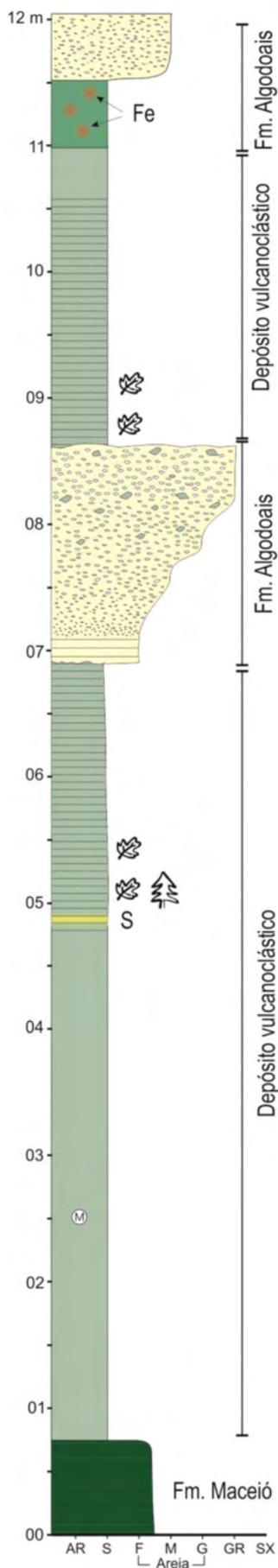


Figura 4.14. Aspecto geral do afloramento (ponto 1) onde foi feita a descrição de uma seção vertical, com localização de amostra coletada. Neste local ocorre atividade mineira de extração de argila para cerâmica.

IV.2.4.1. Seção vertical de um depósito vulcanoclástico de ambiente lacustre

A base da seção tem início com uma camada de arenitos finos a médios com estratificação plano-paralela (depósitos aluvio-deltáicos siliciclásticos da Formação Maceió) com 70 cm de espessura (Figura 4.16).

Acredita-se que a influência vulcânica tenha tido início a seguir com a deposição de siltitos maciços cinza esverdeados (4 m de espessura), apresentando grande quantidade de fenocristais de mica (25%) em uma matriz siltico-argilosa (amostra AB-16). Esses fenocristais encontram-se bem formados, indicando que sua cristalização pode ter ocorrido no conduto vulcânico. Acima desta camada a seção passa a apresentar folhelhos amarelados (20 cm de espessura), com a presença de enxofre nativo, identificado pela coloração amarela, hábito granular e odor característico. Uma explicação para sua ocorrência é a de que o enxofre tenha se cristalizado nas bordas de um lago que teria se formado na cratera vulcânica (Figura 4.17).



Legenda

- Arenito rico em Qz mal selecionado
- Argilito siltoso com oxidação de Fe
- Arenito fino rico em argilominerais cinza esverdeados
- Tufo fino cinza esverdeado
- Estrutura maciça
- Estratificação plano-paralela
- Intraclasto argiloso
- Clasto (Qz e K-F)
- Restos vegetais carbonizados (folhas, troncos)
- S** Concentração de enxofre nativo
- Fe** Oxidação de ferro

Figura 4.15. Seção vertical composta dos pontos 1 e 2, nos quais foram identificados depósitos vulcanoclásticos de ambiente lacustre.



Figura 4.16. Arenitos finos a médios com estratificação plano-paralela pertencentes à Formação Maceió.



Figura 4.17. Camada de folhelho amarelado com enxofre nativo, provavelmente de origem vulcânica (amostra AB-17).

Acima desses folhelhos amarelados foram encontrados folhelhos cinza esverdeados (2 m de espessura) com grande quantidade de conteúdo fossilífero de vegetação carbonizada de folhas e troncos, os últimos identificados como sendo pertencentes a coníferas. A coloração cinza esverdeada pode ser devida ao ambiente anóxico criado pelas emanções vulcânicas, favorecendo a morte e preservação do material vegetal (Figura 4.18). Os fósseis de folhas

(Figura 4.18c) foram identificados como sendo restos vegetais carbonizados de caules de até 1 cm de largura, com superfície aparentemente estriada apresentando fileiras longitudinais de estômatos, com afinidade provável a coníferas do gênero *Pseudofrenelopsis*, já conhecidas no Aptiano da Formação Crato e no Aptiano-Albiano da Formação Romualdo, ambas da Bacia do Araripe. Essas coníferas são as produtoras dos grãos de pólen do gênero *Classopollis*, muito comuns no Cretáceo das bacias brasileiras (Sucerquia et al., 2008).

Do mesmo modo, restos de plantas também foram encontrados bem preservados em folhelhos de idade albiana na Bacia Pernambuco (Barbosa et al., 2008). Esses folhelhos fossilíferos estão associados ao vulcanismo da Suite Magmática Ipojuca, e sua deposição teria ocorrido na depressão de um centro vulcânico na qual se instalou um lago raso de condições restritas. Segundo os autores, a flora encontrada apresenta grande semelhança com aquela da Formação Santana (Aptiano-Albiano) da Bacia do Araripe, com ramos e estruturas reprodutoras de coníferas, como *Brachyphyllum* sp. e *Araucarites* sp..

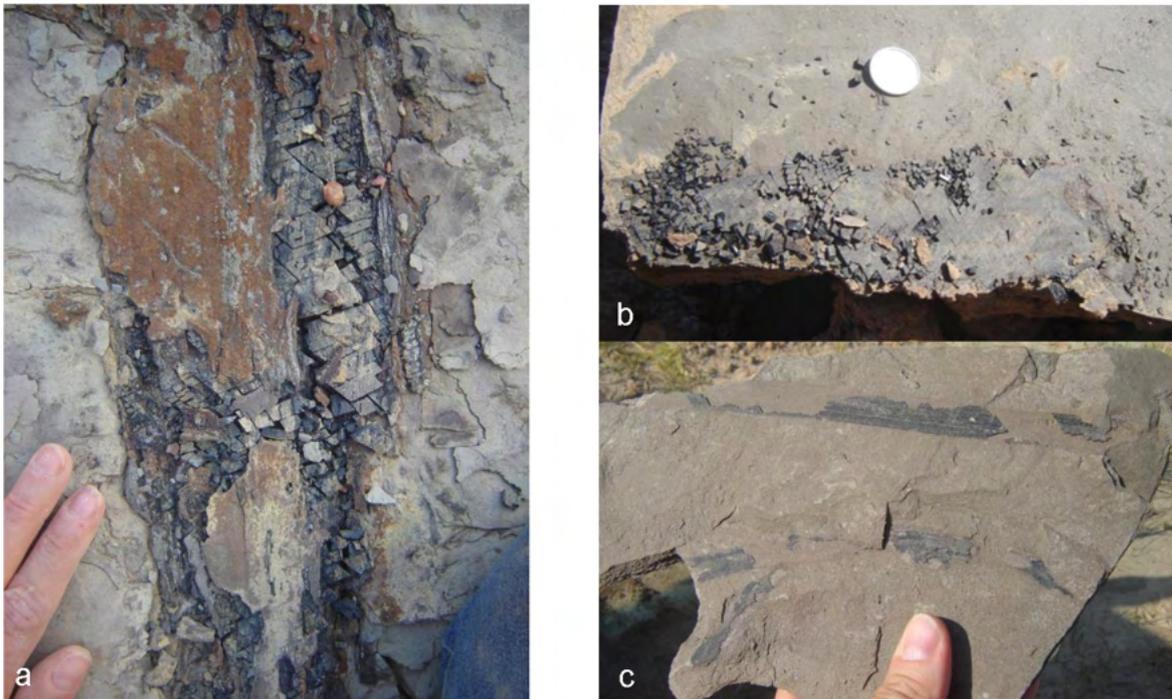


Figura 4.18. Restos vegetais carbonizados em folhelhos (ponto 1): a e b) troncos (amostra AB-2), e c) folhas (amostra AB-15).

Sobre os folhelhos depositaram-se arenitos finos com estratificação plano-paralela (1,70 m espessura), que se tornam mais grossos em direção ao topo, mal selecionados com muitos clastos de quartzo, feldspatos, óxidos de ferro, e fragmentos de folhelhos (amostra AB-22). Esses depósitos mais grossos podem ter ocorrido por atividade tectônica com

soerguimento de blocos. Sobre os arenitos voltam a se depositar os folhelhos cinza esverdeados (2,5 m de espessura) com conteúdo fossilífero, ou seja, as mesmas condições de ambiente lacustre se instalam novamente (amostra AB-23). Os registros deposicionais referentes a esse ambiente lacustre em cratera vulcânica finalizam no topo desses folhelhos, sendo que acima destes registra-se um ambiente que passa a ser mais oxidante, com manchas avermelhadas disseminadas em um siltito cinza esverdeado (50 cm de espessura), talvez a Formação Algoduais, uma deposição siliciclástica com fragmentos vulcânicos (Santoniano) – Garlipp et al. (2015).

Tais evidências reforçam a ideia de que uma atividade vulcânica teria ocorrido de forma significativa na região, podendo estar correlacionada ao vulcanismo da Suite Magmática Ipojuca (102 Ma) da Bacia Pernambuco, localizada a norte desta área (Nascimento, 2003). Deste modo, no mapa geológico apresentado no Anexo III, os depósitos vulcanoclásticos encontrados foram considerados com pertencentes a esta unidade estratigráfica, até então pertencente apenas à Bacia Pernambuco.

Gantois (2008) também encontrou fortes evidências de atividade vulcânica nesta mesma área, como a descoberta de fragmentos vulcânicos em alguns afloramentos (Figura 4.19).



Figura 4.19 Fragmentos vulcânicos em arenitos arcoseanos encontrados na área de estudo (Gantois, 2008).

IV.2.5. Formação Algodoads (Ka)

A Formação Algodoads aflora nas porções central e nordeste da área estudada, não sendo encontrada na porção sul. Nos afloramentos visitados foram observados arenitos grossos intercalados com argilitos esverdeados com mosqueamento avermelhado devido à oxidação de Fe. Esta unidade apresenta uma característica que a distingue claramente dos demais depósitos siliciclásticos encontrados na área de estudo, que é a presença de fragmentos de origem vulcânica disseminados nos arenitos (Figura 4.20).

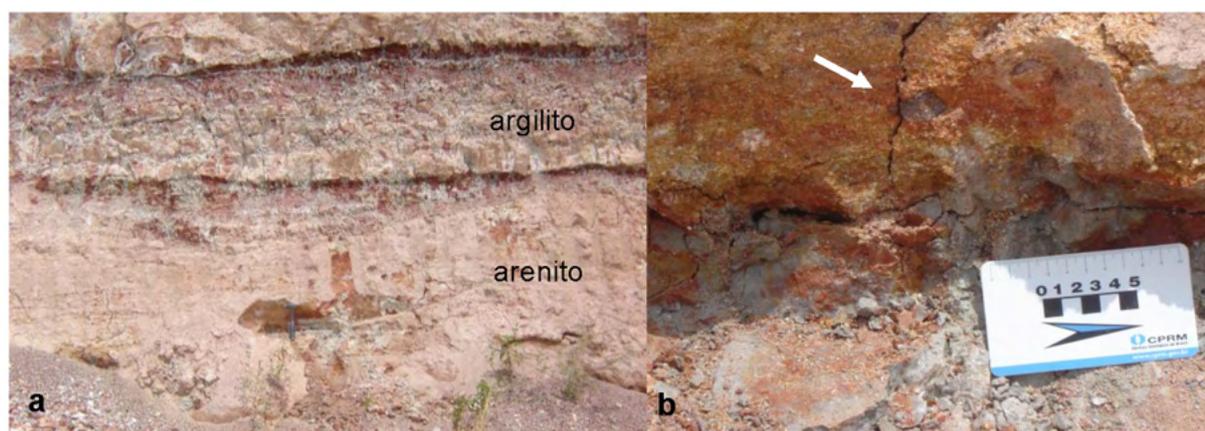


Figura 4.20. Afloramento da Formação Algodoads (ponto 38), mostrando em a) a variação faciológica, com arenitos grossos na base, e argilitos esverdeados mais acima, os quais apresentam porções avermelhadas causadas pela oxidação de Fe; e em b) detalhe na porção arenosa do afloramento mostrando fragmento lítico proveniente de atividade vulcânica, indicado pela seta branca.

Observam-se na área algumas estruturas compressivas de falhas e dobras (Figuras 4.21 a 4.23), as quais a princípio destoam do modelo de bacia do tipo rifte que se coloca para explicar a formação desta bacia. No entanto, a ocorrência de tais estruturas poderia ser explicada por algumas hipóteses. Uma delas propõe que uma microplaca em formato triangular teria existido no Cretáceo Inferior (Szatmari et al., 1985). Esta microplaca seria limitada a Norte pelo Lineamento Pernambuco, a Oeste pelo eixo de abertura do sistema de rifte Recôncavo-Tucano, e a Sudeste pelo Oceano Atlântico (Figura 4.24). De acordo com esse modelo, a abertura do rifte do sistema Recôncavo-Tucano teria ocorrido pela rotação desta placa rígida, na qual o polo de rotação estaria localizado na posição $8^{\circ}11'S$ e $36^{\circ}04'W$. Segundo os autores, para uma extensão de 20% nos grabens do Recôncavo e Tucano Sul seria necessária uma rotação anti-horária de 2° desta placa rígida. Para compensar a extensão do

rifte a Oeste, uma compressão deve ter ocorrido na porção a leste do polo de rotação, e isso explicaria os movimentos de empurrão observados na extremidade leste do Lineamento Pernambuco (Figura 4.24). Isso também explicaria a compressão observada na área do presente estudo, devido a um possível choque causado pela presença do continente africano a leste da Bacia Sergipe-Alagoas durante a rotação anti-horária.

Uma segunda explicação para a ocorrência dessa tectônica compressiva, mais plausível para alguns (Lima Filho, comunicação pessoal), poderiam ser as intrusões vulcânicas ocorridas na porção *offshore* da Sub-Bacia Alagoas, que teriam acontecido durante a abertura do Oceano Atlântico, como os basaltos citados no item III.4.7. Essas intrusões vulcânicas também são observadas em diversos pontos na Bacia Pernambuco, tanto *onshore* como *offshore* (Lima Filho, 1998; Santos et al., 2011), e talvez também possam ser as responsáveis pela compressão e soerguimento do Alto de Maragogi-Barreiros. Enfim, uma soma de fatores pode ser responsável pela explicação de tais compressões observadas na área de estudo, alguns dos quais listados acima, outros ainda por serem descobertos.

Apesar destas feições compressivas terem sido observadas localmente, e apenas em alguns poucos afloramentos na área, a maioria destes com grau de intemperismo acentuado, tais feições também tem sido observadas a norte da área do presente estudo por alguns pesquisadores (Correia, comunicação pessoal), e dão suporte à possibilidade de ocorrência de uma tectônica compressiva, suave mas existente, nas bacias em questão durante a abertura do Oceano Atlântico.



Figura 4.21. Dobramento de camadas argilosas evidenciando tectônica compressiva (ponto 2).

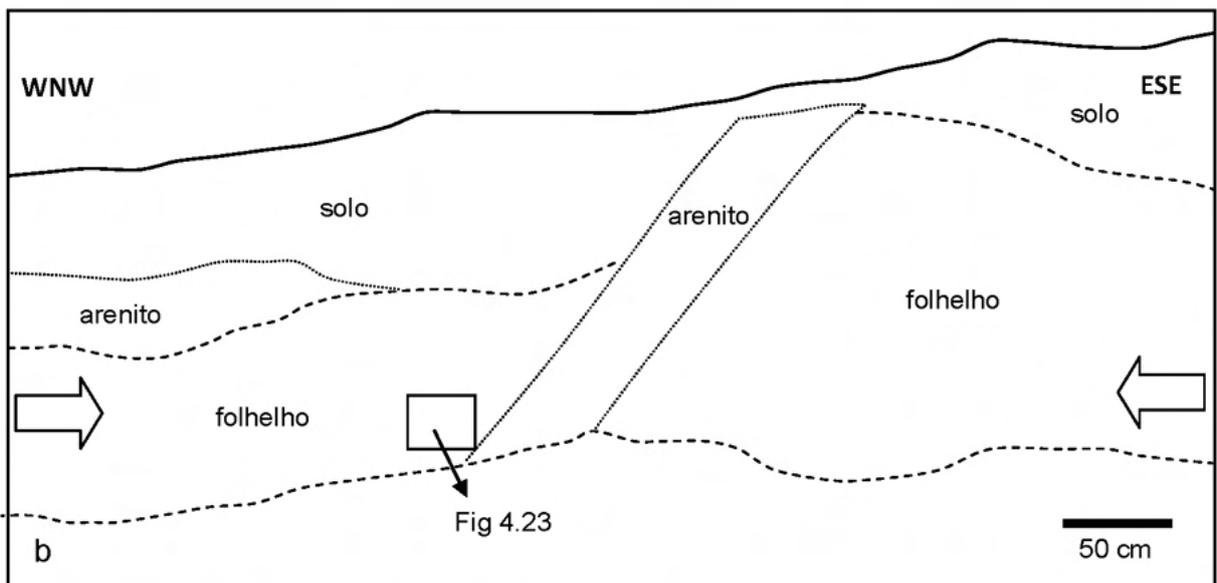


Figura 4.22. Falha localizada no ponto 2 causada por tectônica compressiva ($110\text{Az}/50^{\circ}\text{NW}$). O espessamento da camada de folhelho à direita na figura teria sido causado pela compressão. Em a) foto do afloramento, e b) esboço com litologia, interpretação do sentido dos esforços, e localização da Fig. 4.23 no afloramento.

No entanto não se descarta a possibilidade de que as feições observadas na Figura 4.23 sejam causadas por escorregamento (*slumping*). Sugere-se, portanto, maiores estudos nesse afloramento para decifrar a presença dessas dobras.



Figura 4.23. Detalhe do afloramento da Figura 4.22 (ponto 2) mostrando folhelho com dobras, o que indica compressão local.

IV.2.6. Formação Barreiras (PQb)

Esta unidade ocorre em toda a área de estudo sendo encontrada nas porções topograficamente mais elevadas. É uma unidade bastante variada, sendo composta por argilitos, arenitos multicoloridos e conglomerados. Pelo fato de apresentar concreções ferruginosas em sua composição torna-se bastante resistente ao intemperismo, e por isso se preserva nos topos dos morros (Figuras 4.25 e 4.26). Também são observadas estratificações cruzadas depositadas em ambiente fluvial, com sentido de fluxo medido para SW (240 Az). Tais observações estão de acordo com o mapa de paleocorrentes gerado por Arienti (2006) para a Formação Maceió, mostrando que o mesmo regime tectônico predominou por longo período na área, desde o Cretáceo até o Quaternário.

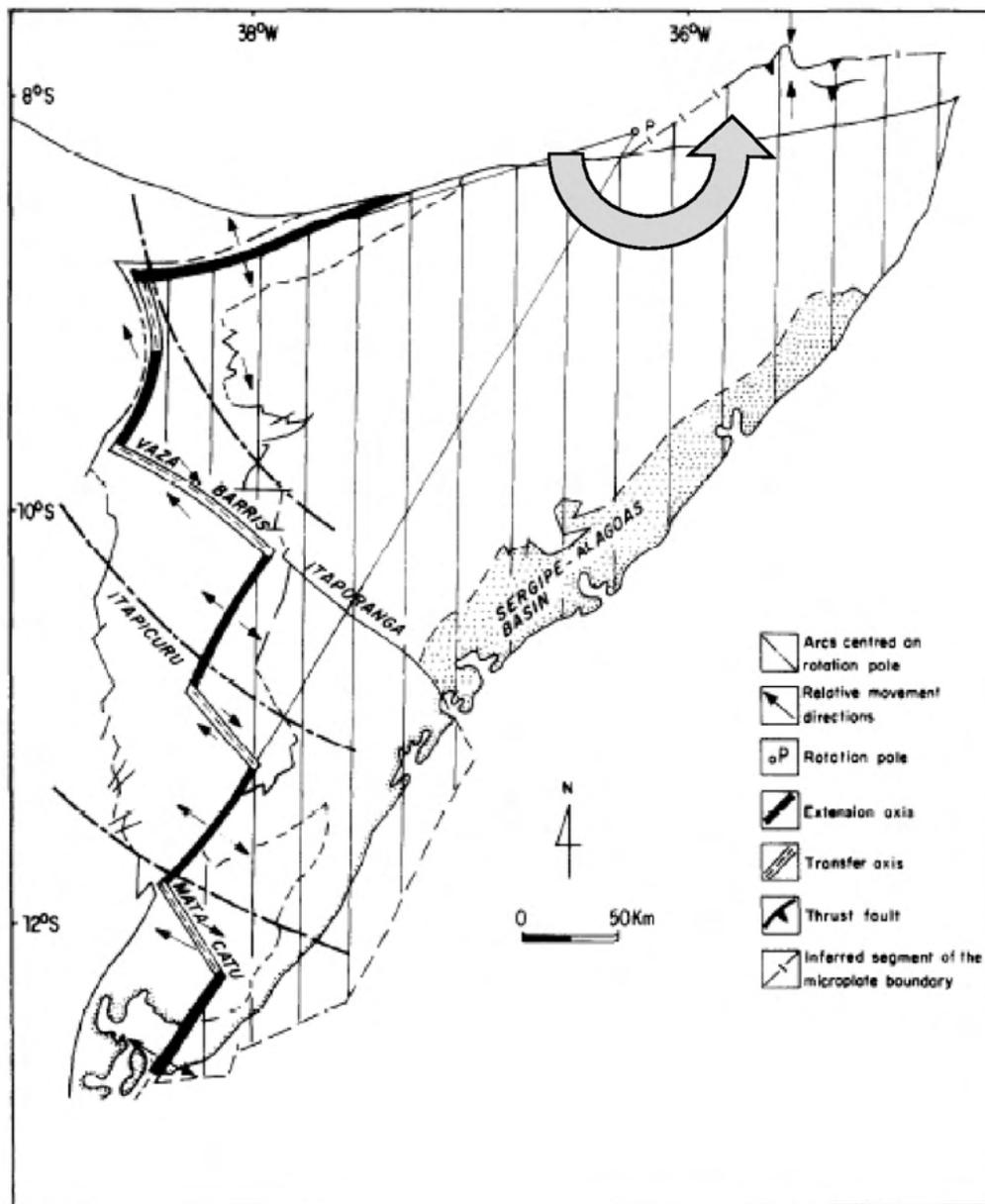


Figura 4.24. Microplaca existente durante o Cretáceo Inferior na porção leste do Brasil (área hachurada), com a localização do polo de rotação a norte (Milani, 1987 in Milani e Davison, 1988), e o sentido de movimento da placa em seu entorno indicado pela seta cinza no alto.



Figura 4.25. Aspecto geral dos depósitos da Formação Barreiras, com coloração avermelhada pela presença de ferro. As estratificações cruzadas formadas em ambiente fluvial são bem evidentes (ponto 6).



Figura 4.26. Concreções ferruginosas de hematita e goetita na Formação Barreiras, as quais lhe proporcionam maior resistência ao intemperismo.

Em alguns afloramentos da Formação Barreiras foi possível observar falhas normais com direção NE-SW, que podem ser resultantes da tectônica extensional de abertura do Oceano Atlântico que perdura até o Recente (Figura 4.27).

IV.2.7. Depósitos quaternários (Qtp, Qa, Qm, Qp)

Esses depósitos de sedimentos não consolidados foram identificados ao longo de toda a área de estudo, nas redes de drenagem e na região costeira da área estudada (Figura 4.28).

Os terraços pleistocênicos são observados na porção nordeste da área na região costeira. Foi possível delimitá-los no mapa geológico com o auxílio das fotografias aéreas, através das quais foi possível identificar uma extensa área plana, com altitude máxima de 10 m. Acredita-se que esses terraços teriam se formado pela ação das ondas durante a última transgressão marinha no período interglacial em torno de 125.000 anos a qual teria atingido a altitude de 7 m acima do atual nível do mar (Suguio et al., 2011).

A granulometria preponderante dos sedimentos quaternários na área de estudo é a arenosa com predomínio de quartzo, o que torna os sedimentos com uma coloração clara, porém localmente ocorrem frações mais finas ricas em argilominerais devido à menor energia de transporte, principalmente nos mangues e meandros. Localmente os sedimentos também podem apresentar coloração mais escura devido ao acúmulo de matéria orgânica. Fragmentos de conchas são observados nas regiões sob influência marinha, como os depósitos de mangue e praias.

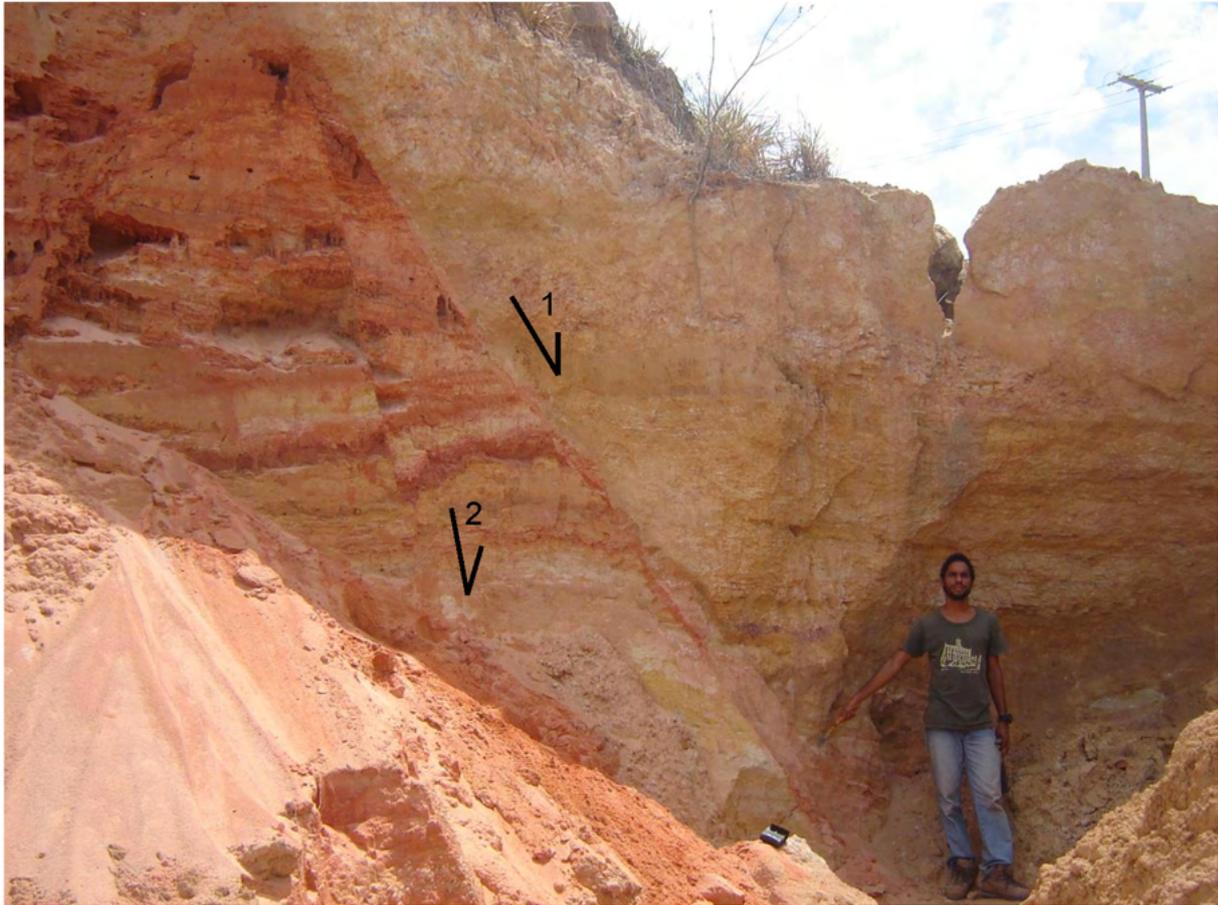


Figura 4.27. Conjunto de falhas normais observadas em afloramento da Formação Barreiras na porção SW da área de estudo (ponto 7). As setas indicam o sentido do movimento. Atitudes das falhas: 1) 10 Az/63° NW; 2) 25 Az/83° NW.



Figura 4.28. Aspecto geral da região costeira com sedimentos praias ricos em quartzo e predomínio de granulometria arenosa.

CAPÍTULO V - EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA

Através do mapeamento geológico da área, juntamente com a correlação litoestratigráfica feita entre a Sub-Bacia Alagoas e Bacia Pernambuco, buscou-se um entendimento da evolução tectônica da área.

Com os resultados obtidos chegou-se à conclusão de que existe a possibilidade dessas bacias terem estado interligadas durante o Aptiano, e com isso ocorreu a deposição das Formações Maceió e Suape/Paraíso, respectivamente na Sub-Bacia Alagoas e Bacia Pernambuco. Com a instalação da atividade vulcânica em ambas as bacias no final do Albiano teria ocorrido um soerguimento da área estudada, com a formação de cones vulcânicos, bem como com a barreira do Alto de Maragogi-Barreiros, o que impossibilitou a entrada marinha na área de estudo, e conseqüentemente não houve o registro de uma plataforma carbonática na área.

No Santoniano a atividade vulcânica não estava mais presente, o que teria causado o rebaixamento da área. A barreira formada pelo Alto de Maragogi-Barreiros, apesar de ter permanecido, também teria sofrido rebaixamento, e assim não impediu a deposição da Formação Algoduais tanto na Bacia Pernambuco quanto na porção norte da Sub-Bacia Alagoas. Esse rebaixamento da área pode ter sido causado também pela tectônica extensional acionada pela separação das placas sulamericana e africana.

A deposição contínua de unidades estratigráficas desde a Bacia Pernambuco, passando pelo Alto de Maragogi-Barreiros, e chegando à Sub-Bacia Alagoas, como é o caso da Formação Algoduais, já era um cenário possível desde a década de 90 (Figura 5.1), e pesquisas posteriores confirmaram esse modelo (Barbosa et al., 2009).

Deste modo, devido à intensa dinâmica observada no limite entre estas bacias sugere-se aqui uma alteração na Tabela 3.3 a respeito da correlação entre as bacias Pernambuco e Paraíba. Propõe-se então que a Formação Algoduais seja também registrada na coluna litoestratigráfica da Sub-Bacia Alagoas (Tabela 5.1), apesar da deposição desta unidade ter se limitado apenas à porção norte da bacia em questão.

Registra-se aqui, no entanto, que a Formação Algoduais também foi observada em afloramentos mais a sul (próximo ao afloramento 26 em São Bento), porém esses registros se tornaram bem mais escassos em direção ao sul, não sendo mapeáveis na escala do mapeamento aqui proposto. Assim sendo, acredita-se que a deposição da Formação Algoduais ocorreu de norte para sul, estando de acordo com o sentido de mergulho da Rampa de Maragogi indicado por Arienti (2006).

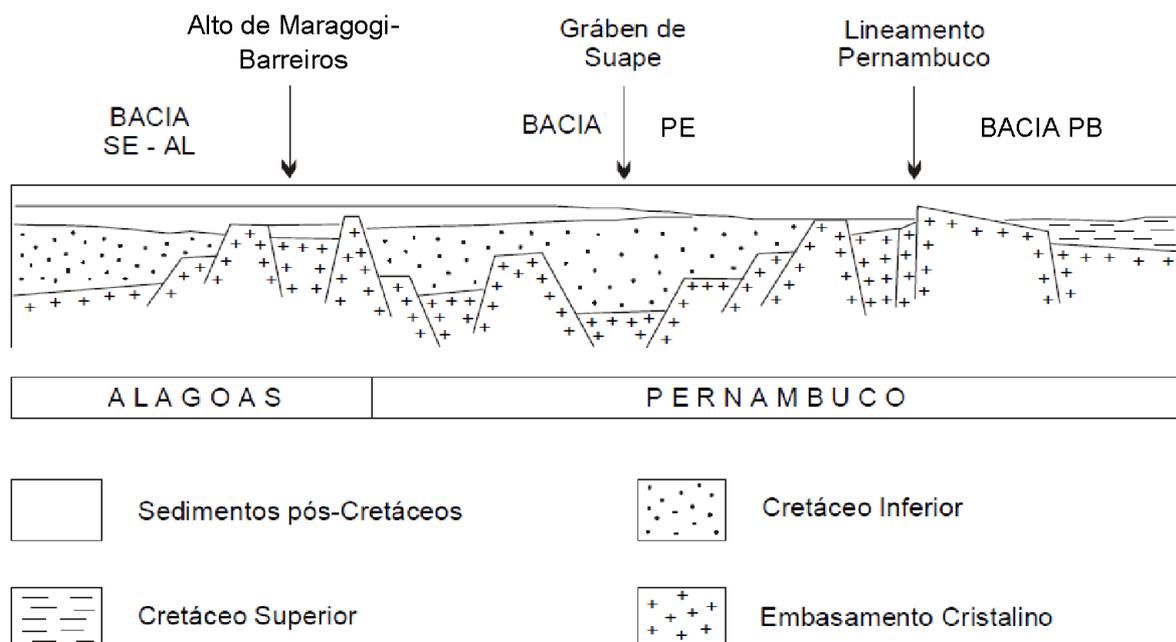


Figura 5.1. Perfil estrutural das Bacias Sergipe-Alagoas, Pernambuco e Paraíba (modificado de Alheiros e Ferreira, 1991).

Tabela 5.1. Proposta de correlação entre as unidades litoestratigráficas da Bacia Pernambuco e sub-Bacia Alagoas.

Idade	Sub-Bacia AL	Bacia PE	Características
Quaternário	Sedimentos praias, de mangue, e aluviais		Sedimentos quartzosos com matéria orgânica
Mioceno-Pleistoceno	Terraços Pleistocênicos Fm. Barreiras		Deposição siliciclástica de ambiente marinho Deposição siliciclástica de ambiente fluvial
Santoniano	Fm. Algadoais		Deposição siliciclástica de ambiente fluvial
Genomaniano - Coniaciano	Fm. Cotinguiba	Fm. Estiva	Calcários e dolomitos da plataforma carbonática
Albiano	Formação Ipojuca		Depósitos vulcanoclásticos
Albiano	Fm. Maceió	Fm. Paraíso Fm. Suape	Arenitos e folhelhos de leques aluvionais
Aptiano	Fm. Poção	Fm. Cabo	Conglomerados de ambiente aluvio-deltaico (Continental)

CAPÍTULO VI - POTENCIAL ECONÔMICO DA ÁREA E ASPECTOS AMBIENTAIS

A região tem grande potencial para extração de areia para construção civil (Formação Barreiras), bem como argila para indústria cerâmica (depósitos de origem vulcânica). A atividade vulcânica também proporciona outros produtos de interesse econômico, como as rochas ignimbríticas, que podem ser aplicadas na indústria do cimento, com menor custo.

Além de fornecedora de material para construção civil, a Sub-Bacia Alagoas também é uma importante bacia petrolífera, principalmente com a descoberta do Campo de Pilar em 1982, que possui uma produção terrestre relevante.

De acordo com dados sísmicos e de poços da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), a porção norte da Bacia Sergipe-Alagoas tem indícios de óleo e gás. Tanto isso é uma realidade que 11 blocos na porção *onshore* foram arrematados durante a 11ª Rodada de licitações organizada por esta autarquia em maio de 2013, sendo que um desses blocos localiza-se a cerca de 20 km a SW da área do presente estudo (Figura 6.1).

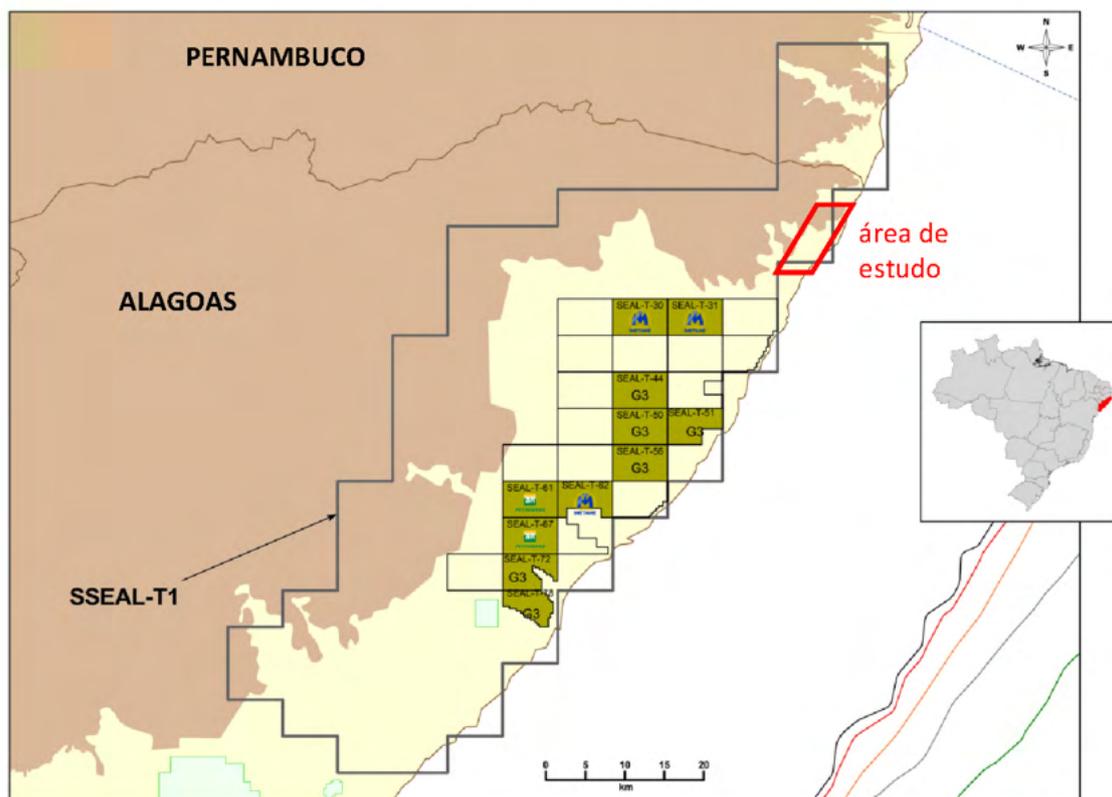


Figura 6.1. Localização de blocos exploratórios de óleo e gás na porção *onshore* da Sub-Bacia Alagoas arrematados (verde) durante a 11ª rodada de licitações organizada pela ANP.

Quanto aos aspectos ambientais, um dos principais problemas no município de Maragogi é com relação ao destino dado ao lixo que é gerado pela população. Atualmente os diversos tipos de resíduos são levados para o Alto da Boa Vista, um lixão a céu aberto

localizado a 3 km do centro de Maragogi. Este surgiu a cerca de sete anos e vem ganhando volume com o passar do tempo. Ali não existe qualquer tipo de tratamento ou separação de resíduos sólidos, e com isso ocorre a proliferação de muitos insetos e roedores, facilitando a disseminação de doenças e o mau cheiro. A ausência de tratamento de lixo e de aterros sanitários causa também a contaminação dos recursos naturais, como rios e solo com diversos tipos de substâncias nocivas, expondo a população local a inúmeras doenças.

Destaca-se que atualmente já está em vigor a Lei da Política Nacional de Resíduos Sólidos (nº 12.305, de 2 de agosto de 2010), que começou a vigorar a partir de 2 de agosto de 2014 para todo o país. As prefeituras que não se adequarem estão sujeitas a multas que variam de 5 mil a 5 milhões de reais, podendo responder a processo por crime ambiental, além da prisão do administrador público. A nova legislação determina uma série de obrigações aos municípios, como a troca de lixões por aterros sanitários e a implantação da coleta seletiva, porém não é o que está acontecendo no município de Maragogi até o momento.

Outro aspecto a ser destacado que tem afetado de forma negativa a região costeira são os processos erosivos. Araújo et al. (2006) identificaram a ocorrência de retrogradação no litoral norte do Estado de Alagoas. Com isso, indícios de erosão na região costeira já são observados, principalmente próximo aos centros urbanos, devido à ocupação desordenada da orla. Na porção sul da desembocadura do rio Maragogi o processo erosivo instalado ameaça a rodovia AL-101 (Figura 6.2).



Figura 6.2. Processo erosivo próximo à foz do rio Maragogi danificando a rodovia AL-101. Vista obtida em março de 1999 (Araújo et al., 2006).

CAPÍTULO VII. CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Foram identificadas dez unidades litoestratigráficas na área de estudo, sendo que duas delas ainda não haviam sido indicadas em mapeamentos geológicos anteriores, são elas os sienitos e os depósitos vulcanoclásticos.

Sienitos foram localizados na porção norte da área, e podem estar correlacionados aos sienitos da Bacia Pernambuco, bem como àqueles da Linha Vulcânica dos Camarões.

Quanto aos depósitos vulcanoclásticos, este é o provável primeiro registro comprovado de atividade vulcânica na porção *onshore* da Sub-Bacia Alagoas, com a descoberta de rochas ignimbríticas na porção central da área. Estas rochas indicam a ocorrência de um vulcanismo explosivo na área, sendo que podem estar correlacionadas à Suite Magmática de Ipojuca de 102 Ma (Bacia Pernambuco). Além disso, também foram descobertos na porção central da área depósitos lacustres de origem vulcânica, nos quais foram encontrados inúmeros registros fósseis de vegetação carbonizada, bem como camadas de enxofre nativo.

No aspecto estrutural, apesar desta ser uma área onde predomina uma tectônica extensional, localmente foram identificados registros de compressão, que podem estar associados às intrusões vulcânicas ocorridas na área.

Através do mapeamento geológico da área e da correlação litoestratigráfica feita entre a Sub-Bacia Alagoas e Bacia Pernambuco, buscou-se um entendimento da evolução geológica da área. Deste modo, com os resultados obtidos acredita-se que essas bacias estiveram interligadas no Aptiano, e posteriormente, com a instalação de atividade vulcânica em ambas as bacias no final do Albiano, teria ocorrido soerguimento da área, com a formação de cones vulcânicos e a barreira do Alto de Maragogi-Barreiros. Isso impossibilitou a incursão marinha, e desse modo, não há o registro de uma plataforma carbonática na área estudada.

Posteriormente, finda a atividade vulcânica, e com uma tectônica extensional, atuando na área, a mesma sofreu um rebaixamento suficiente para permitir a deposição da Formação Algodais na Bacia Pernambuco, ultrapassando o Alto de Maragogi-Barreiros, e se depositando também na Sub-Bacia Alagoas.

Para se aprimorar o conhecimento geológico na área de estudo, sugere-se como trabalhos futuros na área de estudo priorizar os seguintes aspectos:

- ✓ A realização de análises geofísicas na área utilizando uma malha densa na tentativa de se localizar as rochas ignimbríticas em subsuperfície.
- ✓ A obtenção de dados geoquímicos e geocronológicos dos ignimbritos para possibilitar uma comparação com as rochas da Suite Magmática de Ipojuca, bem como com aquelas da Linha Vulcânica dos Camarões, possibilitando uma correlação entre os continentes.
- ✓ A realização de estudos petrográficos e petrológicos nas rochas vulcanoclásticas, que possibilitarão avaliar a intensidade do aquecimento provocado pelo magmatismo nas rochas encaixantes, bem como a extensão que esse calor liberado pelo vulcanismo teria alcançado em seu entorno, favorecendo a maturação da matéria orgânica em reservatórios localizados não só na Sub-Bacia Alagoas, mas também na Bacia Pernambuco.
- ✓ Aprofundar os conhecimentos a respeito dos sienitos da porção norte da área, com estudos geoquímicos e petrográficos para sua caracterização, bem como para determinar a qual unidade litoestratigráfica os mesmos pertencem.

VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alheiros, M.M.; Ferreira, M.G.V.X. 1991. A Sub-Bacia Cabo. Revisão Geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. Estudos Geológicos, Série B Vol.10.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. Atas. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, pp. 363-391. Campina Grande.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17: 1-29.
- Araújo, T.C.; Santos, R.; Seoane, J.C.; Manso, V.A. 2006. *Alagoas*. In: Muehe, D. (org.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Ministério do Meio Ambiente. p. 197-212.
- Archanjo, C.J.; Bouchez, J.L. 1991. Le Seridó: une chaîne transpressive dextre au Protérozoïque Supérieur du Nord-est du Brésil. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162(4): 637-647.
- Arienti, L.M. 1996. Análise estratigráfica, estudos de fluxos gravitacionais e geometria dos depósitos “rift” da Formação Maceió e Formação Poção, Bacia de Alagoas. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 398p.
- Arienti, L.M. 2006. Depósitos de fluxos gravitacionais da Formação Maceió – Bacia de Alagoas, NE do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 14(2): 357-385.
- Azambuja Filho, N.C.; Cruz, F.E.G.; Arienti, L.M.; Hook, S.C. 1998. Sergipe-Alagoas Basin Field. ABGP Digital field trip, n.1 (CD-Rom).
- Barbosa, J.A.; Carneiro, J.; Lima Filho, M.F. 2009. Relatório interno. Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental (LAGESE). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco.
- Barbosa, J.A.; Dutra, T.L.; Pereira, P.J.F.; Lima Filho, M.F.; Kerkhoff, M.L.H. 2008. Primeira ocorrência de restos de plantas em folhelhos do Albiano da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. Anais do XII Simpósio de Paleobotânicos e Palinólogos. Florianópolis (SC).
- Best, M.G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W.H. Freeman and Company. 630 p.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Ferreira, Y.A. 1983. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e da costa sul do Estado de Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2): 93-97.
- BRASIL. 1983. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL Folhas SC 24/25 Aracaju/Recife: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. Rio de Janeiro (RJ), 856p.
- Caixeta, J.M.; Ferreira, T.S.; Machado Jr., D.L.; Teixeira, J.L.; Romeiro, M.A.T. 2014. Albian Rift Systems in the Northeastern Brazilian Margin: An Example of Rifting in Hyper-Extended Continental Crust. Search and Discovery Article #30378.
- Campos Neto, O.P.A.; Lima, W.S.; Cruz, F.E.G. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 405-415.
- Dantas, J.R.A. 2002. Distritos Mineiros do Nordeste Oriental. Departamento Nacional de Produção Nacional, Recife. 90p.
- Feijó, F.J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 149-16.
- Ferreira, J.A. 2009. *Variação organofaciológica da sequência cenomaniana-turoniana da Bacia de Pernambuco*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Dissertação de Mestrado. 109 p. + anexos.
- Figueiredo, A.M.F. 1978. Avaliação das perspectivas petrolíferas da bacia Sergipe-Alagoas. PETROBRAS/DEXPRO/DIVEX/SEGEL. *Relatório interno da PETROBRAS*, 27 pp. Rio de Janeiro.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag. 472p.
- Fitton, J.G. 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Fitton, J.G. and Upton, B.G.J. (Eds.). *Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication*, 30: 273-291.
- Gantois, G.B. 2008. Mapeamento geológico do Alto de Maragogi-Barreiros: feições tectônicas e proposta para uma nova sub-bacia de Barra Grande. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. 99p.
- Garlipp, A.B.; Lima Filho, M.; Santana, F.; Santos, E.J. 2015. Evidências de lago vulcânico na porção *onshore* da Bacia Alagoas. VI Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, São Paulo (SP). Resumo.
- Garlipp, A.B.; Lima Filho, M.F.; Souza Neto, J.A. 2013. Elementos terras raras como indicadores de mudanças ambientais durante o Cenomaniano-Turoniano na Bacia Pernambuco In: XIV Congresso Brasileiro de Geoquímica e Simpósio Latino-Americano de Mapeamento Geoquímico. Diamantina (MG). Resumo.
- Garlipp, A.B.; Santos, E.J.; Alcântara, V.C.; Lima Filho, M.F.; Gonzaga, L.M. 2014. First onshore record of volcanism in the northern portion of Sergipe-Alagoas Basin in Brazil: conjugate margin implications. Resumo Expandido. 3 p. 4th Atlantic Conjugate Margins Conference. St. John's, Canada.

- Geraldes, M.C.; Motoki, A.; Costa, A.; Mota, C.E.; Mohiriak, W.U. 2013. Geochronology (Ar/Ar and K-Ar) of South Atlantic post-break-up magmatism. In : Mohiriak, W. U., Danforth, A., Post, P. J., Brown, D. E., Tari, G. C., Nemečok, M. & Sinha, S. T. (eds) *Conjugate Divergent Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 369
- Gomes, H.A. et al. 2001. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco*. Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 215 p.
- Gomes, L.C.C. 2014. Tectônica rúptil na formação de bacias sedimentares. Mini-curso. 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Bahia.
http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2014/30378caixeta/ndx_caixeta.pdf.html
- IFDM, 2014. Índice Firjan de Desenvolvimento Municipal – Ano Base 2011. www.firjan.org.br/ifdm
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese de Doutorado (n. 3). IG-UnB, Brasília. Inédito. 803p.
- Lana, M.C. 1985. Rifting na Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFOP, Ouro Preto, 124p.
- Lima Filho, M.F. 1998. *Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco*. Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 139 p.
- Lima Filho, M.F.; Szatmari, P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo magmatic province (CMP) – Pernambuco Basin. In: *Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Belém (PA)*. Resumos, 2: p.59.
- Maia, M.F.B. 2012. *Revisão da estratigrafia do intervalo Aptiano-Albiano da Bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Dissertação de Mestrado 210 p + anexos.
- Maia, M.F.B.; Barbosa, J.A.; Lima Filho, M.F.; Mort, H.P.; Santana, F.R. 2012. Características petrográficas e geoquímicas das formações siliciclásticas (Aptiano-Albiano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 22(1): 55-75.
- Mendes, J.M.C.; Bacellar, P.B. 1992. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da área norte de Maceió – São Luiz do Quitunde – Alagoas. Aracaju: PETROBRAS. DENEST. DIREX. SERINT. 16 f. il.
- Milani, E.J.; Davison, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo – Tucano – Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154: 41-70
- Moulin, M.; Aslanian, D.; Unternehr, P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth Science Reviews*, 98: (1-2): 1-37.
- Nascimento, M.A.L. 2003. *Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da Província Magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil)*. Tese de Doutorado, Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 235p.
- Nascimento, M.A.L.; Souza, Z.S.; Galindo, A.C. 2002. Textura granofírica nas rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): implicações geodinâmicas. *Revista de Geologia*, 15: 101-107.
- Nascimento, M.A.L.; Souza, Z.S.; Lima Filho, M.F.; Jardim de Sá, E.F.; Cruz, L.R.; Frutuoso Jr., L.J.; Almeida, C.B.; Antunes, A.F.; Silva, F.C.A.; Guedes, I.M.G. 2004. Relações estratigráficas da Província Magmática do Cabo, Pernambuco, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, 14: 3-19.
- Nascimento, M.A.L.; Vasconcelos, P.M.; Souza, Z.S.; Jardim de Sá, E.F.; Carmo, I.O.; Thiede, D. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. In: *Actas IV Symp. South America Isotope Geol.*, Brasil, Cd-rom.
- Nascimento, M.C.; Lima Filho, M.F. 2005. Fácies da Formação Maceió (Aptiano-Albiano) na porção Norte da Bacia Alagoas. *Estudos Geológicos*, 13: 217-233.
- Oliveira Filho, J.S. 1987. Geologia da parte setentrional da bacia sedimentar de Alagoas – Área III, Maragogi. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. Inédito. 48 p + Anexos.
- Pinho, M.A.S.B.; Lima, E.F.; Fetter, A.; Van Schmus, W.; Chemale Jr., F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri Porção Centro-Sul do Cráton Amazônico – Aripuanã – Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(1): 37-42.
- Rocha, D.E.G.A. 1990. Programa levantamento geológico básico do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional. Escala 1/100.000 (folha SC.25-V-A-II - vitória). Estado de Pernambuco. Brasília DNPM/CPRM. 112p. 2 mapas.
- Rollinson, H. 1996. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, Singapore. 352 p.
- Santos, E.J. et al. 2014. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: Silva, M.G.; Rocha Neto, M.B.; Jost, H.; Kuymijian, R.M. (Eds.) *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*, CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Recursos Minerais, série Metalogenia, pp. 343-388.

- Santos, E.J.; Brito Neves, B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (Coords.) *O Pré-Cambriano*. Editora Edgard Blücher Ltda., São Paulo. pp. 123-186.
- Santos, E.J.; Correia, P.B.; Silva, J.M.R.; Arruda, S.D.A.; Lima Filho, M.F.; Barbosa, B.M.A.; Botelho, E.S. 2011. *Interações embasamento-cobertura e tópicos sobre a evolução tectônica da Bacia Pernambuco e da área oceânica adjacente*. Relatório interno. Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental (LAGESE), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. 54p.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Geologische Rundschau*, 70(2): 794-799.
- Sial, A.N. 1976. The post-paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48: 299-311.
- Sommer, C.A., Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D.; Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozoico do Escudo Sul-riograndense. *Pesquisas em Geociências*, 30(1): 3-26.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Pierosan, R.; Machado, A. 2011. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3): 420-435.
- Sucerquia, P.A.; Bernardes de Oliveira, M.E.C.; Moreno Sanchez, M. 2008. Frenelopsid conifers in northern South America and its stratigraphic, paleogeographic and paleoclimatic significance. In: 12th International Palynological Congress and 8th International Organisation of Palaeobotany Conference, Bonn. Terra Nostra (Köln), p. 271-271.
- Suguio, K.; Bezerra, F.H.R.; Barreto, A.M.F. 2011. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(3): 907-920.
- Szatmari, P.; Milani, E.J.; Lana, M.C.; Conceição, J.C.J.; Lobo, A.P. 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil & Gas Journal*, 83: 107-113.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Williams, I.S.; Hackspacher, P.C.; Fetter A.H.; Dantas, E.L.; Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, 127: 287-327.
- Wang, Y.L.; Liu, Y.G.; Schmitt, R.A. 1986. Rare Earth elements geochemistry of South Atlantic deep sea sediments: Ce anomaly change at ~54 My. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1337-1355.

ANEXOS

- I Coordenadas dos pontos de afloramento no campo
- II Fichas de descrição de amostras de mão e lâminas delgadas
- III Mapa geológico na escala 1:50.000
- IV Mapa de pontos
- V Descrição microscópica de amostras de ignimbritos
- VI Mapa estrutural em modelo de elevação do terreno (apenas em CD)

Anexo I. Coordenadas (UTM) dos pontos de afloramentos visitados na área de estudo obtidos através do datum WGS84.

Ponto	Coordenadas UTM (m)	
1	254.746 E	9.006.025 S
2	254.615 E	9.006.074 S
3	253.666 E	9.006.495 S
4	253.450 E	9.006.831 S
5	250.107 E	9.000.333 S
6	249.523 E	9.000.461 S
7	256.238 E	8.997.765 S
8	247.336 E	8.998.676 S
9	251.400 E	9.004.784 S
10	258.409 E	9.006.309 S
11	257.943 E	9.007.517 S
12	255.684 E	9.003.182 S
13	255.577 E	9.004.562 S
14	254.325 E	9.007.703 S
15	250.508 E	8.995.265 S
16	260.663 E	9.010.905 S
17	259.899 E	9.009.585 S
18	255.944 E	9.007.683 S
19	255.095 E	9.009.041 S
20	253.310 E	9.006.032 S
21	255.319 E	9.003.381 S
22	252.816 E	9.005.952 S
23	252.469 E	9.005.583 S
24	253.118 E	9.005.170 S
25	253.854 E	9.004.812 S
26	253.579 E	8.998.711 S
27	253.266 E	8.999.532 S
28	249.232 E	9.000.247 S.
29	249.073 E	9.000.501 S
30	248.947 E	9.001.140 S
31	248.904 E	9.002.138 S
32	248.607 E	9.002.375 S
33	248.519 E	9.002.993 S
34	247.446 E	9.004.148 S
35	249.267 E	9.006.708 S
36	252.127 E	9.005.335 S
37	255.206 E	9.006.801 S
38	255.723 E	9.004.216 S
39	257.379 E	9.005.205 S

Anexo II. FICHA DE DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DE AMOSTRAS

Rochas sedimentares clásticas (detríticas/terrígenas)

Características		Amostra AB-01	Amostra AB-02	Amostra AB-15	Amostra AB-16
Afloramento		1	1	1	1
Unidade Litoestratigráfica		Depósito vulcanoclástico (Formação Ipojuca?)	Depósito vulcanoclástico (Formação Ipojuca?)	Depósito vulcanoclástico (Formação Ipojuca?)	Depósito vulcanoclástico (Formação Ipojuca?)
Cor		Cinza esverdeada	Cinza esverdeada	Cinza esverdeada	Cinza esverdeado
Textura	Granulação	Cinza grossa	Cinza grossa	Cinza grossa	Cinza fina
	Proporção de matriz (%)	70%	60%	60%	75%
	Grau de arredondamento (anguloso, arredondado)	Cristais euédricos de biotita e clastos de quartzo e feldspato subangulosos disseminados	Cristais euédricos de biotita	Cristais euédricos de muscovita Cristais de quartzo e feldspato subarredondados	Cristais euédricos de biotita e muscovita
Mineralogia (% Quartzo, Feldspatos, Fragmentos Líticos)		70% argilominerais 25% micas 05% quartzo, feldspato	60% argilominerais 15% biotita 25% quartzo	60% argilominerais 35% quartzo, feldspato 05% muscovita	75% argilominerais 25% micas
Classificação Geométrica (fissilidade, ritmicidade)		-----	Fissilidade	Fissilidade	-----
Estruturas	Sin-sedimentação	Maciça	Estratificação plano-paralela	Estratificação plano-paralela	Maciça
	Pós-sedimentação	-----	-----	-----	-----
Fossilífero		-----	Fósseis de vegetais (tronco carbonizado)	Fósseis de vegetais (folhas)	-----
Nome da Rocha		Tufo grosso	Tufo grosso	Tufo grosso	Tufo fino

Características		Amostra AB-17	Amostra AB-22	Amostra AB-25	Amostra AB-03
Afloramento		1	1	1	2
Unidade Litoestratigráfica		Depósitos vulcanoclástico (Formação Ipojuca?)	Formação Barreiras	Depósitos vulcanoclástico (Formação Ipojuca?)	Formação Algodois
Cor		Cinza amarelada	Bege com manchas localmente avermelhadas	Cinza esverdeado	Cinza esverdeado com manchas avermelhadas disseminadas
Textura	Granulação	Cinza fina	Areia grossa a conglomerática mal selecionada	Cinza fina	Argila
	Proporção de matriz (%)	60%	10%	20%	90%
	Grau de arredondamento (anguloso, arredondado)	-----	Clastos subangulosos de quartzo, óxido de ferro, feldspato, fragmentos de folhelhos	Cristais subarredondados	-----
Mineralogia (% Quartzo, Feldspatos, Fragmentos Líticos)		50% Argilominerais 30% Enxofre nativo 20% Quartzo	30% Quartzo 25% Feldspato 30% Óxido de ferro 10% Argilominerais	35% Quartzo 30% Feldspato 20% Biotita 10% Muscovita 05% Argilominerais	90% argilominerais 10% óxido de ferro
Classificação Geométrica (fissilidade, ritmicidade)		Fissilidade	-----	Fissilidade (micas estão orientadas)	Fissilidade
Estruturas	Sin-sedimentação	Estratificação plano-paralela	Maciça	Estratificação plano-paralela	-----
	Pós-sedimentação	-----	Concentração de óxido de ferro em um determinado nível	-----	-----
Fossilífero		-----	-----	-----	-----
Nome da Rocha		Tufo fino	Conglomerado (pouco consolidado)	Tufo fino	Argilito

Características		Amostra AB-23	Amostra AB-05	Amostra AB-06	Amostra AB-08
Afloramento		2	5	6	6
Unidade Litoestratigráfica		Formação Ipojuca ?	Formação Barreiras	Formação Barreiras	Formação Barreiras
Cor		Cinza esverdeado	Creme avermelhada	Creme avermelhada amarelada	Bege avermelhada, arroxeadada
Textura	Granulação	Siltico argila	Areia grossa a conglomerática	Siltico argilosa	Areia muito grossa mal selecionada
	Proporção de matriz (%)	90%	10%	100%	5%
	Grau de arredondamento (anguloso, arredondado)	-----	Anguloso	Cristais de Qz angulosos dispersos no meio de camada de caulinita	Subangulosa
Mineralogia (% Quartzos, Feldspatos, Fragmentos Líticos)		90% argilominerais 10% micas	30% Quartzos 20% Feldspato 30% Caulinita na forma de clastos centimétricos 20% Óxido de ferro e argilominerais	15% Quartzos 55% Argilominerais 30% Óxido de ferro	40% Quartzos 30% Feldspato 30% Óxido de ferro
Classificação Geométrica (fissilidade, ritmicidade)		Fissilidade	-----	Ritmicidade (intercalação de camadas vermelhas, amarelas e brancas)	Ritmicidade
Estruturas	Sin-sedimentação	Estratificação plano-paralela	Maciça	Estratificação plano-paralela (por processo químico?)	Estratificação cruzada
	Pós-sedimentação	-----	-----	-----	-----
Fossilífero		Fósseis de plantas (molde)	-----	-----	-----
Nome da Rocha		Tufo	Conglomerado	Argilito	Arenito muito grosso pouco consolidado

Características		Amostra AB-11	Amostra AB-12	Amostra AB-13	Amostra AB-14
Afloramento		38	38	13	13
Unidade Litoestratigráfica		Formação Algoduais	Formação Algoduais	Formação Barreiras	Formação Barreiras
Cor		Creme	Cinza esverdeada com manchas vermelhas disseminadas	Roxa	Branco e roxo
Textura	Granulação	Areia grossa	Argila	Areia grossa	Argila com lentes de areia
	Proporção de matriz (%)	60%	100%	60%	90%
	Grau de arredondamento (anguloso, arredondado)	Subanguloso	-----	Subarredondado	
Mineralogia (% Quartzo, Feldspatos, Fragmentos Líticos)		60% Caulinita 30% Quartzo 10% Óxido de ferro	65% Argilominerais 30% Óxido de ferro 05% Cristais de Quartzo dispersos	40% Quartzo 40% Óxido de Ferro 20% Argilominerais Observei dois cristais euédricos prismáticos verde escuro no meio de argilominerais (90% Argilominerais 5% Quartzo 5% Óxido de ferro
Classificação Geométrica (fissilidade, ritmicidade)		-----	-----	-----	Fissilidade
Estruturas	Sin-sedimentação	-----	-----	Estratificação plano-paralela	Estratificação plano-paralela
	Pós-sedimentação	-----	Concreções ferruginosas localmente concentradas		-----
Fossilífero		-----	-----	-----	-----
Nome da Rocha		Arenito	Argilito	Arenito	Argilito com lentes de arenito

Características		Amostra AB-32	Amostra AB-33
Afloramento		1	1
Unidade Litoestratigráfica		Formação Ipojuca?	Formação Ipojuca?
Cor		Cinza	Rosa
Textura	Granulação	Cinza grossa	Cinza grossa
	Proporção de matriz (%)	60%	60%
	Grau de arredondamento (anguloso, arredondado)	Angulosos	Angulosos
Mineralogia (% Quartzo, Feldspatos, Fragmentos Líticos)		5 % de cristaloclastos 30% de vitroclasto (<i>fiamme</i>) 5% de fragmento lítico	15 % de cristaloclastos 5 % de vitroclasto 20% de fragmento lítico
Classificação Geométrica (fissilidade, ritmicidade)		Bandamento	Caótica
Texturas e Estruturas	Sin-sedimentação	Presença de vesículas subangulosas	Presença de vesículas subangulosas
	Pós-sedimentação	Compactação de púmice (<i>fiammes</i>)	-----
Fossilífero		-----	-----
Nome da Rocha		Igimbrito	Igimbrito

Rochas ígneas

Características		Amostra AB-10
Afloramento		9
Unidade Litoestratigráfica		Suite Intrusiva Itaporanga
Minerais	Quartzo	20%
	Feldspato	60%
	Plagioclásio	
	Biotita	10%
	Muscovita	
	Piroxênio	
	Anfibólio	10%
	Titanita	
Cor		Creme a róseo
Classificação (quanto à/ao)	Gênese	Intrusiva
	Presença de Quartzo	Félsica
	Índice de Cor	Félsica
Textura	Cristalinidade	Porfirítica
	Tamanho dos minerais	10 – 15 mm (feldspatos)
Estrutura		
Nome da rocha		Granito

Anexo V. DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA DE AMOSTRAS DE IGNIMBRITOS

1. Secção Delgada 1A

A rocha em secção delgada apresenta coloração geral amarronzada, com foliação. É composta por matriz finamente granulada de mica e talvez argilominerais, em meio à qual ocorrem poros e cristaloclastos, euédricos a anédricos (estes sendo a minoria) de plagioclásio, microclina, quartzo e biotita. Os fenocristais de feldspatos e quartzo aparecem muitas vezes fraturados, e alguns corroídos. Quanto às biotitas, estas encontram-se na forma de pequenas lamelas orientadas de acordo com o bandamento. Dentro da própria matriz, há diferentes tons de marrom. Apresenta poros de até quase 1cm e estes encontram-se parcialmente preenchidos por mineral não identificado.

Os cristaloclastos apresentam extinção ondulante em diferentes graus – indicando deformação em diferentes graus. Em uma rocha piroclástica essas variações podem ser devido ao amortecimento de alguns grãos pela própria matriz da rocha durante esforço.

Os cristais de plagioclásio ocorrem com geminação típica (macla mecânica, indicando deformação) e alguns fraturados. Contém inclusões na forma circular ou elíptica formadas por exsolução de feldspato potássico.

Composição:

<i>Mineralogia</i>	<i>% (em volume)</i>
Matriz	62%
Quartzo (parte pode ser nefelina)	8%
Poros	7%
Biotita	6%
Microclina	5%
Olivina serpentinizada	3%
Fragmentos líticos	3%
Minerais opacos e/ou vidro	3%
Plagioclásio	2%
Sanidina	1%
Total	100%

2. Secção Delgada 1B

Em secção delgada a rocha apresenta tons amarronzados. Podem ser observadas duas camadas de aspectos distintos (diferenciadas a seguir como A e B), as quais são separadas por contato bem definido, parte desse contato é reto e parte é interdigitado. A transição entre as duas camadas tem aspecto crenulado, alternando níveis incolores e partes marrons.

- Camada A: cristaloclastos euédricos a anédricos de quartzo e feldspatos (anédricos sendo a minoria) em meio a uma matriz muito fina composta por mica e argilominerais. Dentro da própria matriz há porções mais escuras com biotita.

Composição:

<i>Mineralogia</i>	<i>% (em volume)</i>
Matriz	55%
Quartzo (parte pode ser nefelina?)	13%
Sanidina	11%
Poros (e)	7%
Microclina (e)	4%
Plagioclásio (e)	3%
Biotita (a)	3%
Olivina serpentinizada?	2%
Minerais opacos e/ou vidro	1%
Fragmentos líticos	1%
Total	100%

- Camada B: Composta predominantemente por matriz na qual ocorrem cristaloclastos finos anédricos (pseudoleucita), envoltos por uma estreita camada mais clara, de aspecto similar ao de cimento em uma rocha sedimentar. Também ocorrem cristais de sanidina fraturados, bem como fragmentos líticos de uma rocha plutônica (granito?)

Composição:

<i>Mineralogia</i>	<i>% (em volume)</i>
Matriz de cristobalita?	94%
Pseudoleucita	3%
Fragmentos líticos	2%
Sanidina	~1%
Total	100%

3. Seção Delgada 2A

Esta amostra contém as mesmas feições encontradas na amostra 1B. A diferença é que nesta seção ocorrem fragmentos da camada com mais matriz (camada B), envoltos pela rocha mais rica em cristaloclastos e fragmentos líticos (camada A). A mineralogia é semelhante à das amostras anteriores.

Composição:

<i>Mineralogia</i>	<i>% (em volume)</i>
Matriz	62%
Quartzo	8%
Poros	7-8%
Biotita	6%
Microclina	5%
Olivina serpentinizada?	3-4%
Fragmentos líticos	3%
Minerais opacos e/ou vidro	3%
Plagioclásio	2%
Total	100%

4. Seção Delgada 2B

De forma semelhante à amostra 1B, esta amostra também apresenta duas feições distintas separadas por contato reto, que serão diferenciadas como Camadas A e B.

- Camada A: Essa faixa apresenta claro bandamento, sendo composta por uma matriz de tonalidade marrom, e diversos fenocristais de plagioclásio, biotita, minerais opacos, sanidina, microclina, bem como fragmentos líticos. Alguns cristaloclastos apresentam contorno fibroso perpendicular à superfície devido à desvitrificação (textura axiolítica).

Composição:

<i>Mineralogia</i>	<i>% (em volume)</i>
Matriz	50%
Quartzo	15%
Fragmentos líticos	10%
Biotita	6%
Plagioclásio	6%
Microclina	5%
Minerais opacos	5%
Sanidina	3%
Total	100%

- Camada B: Presença de matriz com muitos fenocristais de feldspatos, quartzo, fragmentos líticos. É possível observar a presença de esferulitos, minerais fibro-radiais que se formam devido ao processo de desvitrificação.

Composição:

<i>Mineralogia</i>	<i>% (em volume)</i>
Matriz	62%
Quartzo (parte pode ser nefelina?)	8%
Poros	7-8%
Biotita	6%
Microclina	5%
Olivina serpentinizada?	3-4%
Fragmentos líticos	3%
Minerais opacos	3%
Plagioclásio	2%
Total	100%

5. Seção Delgada 3

Essa amostra apresenta bandamento, sendo composta por matriz fina, a qual envolve fenocristais de quartzo e feldspatos (alguns euédricos), bem com fragmentos líticos.

Foi observada a textura granofírica em cristais de feldspato, podendo ser cristais herdados do Granito do Cabo, no qual essa textura é comumente encontrada.

Composição:

<i>Mineralogia</i>	<i>% (em volume)</i>
Matriz	62%
Quartzo (parte pode ser nefelina?)	8%
Poros	7-8%
Biotita	6%
Microclina	5%
Olivina serpentinizada?	3-4%
Fragmentos líticos	3%
Minerais opacos	3%
Plagioclásio	2%
Total	100%

6. Seção Delgada 4

Essa amostra apresenta estrutura caótica, sendo composta por matriz fina, a qual envolve fenocristais de quartzo e feldspatos (alguns euédricos), bem com fragmentos graníticos.

Composição:

<i>Mineralogia</i>	<i>% (em volume)</i>
Matriz	62%
Quartzo (parte pode ser nefelina?)	8%
Poros	7-8%
Biotita	6%
Microclina	5%
Olivina serpentinizada?	3-4%
Fragmentos líticos	3%
Minerais opacos	3%
Plagioclásio	2%
Total	100%

