



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

LEANDRO GUSTAVO DE LIMA DURVAL

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO MARIZAL (K) NA
SERRA DO TONÃ, SUB-BACIA DO TUCANO NORTE, NE DO BRASIL**

Recife

2017

LEANDRO GUSTAVO DE LIMA DURVAL

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO MARIZAL (K) NA
SERRA DO TONÃ, SUB-BACIA DO TUCANO NORTE, NE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini.

Recife

2017

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

D968c Durval, Leandro Gustavo de Lima.

Caracterização estratigráfica da formação Marizal (K) na Serra do Tonã, Sub-bacia do Tucano Norte, NE do Brasil/Leandro Gustavo de Lima Durval.- 2017.

77folhas, il., tab.

Orientador: Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.Programa de Pós-Graduação emGeociências, 2017.

Inclui Referências.

1.Geociências. 2.Siliciclastico.3.Marizal. 4.Fácies. I.Fambrini, Gelson
Luís(Orientador). II. Título.

UFPE

551CDD (22. ed.) BCTG/2018-141

LEANDRO GUSTAVO DE LIMA DURVAL

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO MARIZAL (K) NA
SERRA DO TONÃ, SUB-BACIA DO TUCANO NORTE, NE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal de Pernambuco,
como requisito parcial para a obtenção do
título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: 24/11/2017

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Lúcia Maria Mafra Valença (Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof.^a Dr.^a Marcela Marques Vieira (Examinadora Externa)
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

*A Juliana Durval minha esposa, amiga,
companheira e grande incentivadora da
minha vida acadêmica.*

Agradecimentos

Antes de tudo e de todos gostaria de agradecer a Deus pela graça de concluir esta dissertação com suor e dedicação.

Ao meu filho Mateus por me proporcionar a felicidade de ser pai.

Aos meus pais Joan Tenório Durval e Rosália de Lima Durval por me prepararem com todo amor e carinho para que eu me tornasse um cidadão.

Aos meus irmãos Leonardo, Letícia e João por sempre estarem ao meu lado nesta caminhada.

Minha sogra Risonete, meu sogro Antônio, minha cunhada Jamile e meu cunhado Juelison (*in memoriam*) também fazem parte desta caminhada.

Ao meu orientador Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini, e ao Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann, por todo o tempo que se dedicaram a mim na ajuda do desenvolvimento deste trabalho e pela paciência que tiveram com as correções, melhorando assim a qualidade desta dissertação.

Ao Convênio Petrobrás/FADE/UFPE - projeto N° 050.0069772.11.9, em nome do Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann por facilitar o acesso aos testemunhos.

Aos meus professores: Gorki Mariano, Sônia Agostinho, Alcides Sial, Valderéz Pinto, Mario Filho, Sergio Pacheco, Sandra de Brito, Lucila Ester, Evenildo Bezerra, Maurício Rangel, Marcelo Reis, Edilton Santos, Lucia Valença, Adejardo Filho e Antonio Barbosa, pela grande contribuição e ajuda ao longo do meu desenvolvimento acadêmico.

Aos amigos José Acioli, Felipe Saboya, Otávio Leite, Eduardo Bontempo, Wilker Cezário (*in memoriam*), Marcondes Assis, Diógenes Lemos e César Filgueiras.

A todos os colegas da pós-graduação e da graduação em Geologia, que conviveram comigo durante esta longa jornada.

Ao LAGESE pela infra-estrutura disponibilizada, para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE pela oportunidade de obter novos conhecimentos e aprendizado.

“Não fui eu que lhe ordenei? Seja forte e corajoso! Não se apavore, nem se desanime, pois o Senhor, o seu Deus, estará com você por onde você andar”

(Josué 1.9 – NVI)

Resumo

Esta dissertação teve como objetivo principal a caracterização do intervalo siliciclástico da Serra do Tonã, que compreende a Formação Marizal da Sub-Bacia do Tucano Norte. Numa etapa de campo foram levantadas informações do perfil estratigráfico de outro morro testemunho denominado Serra de São Saité, onde foram descritas seções estratigráficas para implementar informações, enriquecer o estudo e reconhecimento do local onde foi perfurado o poço estratigráfico, determinando assim a principal origem de conhecimentos para a evolução desse estudo, criando a possibilidade de identificação e de caracterização das associações de fácies e das litofácies siliciclásticas. Foram coletadas 14 amostras para elaboração de lâminas delgadas, sendo todas procedentes do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA, em rochas siliciclásticas variando de siltito a arenito. Foi observado que os arenitos em grande maioria apresentam-se finos a muito finos e médios em proporções menores, geralmente micáceos (grande quantidade de biotita e muscovita bem preservadas), relativamente selecionados, com textura dos grãos subarredondados a subangulosos, empacotamento constantemente frouxo e com cimentação predominantemente de argila de infiltração e óxido de ferro. Os grãos minerais observados nos arenitos revelam que foram originados por rochas metamórficas que ocorrem nas proximidades da área de estudo. O ambiente de deposição destas rochas descritas longitudinalmente no poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA como também a Serra de São Saité revelam um sistema fluvial que evoluiu para um sistema lacustre, onde ocorre a Camada Amargosa que representa um marco estratigráfico para a Bacia do Tucano.

Palavras-chave: Siliciclastico. Marizal. Fácies.

Abstract

This dissertation had as main objective the characterization of the siliciclastic interval of the Serra do Tonã, comprises the Marizal formation of the North Tucano Sub-Basin. In a field stage, information was collected from the stratigraphic profile of another witnessing hill called São Saite saw, where stratigraphic sections were described to implement information, to enrich the study and recognition of the location where the stratigraphic well was drilled, thus determining the main source of knowledge for the evolution of this study, creating the possibility of identification and characterization of the associations of facies and siliciclastic microfacies. 14 samples were collected for the preparation of thin sections, all of them from the 2-TN-ST-03a-BA stratigraphic well. In siliciclastic rocks varying from siltstone to sandstone. It was observed that the sandstones are mostly very thin to very thin and medium in smaller proportions, usually micaceous (lots of biotite and muscovite well preserved), relatively selected, packaging that is constantly loose and with cementation predominantly of iron oxide. The mineral grains observed in the sandstones show that they were originated by metamorphic rocks that occur in the vicinity of the study area. The depositional environment of these rocks described longitudinally in the stratigraphic well 2-TN-ST-03a-BA as well as the São Saite saw reveal a fluvial system that evolved to a lacustrine system, where the Amargosa Beds occurs that represents a stratigraphic landmark for the Tucano Basin.

Keywords: Siliciclastic. Marizal. Facies.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Mapa com localização da Sub-Bacia de Tucano Norte e Serra do Tonã	16
Figura 2 – Imagem SRTM da da Serra do Tonã (esquerda) e Mapa geológico da Serra do Tonã mostrando a localização do poço estratigráfico 2-TN-ST-3a-BA e São Saité onde foi realizada a seção vertical (direita)	17
Figura 3 – Descrição do poço 2-TN-ST-3a-BA e localização das amostras para confecção das lâminas petrográficas	21
Figura 4 – Localização da Bacia Recôncavo-Tucano-Jatobá (Sub-Bacia do Tucano Norte em destaque)	22
Figura 5 – Mapa tectônico simplificado do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Seções Geológicas (1 a 6) (modificado de Magnavita 1992). Seção (7) de direção NE-SW, constituída com base em seções dip.	24
Figura 6 – Direção do rifteamento E-W na região do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, durante a fase Berriasiana	25
Figura 7 – Mudança da direção de abertura para NW-SE, na região do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá durante o Aptiano	26
Figura 8 – Mapa do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá com os seus embasamentos	28
Figura 9 – Coluna estratigráfica da Sub-Bacia do Tucano Norte	30
Figura 10 – Perfil litológico com as litofácies da Formação Marizal na Sub-Bacia do Tucano Norte levantados no morro de São Saité, mostrado as porções superior e inferior separada pela Camada Amargosa. . . .	40
Figura 11 – Perfil litológico com as litofácies da Formação Marizal na Sub-Bacia do Tucano Norte levantados no morro Poço Estratigráfico 2-TN-st-03a-BA, perfurado na Serra do Tonã-BA, mostrando de onde foram colatadas as amostras para confecção de lâminas petrográficas. A) mostra os testemunhos utilizados para o levantamento	41
Figura 12 – Litofacies sedimentares da Formação Marizal no Morro de São Saité. A:Morro de São Saité vista da estrada de acesso; B: Litofacies At de arenitos médios a finos, com estratificações cruzadas tabulares de médio e grande porte; C: Litofacies At de arenitos médios a finos, com seixos pequenos e grânulos; D: Foto 5: Litofacies At truncando facies Aa, abaixo; E: Facies Ap.	42
Figura 13 – Litofácies Aa mostrando camada decimétrica de arenito fino, micáceo, com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte.	43
Figura 14 – Litofácies Al mostrando um arenito fino laminado, muito micáceo . .	44
Figura 15 – Litofácies Ap mostrando um arenito fino com estratificação plano-paralela	44

Figura 16 – Litofácies Am de arenitos médios, com aspecto maciço e presença de grânulos.	45
Figura 17 – Litofácies Sac Arenito intercalado com siltito, observa a presença de bioturbação (canal preenchido por argila).	45
Figura 18 – Litofácies Sm, mostrando um siltito agiloso maciço, Siltito maciço com presença de bioturbação.	46
Figura 19 – Parte dos testemunhos do furo 2-TN-st-03a-BA, mostrando as Litofácies Cal com calcário Laminado e Fl revelando folhelhos escuros. .	46
Figura 20 – Correlação entre o Morro de São Saité e o furo estratigráfico 2-TN-st-03a-BA, mostrando as Formações Marizal e Crato como também as sequências deposicionais, inferior e superior (esquerda), a fotografia mostra a camada amargosa observada em campo no morro de São Saité, a figura também mostra as associações de fácies identificadas.	48
Figura 21 – Arenito com seixos de feldspato caulinizados.	49
Figura 22 – Minerais mais importantes na formação de rochas, representados em ordem crescente de estabilidade físico-química no ambiente de sedimentação	50
Figura 23 – Classificação dos arenitos baseado no diagrama proposto por Folk (1968)	52
Figura 24 – Quartzos subangulosos a subarredondados identificados em arenito subarcóseo, micáceo, mal selecionado (A: Nicóis paralelos, B: Nicóis cruzados, C: Nicóis paralelos, D: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).	57
Figura 25 – Quartzo policristalino de alto metaforismo (seta), subarredondado, (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).	58
Figura 26 – Quartzo semicomposto anédrico subarredondado (seta) identificado em arenito mal selecionado cimentado óxido de ferro (Foto A: Nicóis paralelos e Foto B: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).	59
Figura 27 – Grão de ortoclásio subédrico observado em arenito, mal selecionado, em matriz argilosa (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x). C e D): Grão de ortoclásio euédrico, (C: Nicóis paralelos e D: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).	60
Figura 28 – Grãos de plagioclásio bem formados, com geminação polissintética evidente, observada em arenito, mal selecionado cimentado por óxido de ferro, observa-se crescimento de zircão no plagioclásio (C e D), (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x) e (C: Nicóis paralelos e D: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).	61
Figura 29 – Microclínio anédrico identificado em arenito subarcóseo de granulação média cimentado por óxido de ferro (ao redor do grão), (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).	62

Figura 30 – Fragmentos de siltito marrom imerso em arenito subarcóseo, médio mal selecionado com cimentação de óxido de ferro (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x	62
Figura 31 – Quartzarenito médio de aspecto maciço, mal selecionado mostrando as micas (biotita, muscovita e clorita) bem preservadas (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).	63
Figura 32 – Biotitas depositadas paralelamente (ver setas) em um arenito subarcóseo médio a fino, mal selecionado (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).	63
Figura 33 – Arenito subarcóseo mal selecionado cimentado por argila de infiltração (Foto A: Nicóis paralelos e Foto B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).	64
Figura 34 – Composição do arcabouço das 14 amostras de arenito da Formação Marizal, na Sub-Bacia do Tucano Norte	64
Figura 35 – Arenito Arcóseo moderadamente selecionado cimentado totalmente por calcita rica em manganês (A: Nicóis paralelos e B: Catodoluminescência - Objetiva de 10x).	66
Figura 36 – Arenito subarcóseo indicando grãos de quartzo (cores azul intenso - setas brancas) provenientes possivelmente de rochas ígneas plutônicas e de rochas metamórficas de alto grau.(A: Nicóis paralelos e B: Catodoluminescência - Objetiva de 10x).	67
Figura 37 – Arenito subarcóseo mal selecionado indicando quartzos (verde intenso - setas brancas e azul ofuscado - setas amarelas) indicando proveniência de rochas hidrotermais e pegmatitos. (A: Nicóis paralelos e B: Catodoluminescência - Objetiva de 10x).	67
Figura 38 – Vista do Morro de São Saité.	68
Figura 39 – Correlação litoestatigráfica das Bacias do Tucano e Araripe	69

Lista de tabelas

Tabela 1 – Resumo das litofacies encontradas na Formação Marizal	39
Tabela 2 – Análise microscópica dos arenitos obtidos a partir do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA. (Lâminas L13, L14A, L14B e L15A).	53
Tabela 3 – Análise microscópica dos arenitos obtidos a partir do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA.	54
Tabela 4 – Análise microscópica dos arenitos obtidos a partir do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA.	55
Tabela 5 – Análise microscópica dos arenitos obtidos a partir do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA.	56
Tabela 6 – Elementos ativadores, inibidores e sensibilizadores da catodoluminescência.	65

Sumário

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Apresentação	15
1.2	Trabalhos Introdutórios	15
1.3	Justificativas e Objetivos	16
1.4	Localização e Acesso	16
2	MATERIAIS E MÉTODOS	19
2.1	Levantamento Bibliográfico	19
2.2	Poço Estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA	19
2.3	Estudos Petrográficos	19
2.4	Catodoluminescência	20
3	GEOLOGIA REGIONAL	22
3.1	Introdução	22
3.2	O Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá	23
3.3	Embasamento	27
3.4	A Sub-Bacia de Tucano Norte	29
3.5	Estratigrafia da Sub-Bacia de Tucano Norte	30
3.5.1	Supersequência Paleozoica	31
3.5.1.1	<i>Formação Tacaratu</i>	31
3.5.1.2	<i>Formação Inajá</i>	31
3.5.1.3	<i>Formação Curituba</i>	32
3.5.1.4	<i>Formação Santa Brígida</i>	32
3.5.2	Supersequência Pré-Rifte	32
3.5.2.1	<i>Grupo Brotas</i>	33
3.5.2.2	<i>Grupo Santo Amaro</i>	34
3.5.3	Supersequência Rifte	35
3.5.3.1	<i>Formação Salvador</i>	35
3.5.3.2	<i>Formação São Sebastião</i>	36
3.5.4	Supersequência Pós-Rifte	36
3.5.4.1	<i>Formação Marizal</i>	36
3.5.4.2	<i>Formação Crato</i>	37
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	38
4.1	Sistema Aptiano	38
4.2	Análise de fácies sedimentares	38
4.3	Associação de Fácies Fluvial	47
4.4	Estudo Petrográfico	49

4.4.1	Descrição Petrográfica das Rochas Siliciclásticas	52
4.4.1.1	<i>Composição dos Grãos Detríticos</i>	57
4.4.2	Aplicação da Catodoluminescência	65
4.5	Reconstituição Estratigráfica	67
5	CONCLUSÕES	71
	REFERÊNCIAS	73

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O objetivo da realização deste trabalho é a obtenção do título de mestre em Geociências, pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE (PPGEOC). Com a orientação do Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini, esta dissertação foi construída através de testemunhos obtidos do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA e do levantamento da seção estratigráfica da Serra de São Saité, onde as rochas siliciclásticas aparecem com foco principal. Com base nesses testemunhos, foram confeccionadas lâminas petrográficas para melhor entendimento das referidas rochas.

1.2 Trabalhos Introdutórios

Na Sub-Bacia do Tucano Norte os trabalhos referentes aos sedimentos de idade Aptiana, composta pelas formações Marizal, Crato e Romualdo do Grupo Santana e a Formação Exu são de pouco conhecimento geológico.

Entre os trabalhos mais relevantes de caráter regional, sobreleva-se a tese de doutorado de Rolim (1984), um dos trabalhos de extrema relevância desenvolvidos na Serra do Tonã, o qual descreveu a sequência siliciclástica e carbonática da Serra do Tonã; e Bueno (1996), que estudou as conformidades estratigráficas entre a Serra do Tonã e a Bacia do Araripe.

Outros trabalhos também são de suma importância, destacando-se: O Paleozoico da Bacia do Jatobá (Barreto, 1968), que aborda sobre aspectos estratigráficos; O Projeto Jatobá I e II (CPRM/CNEN, 1972 e 1973), com execução de poços objetivando a pesquisa de urânio; Hidrogeologia das Bacias Sedimentares de Tucano e Jatobá (Ferreira, 1965), O Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste, Folha 20 (Leal, 1971) e a Hidrogeologia da Bacia do Jatobá (Melo, 1980), baseados no estudo hídrico da bacia, como também trabalhos de Magnavita & Cupertino (1987), Magnavita *et al.* (1994), cujos trabalhos destacam os aspectos estruturais, sísmicos e geotectônicos da Bacia do Jatobá. Os trabalhos de abrangência regionais recentes, destacam-se Geologia da Bacia do Jatobá (Rocha & Leite, 1999), Estudo Hidrogeológico da Bacia do Jatobá (Leite *et al.*, 2001), Carta Estratigráfica da Sub-bacia Tucano Norte e Bacia do Jatobá (Costa *et al.*, 2007), Geologia de parte da Folha Airi (Lima, 2011), Folha Poço da Cruz (Neumann *et al.*, 2011) e Upper Aptian mixed carbonate-siliciclastic sequences from Tucano Basin, Northeastern Brazil: Implications for paleogeographic reconstructions following Gondwana break-up (Varejão F. G. *et al.*, 2016).

1.3 Justificativas e Objetivos

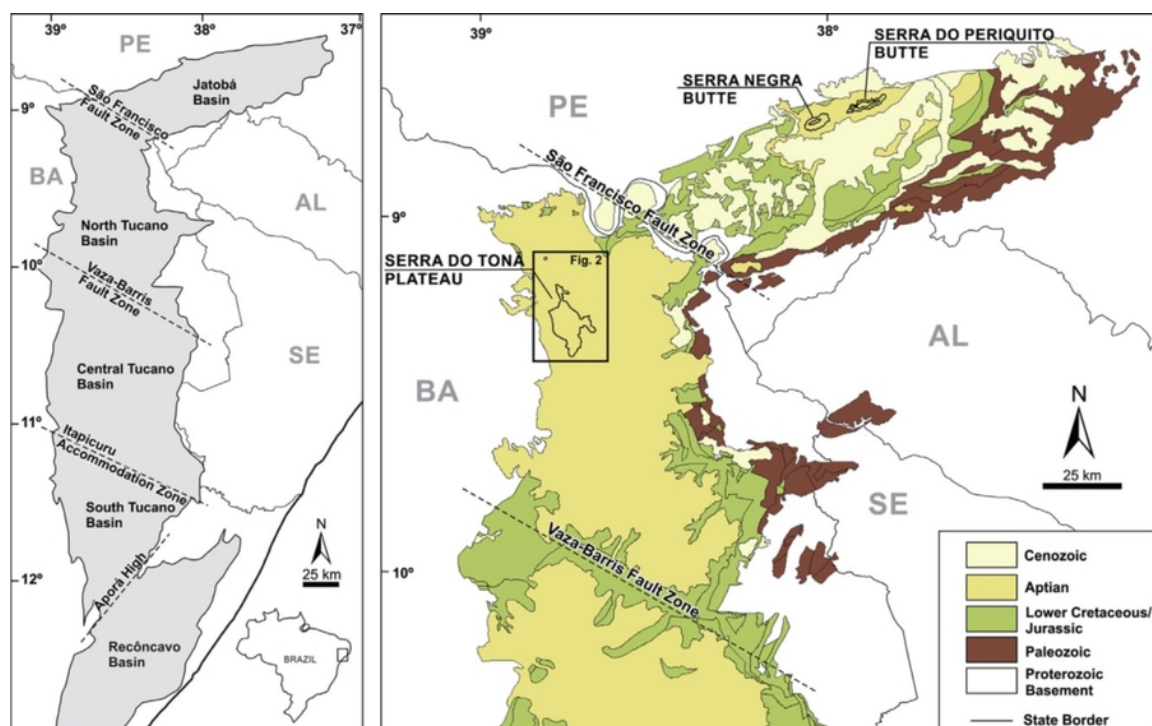
No presente momento, a Sub-Bacia de Tucano Norte não apresenta conhecimentos detalhados a sua grande importância no cenário das bacias interiores do Nordeste brasileiro, embora que, nos últimos anos, as pesquisas ganharam proporções maiores por conta de órgãos de pesquisas e universidades.

Considerando estudos anteriores sobre a sequência siliciclástica da Serra do Tonã, neste estudo serão analisadas amostras de testemunhos de um furo de sonda contínuas e intemperizadas, podendo assim, evitar lacunas no perfil estratigráfico pela falta de afloramentos em alguns níveis. Portanto, resultam em dados de melhor qualidade para a caracterização da sequência siliciclástica em questão, além de analisar amostras de afloramentos relevantes na área de estudo.

O objetivo primordial desta dissertação versa sobre a caracterização do intervalo siliciclástico da Serra do Tonã, que compreende a Formação Marizal da Sub-Bacia do Tucano Norte. Este trabalho contribuirá para a correlação e elaboração de modelos geológicos dos sistemas lacustres do andar alagoas (Aptiano) das Bacias de Tucano Norte, Jatobá e Araripe, que serão realizados pelos grupos de geologia das universidades envolvidas nesta pesquisa (UFPE e UNESP).

1.4 Localização e Acesso

Figura 1 – Mapa com localização da Sub-Bacia de Tucano Norte e Serra do Tonã

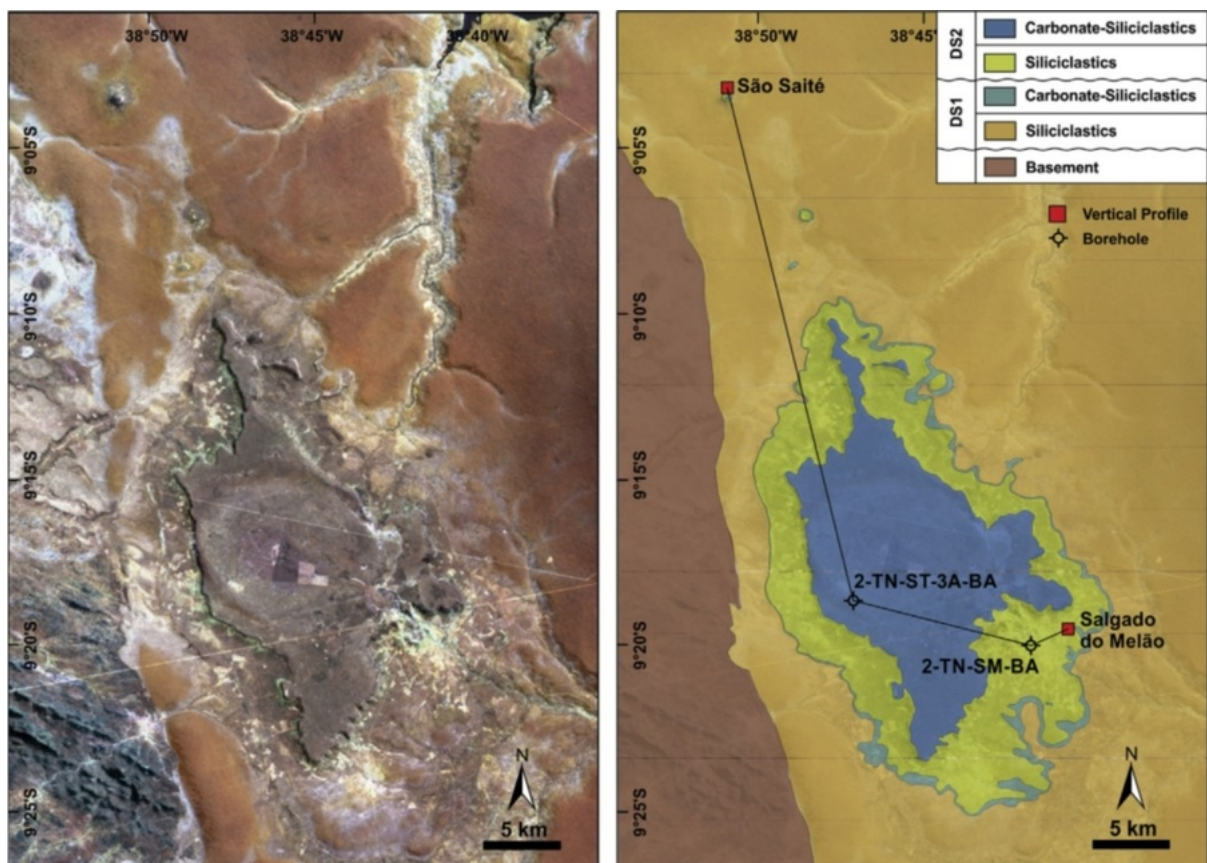


A Bacia de Tucano (Figura 1) localiza-se no estado da Bahia, nordeste brasileiro. Faz parte do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, formado durante a fragmentação do Supercontinente Gondwana, que deu origem ao Oceano Atlântico no Eoaptiano (Costa et al., 2007). Essa bacia ocupa aproximadamente uma área de 46.500 km² e esta dividida em três sub-bacias, Tucano Norte, Central e Sul (Magnavita et al., 2003).

A Sub-Bacia de Tucano Norte possui aproximadamente 8.800km², e tem uma orientação geral N-S. Seus limites são determinados pela Falha de São Francisco a nordeste, onde se separa da Bacia do Jatobá; pela Zona de Acomodação do Arco do Vaza-Barris a sul, onde se separa da Sub-Bacia de Tucano Central; a oeste pela Falha de São Saité que define o contato com o embasamento; e a leste por discordância ou falhas de pequenos rejeitos (Costa et al., 2007).

A área de estudo fica na Serra do Tonã (Figuras 1 e 2) entre as coordenadas geográficas 38° 38' 00" – 38° 50' 00" de longitude oeste e 9° 05' 35" – 9° 21' 10" de latitude sul, na região norte do Raso da Catarina (Rolim, 1984). Localiza-se no estado da Bahia, município de Macururé, inserida na região de influência da cidade de Paulo Afonso (Almeida-Filho, 2001).

Figura 2 – Imagem SRTM da da Serra do Tonã (esquerda) e Mapa geológico da Serra do Tonã mostrando a localização do poço estratigráfico 2-TN-ST-3a-BA e São Saité onde foi realizada a seção vertical (direita)



A Serra do Tonã pertence ao domínio semiárido do nordeste brasileiro, apresentando uma precipitação pluviométrica média anual em torno de 500 mm, porém com frequentes ocorrências de longos períodos de estiagem. Sua vegetação predominante é do tipo caatinga, sendo composta por dois estratos arbóreos representados por árvores e arbustos espinhentos (Almeida-Filho, 2001). Possui uma distribuição de drenagem de forma radial com desenvolvimento de riachos, onde os que nascem a leste deságuam no rio São Francisco e os que nascem a oeste desembocam no rio Macururé, um dos principais afluentes do São Francisco na região (Rolim, 1984).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Levantamento Bibliográfico

Para otimização deste trabalho, um levantamento bibliográfico foi realizado, abordando principalmente, todo o conhecimento geológico atualizado e disponível da Sub-Bacia do Tucano Norte, onde a área de estudo se localiza em relação a bacia, com enfoque nas camadas siliciclásticas do sistema lacustre aptiano da Formação Crato da Sub-Bacia do Tucano Norte. Trabalhos relacionados a sedimentação siliciclástica, o ambiente de deposição siliciclástico e a análise petrográfica de material terrígeno.

2.2 Poço Estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA

Este poço foi perfurado com recursos do Projeto “Caracterização dos sistemas lacustres Aptianos-Albianos das Bacias do Araripe, Jatobá e Tucano Norte: Projeto de três furos no Andar Alagoas”. Está localizado na Serra do Tonã, Município de Macururé, com uma profundidade total de cento e quarenta metros (140m).

Os principais dados para a realização deste trabalho foram provenientes desse poço estratigráfico, como também, de um morro testemunho denominado Serra de São Saité, que localiza-se a 27km a norte de onde o poço foi perfurado. Estes dois estudos possibilitaram a identificação e a caracterização das associações de fácies siliciclásticas da Serra do Tonã, localizada na Sub-Bacia do Tucano Norte.

2.3 Estudos Petrográficos

Quatorze (14) amostras foram selecionadas dos testemunhos do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA, e a partir delas foram confeccionadas lâminas petrográficas (Figura 3). As lâminas petrográficas foram utilizadas para auxiliar na caracterização das litofácies siliciclásticas, baseadas nos estudos propostos por Folk (1968), como também, na procedência correta da classificação das rochas e propiciar elementos para inferências de área fonte, processos diagenéticos e de ambientes geradores.

O método da descrição petrográfica foi definido segundo os itens abaixo:

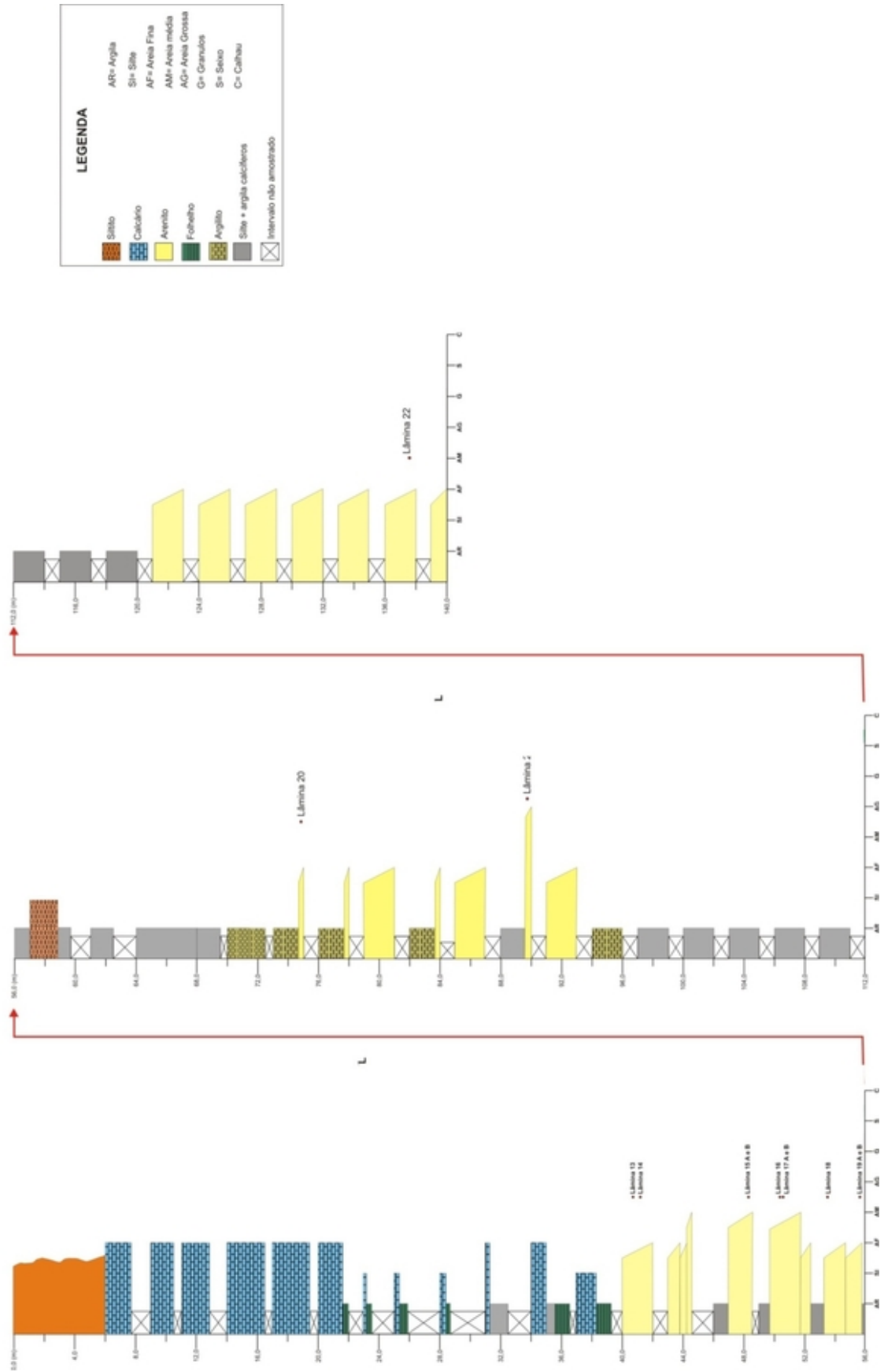
- *Composição:* A partir do arcabouço rochoso, elementos detríticos principais foram identificados (quartzo, feldspato e fragmentos de rocha), estimando assim, suas proporções relativas que classificam as rochas, baseada na classificação de Folk (1968). Proporções estimadas dos minerais acessórios (micas, minerais pesados opacos e outros), também foi realizada, em relação aos componentes principais.

- *Matriz/Cimento*: A matriz é caracterizada pelas partículas de fração fina que normalmente é composta por silte e argila, identificadas entre os grãos minerais, e que podem ser de diversos tipos: sindeposicional, infiltrada e pseudo-matriz. Já o cimento, corresponde aos minerais precipitados quimicamente.
- *Textura da rocha*: É determinada pela granulação dos grãos (tamanho das partículas), seleção dos grãos, arredondamento, esfericidade e maturidade textural. Para determinação da granulação, utilizou-se a escala milimétrica proposta por Folk (1968). Para o arredondamento e esfericidade, utilizou-se da classificação de Powers (1953), e para a seleção granulométrica, fez uso do esquema proposto por Pettijohn *et al.* (1972) e Folk (1968). A maturidade textural foi definida pela classificação de Folk (1974).
- *Petrofábrica*: Representada pela organização e arranjo físico entre os grãos minerais (empacotamento) das rochas. Assim, observou-se os tipos de contatos existentes que podem ser do tipo flutuante, pontual, reto, côncavo-convexo e saturado. Baseado nos tipos de contato entre os grãos, define-se o tipo de empacotamento rochoso identificado (frouxo, normal ou fechado).
- *Maturidade mineralógica*: Baseada na proporção dos constituintes estáveis (quartzo, feldspato e fragmentos lítico), tomando como base a quantidade de quartzo sobre os demais constituintes. Segundo este método, é possível classificar mineralogicamente um arenito como maduro (quartzo predomina) ou imaturo (feldspatos e fragmentos líticos predominam em relação ao quartzo).
- *Denominação da rocha*: Baseada na proporção de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos segundo a classificação proposta por Folk (1968).

2.4 Catodoluminescência

Foi realizado um estudo em catodoluminescência (CL) para determinar os possíveis tipos de cimentos carbonáticos nos arenitos como também auxiliar na identificação mineralógica de alguns grãos minerais. A catodoluminescência utilizada nas amostras é composta por um cátodo quente acoplado ao microscópio óptico.

Figura 3 – Descrição do poço 2-TN-ST-3a-BA e localização das amostras para confecção das lâminas petrográficas .



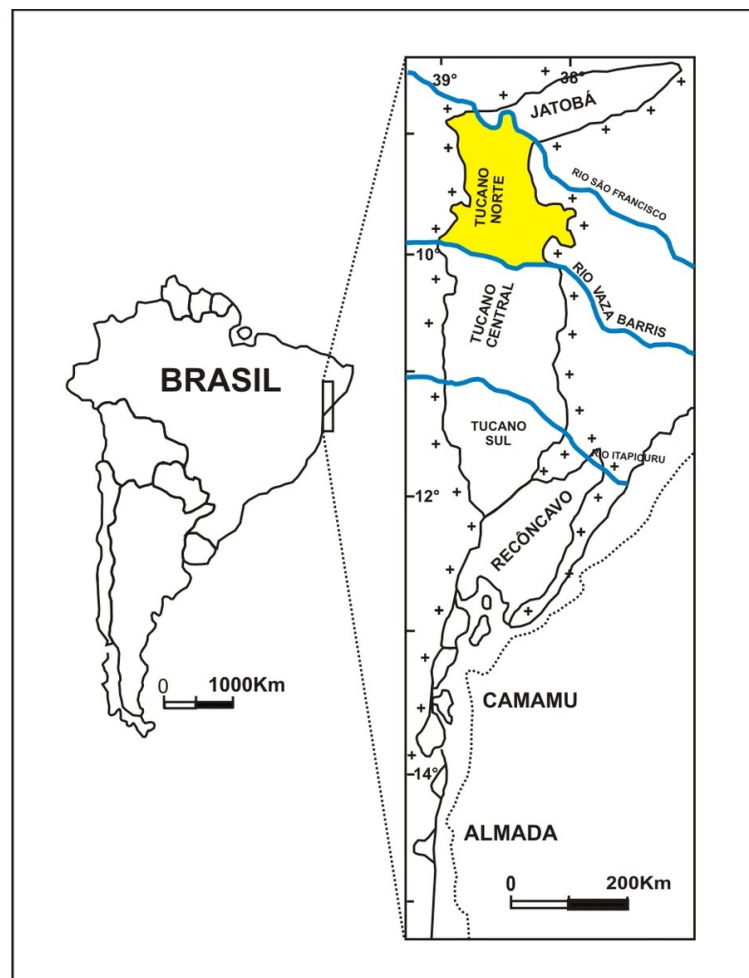
3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Introdução

Abrangendo uma área de aproximadamente 46.500 Km² e localizada ao sul da Zona de Cisalhamento de Pernambuco a Bacia do Tucano insere-se como parte do Aulacógeno Recôncavo-Tucano-Jatobá. A ocorrência de feições estruturais de direção NW-SE possibilitou que a bacia fosse subdividida em três sub-bacias: Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte, separadas, entre si, pelos cursos dos rios Itapicuru e Vazas-Barris, alojados em importantes zonas de falhas transferentes (Figura 4).

A Sub-Bacia de Tucano Norte e a Bacia do Jatobá, encontram-se instaladas sobre o Terreno Pernambuco-Alagoas, mais especificamente no Domínio Sul (Brito Neves *et al.*, 2000) da Província Borborema. As sub-bacias Tucano Central e Tucano Sul têm como embasamento a borda Nordeste do Cráton de São Francisco.

Figura 4 – Localização da Bacia Recôncavo-Tucano-Jatobá (Sub-Bacia do Tucano Norte em destaque)



Modificado de Figueredo *et al.*, 1994

3.2 O Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá

O Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá representa um ramo abortado do sistema de ramos não evoluído do sistema de R origem ao continente íftes, desenvolvidos a partir dos estágios iniciais da abertura do Gondwana originando a Placa Sul Americana e Africana no Eocretáceo (Magnavita, 1992; Milani & Thomaz Filho, 2000). Esse sistema de hemi-grabens situa-se na Bahia (Recôncavo e Tucano) e uma pequena extensão em Pernambuco (Bacia de Jatobá), apresenta-se estendido na direção N-S com uma largura de aproximadamente 80 Km e comprimento com cerca de 500 Km (Figura 5).

Segundo Magnavita (1992), a evolução tectônica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá ocorreu dentro do contexto de separação das placas Sul Americana e Africana em duas fases distintas: a primeira no Berriasiano (~ 130 Ma) onde os processos de rifteamento atuaram como tensores de esforços distensivos segundo a orientação E-W (Figura 6).

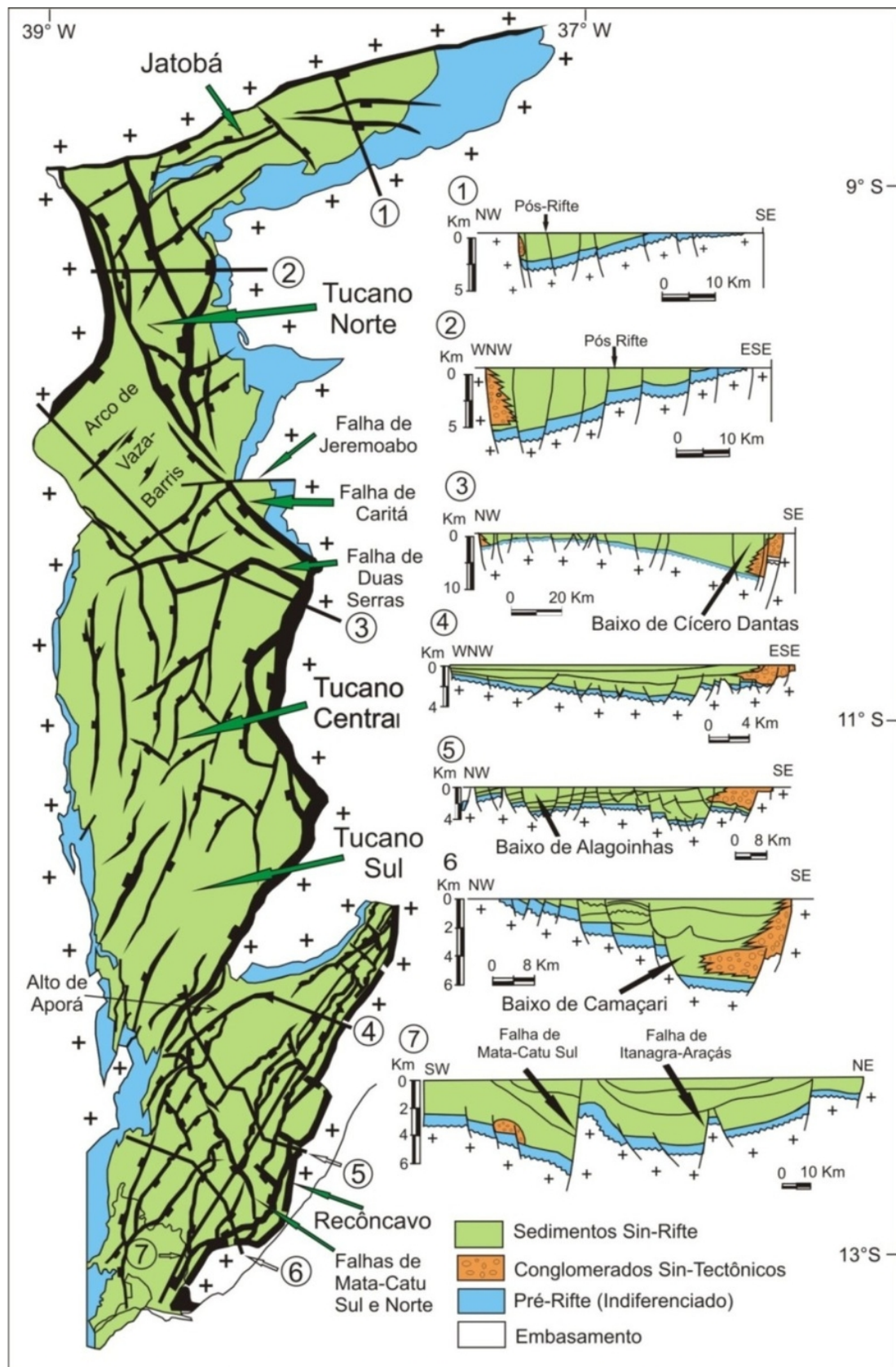
Este Rifte tornou-se aulacógeno quando o segundo estágio deformacional ocorreu, com início no Aptiano (~ 107 Ma), caracterizado pela formação de um polo de rotação na região de São Luiz do Maranhão e a mudança na direção de deformação para NW-SE (Figura 7).

Com base na estratigrafia, a Bacia do Jatobá pode ser correlacionada com a Bacia do Araripe, obtendo como parâmetros análise de sequências Ponte *et al.* (1997). Desta maneira, as bacias do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, podem ser divididas em sete tectono-sequências: tectono-sequência Beta, siluro-devoniana (esta não faz parte do rifte); tectono-sequência Gama, devoniana a eocarbonífera; a tectono-sequência Delta, neocarbonífera a permiana; a tectono-sequência pré-rifte, neojurássica; a tectono-sequência sin-rifte, eocretácea, a tectono-sequência pós-rifte, mesocretácea e a tectono-sequência Zeta, cenozoica.

As tectono-sequências Beta, Gama e Delta englobam o segundo, terceiro e quarto ciclo deposicional, respectivamente, nas bacias intracratônicas em condições orotoplataformais, quando a plataforma brasileira encontrava-se consolidada e estabilizada. Essas tectono-sequências evidenciam um ciclo transgressivo-regressivo completo, e são representados pelas formações Tacaratu, Inajá, Curituba, Santa Brígida e Afligidos.

A tectono-sequência pré-rifte e o registro sedimentar da fase inicial, ou precursora do episódio de rifteamento que deu origem a margem continental brasileira (Ponte *et al.*, 1997), mostrando um ciclo sedimentar continental, caracterizado por sistemas lacustres e flúvio-eólicos. Está representada pelos sedimentos do Grupo Brotas, que engloba as formações Aliança e Sergi.

Figura 5 – Mapa tectônico simplificado do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Seções Geológicas (1 a 6) (modificado de Magnavita 1992). Seção (7) de direção NE-SW, constituída com base em seções dip.



Modificado de Aragão 1994 e Aragão & Peraro 1994

Figura 6 – Direção do rifteamento E-W na região do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, durante a fase Berriasiana



Modificado de Magnavita (1992)

A tectono-sequência sin-rifte compreende o registro estratigráfico do estágio tectônico de ruptura crustal que originou o processo de formação do Atlântico Sul. Esta sequência também representa um ciclo continental marcado por sistemas lacustres, fluviais e eólicos, que caracterizam os litotipos do Grupo Santo Amaro, do Grupo Ilhas e do Grupo Massacará.

Figura 7 – Mudança da direção de abertura para NW-SE, na região do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá durante o Aptiano



Modificado de Magnavita (1992)

A tectono-sequência pós-rifte registra um estágio de subsidência crustal regional (Medeiros & Ponte, 1981) e representa um ciclo sedimentar predominantemente

continental, contemporâneo das supersequências Transicional e Marinha, das bacias pericratônicas brasileiras (Ponte *et al.*, 1997). Está caracterizada por sistemas de leques aluviais, fluvio eólicos e lacustrino, com influência marinha. Engloba as formações Marizal, Santana e Exu.

A tectono-sequência Zeta compreende as coberturas terrígenas continentais, depositadas sobre a superfície peneplanizada do ciclo erosional Sul-Americano, representadas pelos depósitos eluviais/colúviais e aluvionares.

3.3 Embasamento

O embasamento dessas bacias é formada por rochas de idade pré-cambrianas com características de distintos ambientes tectônicos (Figura 8): terrenos granito-*greenstone*, cinturões móveis, faixas de dobramento e cavalgamentos, além outros terrenos tectônico-estratigráficos descritos a seguir.

Os terrenos mais antigos pertencem ao Bloco Serrinha (Neves *et al.*, 1978), anteriormente denominado de Núcleo Arqueano de Serrinha (Mascarenhas, 1979) localizado a oeste da bacia de Tucano Central. O Bloco de Serrinha é constituído por terrenos gnáissico-migmatíticos meso a neoarqueano dos complexos Santa Luz e Uauá e pelas sequências supracrustais paleoproterozóicas dos *greenstonebelts* do rio Itapicuru e do rio Capim.

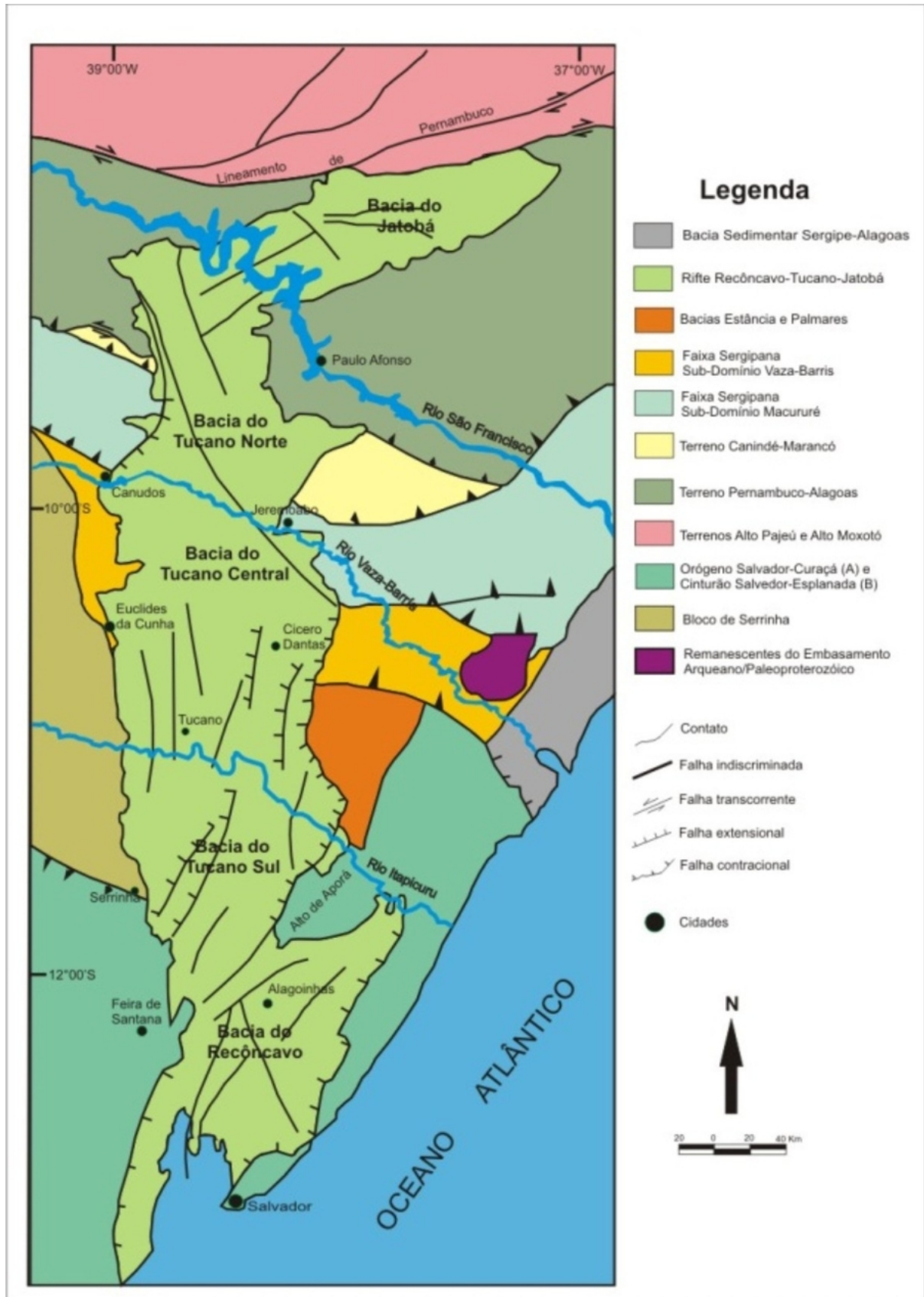
A porção oeste e a porção sul do bloco Serrinha está limitado pelo Cinturão Móvel Salvador-Curaçá. (Santos & Souza, 1983), de idade Neoarqueana (2,7 Ga; Silva *et al.* 1997), que configura o segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, cujo domínio sul é designado pelo Cinturão Itabuna (Figueiredo, 1989).

A leste do Bloco de Serrinha e das bacias do Recôncavo e Tucano Sul (Figura 8) ocorre o cinturão Salvador-Esplanada (Barbosa & Dominguez, 1996), constituído por duas faixas: uma ocidental, na fácies granulito, e a outra na fácies anfibolito alto. O limite noroeste deste cinturão é marcado pela zona de cisalhamento Alto de Aporá, que também marca a fronteira entre as referidas bacias.

Ainda como embasamento do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, está o terreno Pernambuco-Alagoas (Delgado *et al.*, 2003), que faz parte da Província Borborema, esse terreno está limitado a norte pelo Lineamento de Pernambuco, com os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, e a sul por zonas de cisalhamento contracionais, com o terreno Canindé-Marancó.

O Terreno Pernambuco-Alagoas consiste de rochas metassedimentares e ortognaisses, onde idades paleoproterozóicas foram determinadas através de datação por U-Pb SHRIMP (Silva *et al.*, 2002), limitando a Bacia de Jatobá a oeste, noroeste e sudeste, e a Bacia do Tucano Norte, a leste.

Figura 8 – Mapa do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá com os seus embasamentos



Modificado de Aragão et al. 1999

Os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó, situados a norte do Lineamento Pernambuco (Delgado *et al.*, 2003), são denominações recentes para a Faixa Dobrada Brasileira Pajeú-Paraíba e formam o limite norte da Bacia de Jatobá, separados dela pela falha de Ibimirim (Magnavita, 2003). A sua litologia consiste em xistos, filitos, rochas metavulcânicas e metaultramáficas, além de metapelitos carbonáticos com idades que variam entre 2,12 e 1,05 Ga, (Paleo a Mesoproterozóica).

A Faixa Sergipana é uma das faixas de dobramentos marginais ao Cráton de São Francisco, está localizada entre os terrenos Canindé-Marancó e Pernambuco-Alagoas a norte, e ao Cráton de São Francisco a sul (Figura 8), com vergência para este último. Esta faixa originou-se como uma bacia de margem passiva gerada e deformada no Neoproterozóico e está dividida em dois subdomínios (Delgado *et al.*, 2003): 1) o Subdomínio Macururé, que consiste em depósitos pelítico-psamíticos de natureza turbidítica; e, 2) o subdomínio Vaza-Barrís, formado por depósitos carbonático-pelíticos. A faixa sergipana é seccionada em dois segmentos pelo rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e seu segmento oriental correspondem ao limite leste da Bacia do Tucano Central.

Constituem ainda o embasamento desse rifte as rochas (anqui) metassedimentares neoproterozóicas do Grupo Estância (formações Juetê, Acauã e Lagarto), cujos protólitos acumularam-se na bacia de margem passiva homônima, e os depósitos molássicos paleozoicos de bacia de antepais da Formação Palmares.

3.4 A Sub-Bacia de Tucano Norte

Localizada no nordeste do Estado da Bahia, com aproximadamente 46.500 Km² de área, a Bacia de Tucano devido a feições estruturais com direção preferencial NW-SW, pode ser subdividida em três sub-bacias denominadas Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte. O limite da sub-bacia de Tucano Sul com a Bacia do Recôncavo é representado pelo Alto de Aporá, à norte a sub-bacia do Tucano Sul limita-se com a sub-bacia do Tucano Central pela zona de acomodação do rio Itapicuru, o limite entre as sub-bacias do Tucano Central e Tucano Norte é dada pela zona de acomodação do rio Vaza Barrís, já o limite da sub-bacia do Tucano Norte com a Bacia do Jatobá é o rio São Francisco (Figura 8).

As estruturas que deram origem a morfologia da Sub-Bacia de Tucano Norte estão relacionadas ao processo de rifteamento que resultou na fragmentação do Supercontinente Gondwana. Revela uma geometria de semi-grábens com falha de borda a oeste, apresentando um mergulho regional das camadas para noroeste, que teve acomodamento formado por falhas normais com direção N-S (Magnavita *et al.*, 2003).

3.5 Estratigrafia da Sub-Bacia de Tucano Norte

A Figura 9 sintetiza a coluna estratigráfica adotada para a Sub-Bacia de Tucano Norte.

Figura 9 – Coluna estratigráfica da Sub-Bacia do Tucano Norte

GEOCRONOLOGIA			TECTÔ- NICA	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	AMBIENTE DEPOSICIONAL	COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA			
ERA	PERÍODO	IDADE							
Cenozóico	Neógeno	Pleisto- ceno		Sedimentos Aluvionares	Fluvial	Areias, siltes, argilas e lentes conglomeráticas			
	Paleógeno	Oligo- ceno		Depósitos Colúvio-eluviais	Cobertura detrítica residual	Cascalhos e areias			
Mesozóico	Cretáceo	Aptiano	Pós-Rifte	Formação Crato		Lacustre raso a profundo	Calcários laminados intercalados com arenitos, margas, siltitos e folhelhos		
		Formação Marizal		Fluvial associado a deltas	Arenitos, siltitos e argilitos com estrutura de sobrecarga				
		Barre- miano	Rifte	Formação Salvador	Formação São Sebastião	Fan-deltas	Fluvial de alta energia com retrabalhamento eólico	Conglomerados polimíticos	Arenitos médios a finos com níveis grossos na base
		Haute- riviano							
		Valan- giniano							
		Barrea- siano							
	Jurássico	Titho- niano	Pré-Rifte	Grupo Santo Amaro	Formação Candeias		Flúvio Lacustre raso	Arenitos, folhelhos e siltitos argilosos intercalados com carbonato	
					Formação Itaparica		Lacustre	Folhelhos e siltitos	
				Grupo Brotas	Formação Sergi		Fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico	Arenitos grosso a finos com crosta laterítica	
					Formação Aliança		Lacustre raso com influência fluvial	Folhelhos e siltitos intercalados com arenitos, calcarenitos e gipsita	
Paleozóico	Pérmico	Sinéclise	Formação Santa Brígida		Transicional a marinho raso	Arenitos médios a grossos, siltitos calcíferos, folhelhos verdes e dolomitos			
	Carbonífero		Formação Curitiba		Marinho raso	Arenitos argilosos, calcários e folhelhos varvitos			
	Devoniano		Formação Inajá		Marinho de plataforma rasa associada a fluvial	Arenitos finos laminados e ferruginosos com intercalação de arenitos grossos e siltitos			
	Siluriano		Formação Tacaratu		Fluvial entrelaçado associado com leques aluviais	Arenitos grossos a conglomeráticos com crostas lateríticas			
Prote- rozóico				Embasamento Cristalino			Granitos, migmatitos, gnaisses, sienogranitos, monzogranito e quartzitos		

Modificada de Neumann & Rocha, 2013

3.5.1 Supersequência Paleozoica

Na Bacia de Tucano Norte o registro Paleozóico que corresponde a fase de sinéclise é composto pelas formações Tacaratu e Inajá de idade Siluriano/Devoniano, formações Curituba de idade Carbonífera e Santa Brígida do Permiano

Esta supersequência foi depositada em um clima árido, sobre um contexto de bacia intracratônica, revelando uma tendência geral regressiva de acordo com suas unidades, com transição de uma sedimentação marinha rasa, marginal, bacias evaporíticas isoladas, ambientes de sabkha continental e sistemas lacustres (Aguiar & Mato, 1990).

3.5.1.1 *Formação Tacaratu*

Segundo Ghignone (1979) a Formação Tacaratu é composta predominantemente por sedimentos terrígenos representados por Arenitos de coloração cinza esbranquiçado a róseo avermelhado, de granulometria média com níveis conglomeráticos e arcósios conglomeráticos. Estes sedimentos apresentam estratificação cruzada acanalada, estratificação plano paralela, estratificação cruzada tabular como também estratificação cruzada festonada.

De acordo com Rocha & Leite (1999) essa formação foi depositada em ambiente fluvial entrelaçado, onde inicialmente ocorriam leques aluviais de fácies mediana a distal.

Em termos de correlação a Formação Tacaratu compara-se ao Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba e a Formação Mauriti da Bacia do Araripe (Rocha, 2011).

3.5.1.2 *Formação Inajá*

Arenitos finos a grossos com estratificação cruzada acanalada predominam nestas formações, esses arenitos possuem uma coloração variando de róseo a avermelhado com presença de óxido de ferro e encontram-se intercalados com siltitos ricos em micas com registro fóssilífero.

De acordo com Rocha & Leite (1999) a Formação Inajá foi depositada em ambiente marinho de plataforma rasa, representando um evento regressivo caracterizado pela investida de instalação de um sistema fluvial entrelaçado.

Segundo Barreto (1968) esta formação correlaciona-se com a Formação Pimenteiros e a porção superior correlaciona-se com a Formação Cabeças, ambas da Bacia do Parnaíba.

3.5.1.3 *Formação Curituba*

Composta por arenitos argilosos, calcários e varvitos (Magnavita et al., 2003) a Formação Curituba compõe a sequência carbonífera do paleozoico, aparecendo no Gráben de Santa Brígida (Costa et al., 2003). Alguns aspectos indicam que nesta formação ocorreram atividades glaciais evidenciadas por estrias em pavimentos de arenitos e pela presença de varves.

Dados palinológicos confirmam a idade carbonífera para esta formação e a mesma correlaciona-se com a Formação Batinga da Bacia Sergipe/Alagoas.

3.5.1.4 *Formação Santa Brígida*

A Formação Santa Brígida apresenta sedimentos depositados no Permiano, Siluriano/Devoniano e Carbonífero, formando assim a mais completa sedimentação paleozoica do Aulacógeno Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Os Membros Caldeirão e Ingá subdividem esta formação, onde são compostos respectivamente por siltitos e arcósios grossos e finos de ambiente eólico (Jones *et al.*, 2016) e por arenitos quartzosos de granulometria média a grossa, siltitos calcíferos, folhelhos verdes e dolomitos de coloração cinza escuro a preta, com presença de matéria orgânica, depositados em ambiente transicional a marinho raso (Costa et al., 2007).

Segundo Costa et al., (2003, 2007), o Membro Ingá correlaciona-se com o Membro Pedrão da Formação Afligidos da Bacia de Camamu e Recôncavo. Já a Formação Santa Brígida como um todo correlaciona-se com a Formação Aracaré da Bacia Sergipe-Alagoas e da Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba.

3.5.2 Supersequência Pré-Rifte

A fase pré-rifte da Bacia do Tucano Norte é considerada por Lanzarini & Terra (1989) como uma bacia intracratônica pertencente ao Andar Dom João, desenvolvida no início da ruptura do supercontinente Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul (Asmus, 1975; Milani, 1985). Esta bacia denominada de Depressão Afro-Brasileira (Figueredo *et al.*, 1994), alongada na direção Norte-Sul englobava as bacias do Nordeste do Brasil (Almada, Camamu, Recôncavo, Tucano, Jatobá, Sergipe e Alagoas) e na África (Gabão e Cabinda) (Netto, 1978).

Depósitos relacionados ao estágio inicial de flexura de crosta compõem a Supersequência pré-rifte, como consequência aos esforços distencionais que deram origem ao sistema de riftes do Eocretáceo. Grandes ciclos flúvio-eólicos caracterizam a sedimentação pré-rifte, subdividido em três, e representados, da base para o topo, pelo

Membro Boipeba da Formação Aliança e pelas formações Sergi e Água Grande. Parte do registro, representada às formações Aliança e Sergi correspondente ao Andar Dom João, tem sido relacionada ao Neojurássico. As Formações Itaparica e Água Grande correspondem ao Andar Rio da Serra inferior, de idade eocretácea (Eobarreasio), indicadas nas análises micropaleontológicas.

3.5.2.1 *Grupo Brotas*

Anteriormente o Grupo Brotas era descrito como formação segundo Barnes (1949 *apud* Ghignone, 1979), dividindo em dois membros denominados Aliança e Sergi, no entanto, no trabalho “Estudos da Bacia” (1958 *apud* Viana *et al.*, 1971) a formação passou a se chamar Grupo Brotas e os membros foram elevados à categoria de formação, respectivamente Aliança e Sergi. Estas formações revelam um amplo sistema aluvial, provavelmente depositados em clima árido durante o Neojurássico (Andar Dom João) (Kuchle *et al.*, 2011 correlacionáveis com as formações Bananeiras e Serraria da Bacia Sergipe-Alagoas (Costa *et al.* 2007), e Brejo Santo e Missão Velha, respectivamente, da Bacia do Araripe (Ponte & Appi, 1990; Ponte, 1994; Assine, 1992, 2007; Fambrini *et al.*, 2007, 2011, 2012). O Grupo Brotas desenvolveu-se no início processo de rifteamento.

• **Formação Aliança**

Esta referida formação foi subdividida em três membros denominados, Afligidos, Boipeba e Capianga. No entanto, o membro Afligidos posteriormente foi elevado a hierarquia de formação (Aguilar & Mato, 1990).

O contato superior com a Formação Sergi é de forma gradacional. As características do Membro Boi Peba revelam arenitos, fino à médios, com coloração cinza-esbranquiçada, marrom, vermelho amarelado, às vezes micáceos, de composição arcoseana onde os feldspatos apresentam-se esbranquiçados com matriz argilosa e quartzo-arenito grossos, depositados em um sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico. O Membro Capianga sobreposto ao Membro Boipeba é composto por folhelhos avermelhados, cinza esbranquiçados, com porções esverdeadas, de característica quebradiça, micácea, apresentando intercalações de calcário microcristalino, caracterizando a deposição de ambiente lacustre. Sobreposta discordantemente a Formação Aliança, encontra-se a Formação Afligidos, a qual sobrepõe concordantemente a Formação Sergi.

• **Formação Sergi**

Identificada inicialmente como Arenito Sergi da Formação Brotas segundo Barnes (1949 *apud* Ghignone, 1979), mas no trabalho “Estudos da Bacia” de (Viana *et al.*, 1971), o mesmo foi elevado a Formação Sergi.

A Formação Sergi de idade Neojurássica é composta essencialmente por arenitos mal selecionados, variando de finos a conglomeráticos, de coloração cinza-esverdeado, pardo-amarelado e avermelhado, apresentando interdigitações, de folhelhos, siltitos vermelhos, conglomerados argilosos, com pouco feldspato e micas, raramente caulinizado, com presença de marcas de ondas e estratificação cruzada, além de bimodalidade granulométrica bem marcadas nos arenitos. De acordo com Caixeta *et al.* (1994), esta formação foi depositada por sistema fluvial entrelaçado com posterior retrabalhamento eólico. Apresenta uma tendência geral de espessamento para norte, com relevante redução na espessura, alcançando cerca de 100m na Bacia do Tucano Norte (Ghignone, 1979).

O processo de sedimentação da Formação Sergi foi influenciado por estruturas do embasamento, bastante falhado e fraturado com direções preferências N-S, desenvolvendo bandas de deformação controlando o relevo.

3.5.2.2 Grupo Santo Amaro

Primordialmente chamada de Formação Santo Amaro, (Taylor (1946)) *posteriormente* Viana *et al.*, (1971), no entanto, no trabalho Estudo da Bacia de 1958 foi elevado a categoria de grupo e seus membros antes denominados de Itaparica e Candeias foram elevados a formação. A idade deste grupo é Eocretácea (Eobarreasiense) ocupando o Andar Rio da Serra inferior, indicada através de análises micropaleontológicas.

- **Formação Itaparica**

A litologia da Formação Itaparica, revela material de composição pelítica, com folhelhos e siltitos de coloração cinza arroxeados a cinza esverdeados com poucas intercalações de arenito fino, depositada provavelmente em um ambiente lacustre de águas rasas com pequenas incursões fluviais. Depósitos eólicos também são observadas nesta formação.

- **Formação Candeias**

Formada por folhelhos, siltitos cinza-esverdeados típica de ambiente redutor e arenitos turbidíticos, a Formação Candeias foi resultado de um clima mais úmido, de intensificação da atividade tectônica e estruturação da bacia em áreas plataformas pouco subsidentes. Como o material desta formação é predominantemente fino, a

morfologia desta formação é caracterizada por regiões aplainadas, com pequenos relevos formados por sua fração arenosa. As estruturas mais comuns encontradas são: estratificações plano paralela e cruzadas acanaladas, nas fácies pelíticas ocorrem laminações plano paralelas. Apresenta os membros Tauá e Gomo.

O membro Tauá compõe a parte basal, e é constituído por folhelhos cinza escuros. O membro Gomo representa o topo desta formação, é composto por folhelhos cinza-esverdeados, intercalados com biocalcarenitos, calcilutitos e arenito turbidítico, revelando um sistema lacustre de lago profundo. Esta formação marca o início do da fase rifte.

3.5.3 Supersequência Rifte

Existem divergências que são discutidas por vários autores sobre o limite dos estágios pré-rifte e rifte. Da Silva (1996) sugeriu que o início do rifteamento é evidenciado na discordância erosiva que separa as formações Água Grande e Itaparica sendo melhor caracterizada na Bacia do Recôncavo. Ghignone (1972), considerou que a evidência é o primeiro aparecimento de conglomerados sintectônicos

A interpretação adotada neste trabalho segue a proposta de Caixeta *et al.* (1994) e Magnavita (1996), que relaciona o início da transgressão regional que sobrepõe folhelhos lacustres do Membro Tauá (Formação Candeias) e arenitos eólicos da Formação Água Grande, colocando o limite dos estágios pré-rifte e rifte na base do Membro Tauá da Formação Candeias.

3.5.3.1 Formação Salvador

Conglomerados polimíticos, arenitos e folhelhos descritos por Viana *et al.* (1971) estão geneticamente associados ao sistema de falhas de Salvador, que limita a borda leste das bacias do Recôncavo e Tucano, ocupando uma faixa variando em torno de 10 a 15 km de largura, paralela a borda da bacia, estendo-se do arco de Vaza-Barrís até o extremo sul da sub-bacia do Recôncavo. A deposição destes conglomerados tem início no andar Rio da Serra inicial (Barreasiano) até o andar Jiquiá (Neobarremiano/Eoaptiano). Esta falta de registro dos conglomerados de borda e o início da fase rifte é considerada compatível com o tempo necessário para o soerguimento das ombreiras do rifte e posterior erosão formando leques aluviais e fandeltas (Magnavita, 1996). O Membro Sesmaria compõe os arenitos encontrados nas fácies mais distais da Formação Salvador.

3.5.3.2 *Formação São Sebastião*

A litologia revela um litotipo com características texturais e estruturais semelhantes as dos litotipos do Grupo Ilhas. Da base para o topo ocorrem, arenitos finos a grossos, intercalados com siltitos e folhelhos, sotopostos a arenitos de coloração rosada, mal selecionados e de granulação grossa, apresentando interestratificação de folhelhos, siltitos e calcários nodulares impuros, depositados por sistemas fluviais do Barresiano ao Eoaptiano. A porção superior caracteriza-se por um amplo domínio de arenitos amarelados e avermelhados, quartzosos, mal selecionados e texturalmente impuros, com predomínio de fácies fluviais, mostrando o início do assoreamento do rifte que durante o Andar Jiquiá esteve submetido a um novo ciclo tectônico, com a criação e a reativação de falhamentos (Aragão, 1994). O Membro Paciência é composto por arenitos finos a grossos e folhelhos pretos. O Membro Passagem dos Teixeiras é formado por arenitos finos à médios e folhelhos cinza. O Membro Joanes é composto por arenitos finos e argilas avermelhadas.

Em termos de estruturas representativas, na Formação São Sebastião ocorrem estratificação cruzada acanalada, bem marcadas por níveis conglomeráticos e de argila, além de deformações sindeposicionais como estratificação convoluta e de escape de fluidos. Frequentemente, juntas e bandas de deformação com trends N-S e NW-SE, principalmente nas porções mais espessas do arenito, controlando a morfologia da formação.

O conteúdo fossilífero da Formação São Sebastião (Viana *et al.*, 1971) é constituído por ostracodes, conchostrácaeos, gastrópodes, pelecípodes e resto de peixes. Baseado em estudos do conteúdo de ostracodes a referida unidade foi correlacionada como uma parte da **Formação Penedo da Bacia Sergipe-Alagoas, de idade cretácea inferior**.

3.5.4 **Supersequência Pós-Rifte**

A supersequência pós-rifte foi depositada em um intervalo que iniciou no Aptiano, tendo seu fim no Albiano inferior, representada pela Formação Marizal onde está separada da tectono-sequência do Cretáceo Inferior (Formação São Sebastião) por uma discordância angular segundo Silva (1993).

3.5.4.1 *Formação Marizal*

A Formação Marizal apresenta predominantemente arenitos grossos com estratificação cruzada de médio e grande porte, tabulares e acanaladas, com intercalação de conglomerados, apresentando uma matriz arenosa média a grossa, com grada-

ção inversa e normal, depositado em feições com forma de canal, podendo ocorrer localmente, folhelhos, siltitos e calcários depositados no Andar Alagoas (Caixeta *et al.*, 1994; Fambrini, 2009; Freitas, 2014). A porção pelítica revela folhelhos de coloração variegada, siltícos ou pouco calcíferos. As colorações dos folhelhos são cinza, róseo e esverdeado, são micáceos, argilosos e calcíferos, os calcários são cinza a cinza-amarelado, com porções cristalinas e argilosas.

Devido a sua idade Neo-alagoana (Neo-Aptiano), a Formação Marizal tem a sua deposição associada a sistemas aluviais desenvolvidos no contexto de uma subsidência termal, da fase pós-rifte (Da Silva, 1993); e a erosão dos altos tectônicos originando os leque aluviais no final das atividades tafrogênicas.

3.5.4.2 Formação Crato

A Formação Crato é constituída litologicamente por calcilutitos laminados,ossilíferos, de coloração creme a cinza claro, intercalados por arenitos muito finos a finos, siltitos e folhelhos. Estruturalmente, apresentam estratificações plano-paralelas, estruturas de escorregamento (*slump*), ondulações, fluidificação e bioturbações.

O ambiente de origem desta formação é essencialmente lacustre com contribuições flúvio-deltaicas e em climas de condições áridas.

A Formação Crato, de idade Aptiana, é correlata à Formação Riachuelo, da Bacia SE/AL (Braun, 1966) e a Formação Codó, da Bacia do Parnaíba (Bruni *et al.*, 1976).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Sistema Aptiano

Na Sub-Bacia de Tucano Norte a sequência Aptiana representa a tectônica Pós-Rift, é constituída pelas formações Marizal e Crato. A Formação Marizal é caracterizada por um ambiente fluvial associado a deltas, sobreposta sobre essa Formação Marizal encontra-se a Formação Crato representado por um ambiente lacustre.

A Formação Marizal caracteriza o registro sedimentar inicial da Sequência Pós-Rifte composta predominantemente por fácies arenosas de coloração amarelo-alaranjada intercaladas com pelitos acimentados a amarelados com níveis finos de conglomerados. A formação Marizal aflora na base do morro de São Saité (Figura 10) e foi também descrito nos 100 metros finais do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA (Figura 11).

Duas sequências sedimentares constituem a unidade. Uma sequência basal constituída por camadas tabulares decimétricas de arenitos médios, subangulosos a subarredondados, mal selecionados, micáceos de coloração amarelo-alaranjada, e outra sequência superior, inicia com um contato erosivo, constituída por arenitos finos a médios, amarelo-alaranjados, intercalados com uma camada decimétrica de conglomerado oligomítico com seixos de gnaiss e de quartzo. Separando as duas sequências citadas acima ocorre uma sequência lutítico-carbonática que (Ghignone, 1978) denominou de Camada Amargosa.

O contato superior com a Formação Crato mostra uma passagem gradual entre litologias pelíticas entre ambas as unidades, marcada pela presença de calcários laminados típicos da formação Crato, este contato foi descrito na porção superior do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA (Figura 11).

4.2 Análise de fácies sedimentares

As análises de fácies permitiram a interpretação da distribuição e da evolução dos litotipos sedimentares identificados na Formação Marizal, tendo sido realizado o detalhamento dos conjuntos previamente identificados em associação de fácies. A Tabela 1 sintetiza as principais fácies sedimentares encontradas na unidade, que neste trabalho foram divididas em duas sequências.

Tabela 1 – Resumo das litofácies encontradas na Formação Marizal

Código	Litofácies	Estruturas Sedimentares
At	arenitos médios a finos, com seixos e grânulos, muito micáceo	estratificações cruzadas tabulares de médio a grande porte
Aa	arenitos médios a finos, com seixos e grânulos, micáceo	estratificações cruzadas acanaladas de médio e grande porte
Al	arenitos médios a finos, bem selecionados, micáceos	laminações cruzadas tabulares
Ap	arenito fino, calcífero	estratificação plano paralela
Am	arenios médios a finos, micáceo, com cimento carbonático	estrutura maciça
Sac	siltito intercalado com arenito fino calcífero	estruturas de fluidização e bioturbação
Sm	siltitos argilosos calcíferos	estrutura maciça
Arl	argilito vermelhos a castanhos avermelhados	laminação plano paralela evidente
Fl	folhelhos escuros calcíferos	laminação muito evidente
Cal	calcários laminados de coloração creme a cinza clara	laminação plano-paralela

Código de litofácies adaptado a partir de Miall (1978, 1996) com modificações.

- **Litofácies At** representa arenitos médios a finos, com seixos pequenos e grânulos, muito micáceos, mal selecionados, de coloração amarronzada clara, com estratificações cruzadas tabulares de médio e grande porte (Figura 12 B, C e D) São interpretados como produto de migração de dunas 2-D barras transversais de correntes fluviais de canais entrelaçados de acordo com os preceitos de Miall (1977, 1996). A

facies At também indica condições de regime de fluxo inferior.

Figura 10 – Perfil litológico com as litofácies da Formação Marizal na Sub-Bacia do Tucano Norte levantados no morro de São Saité, mostrado as porções superior e inferior separada pela Camada Amargosa.

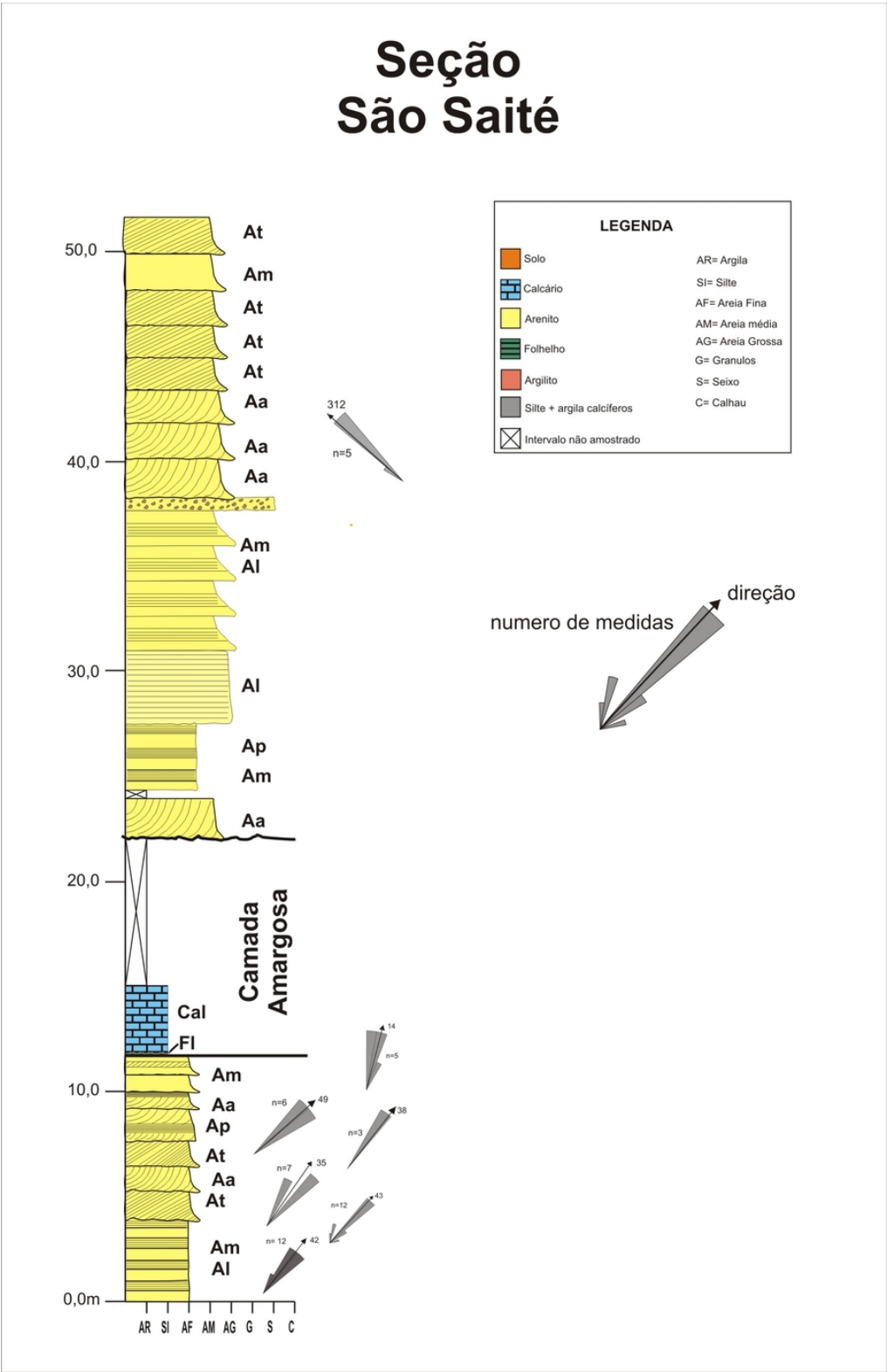
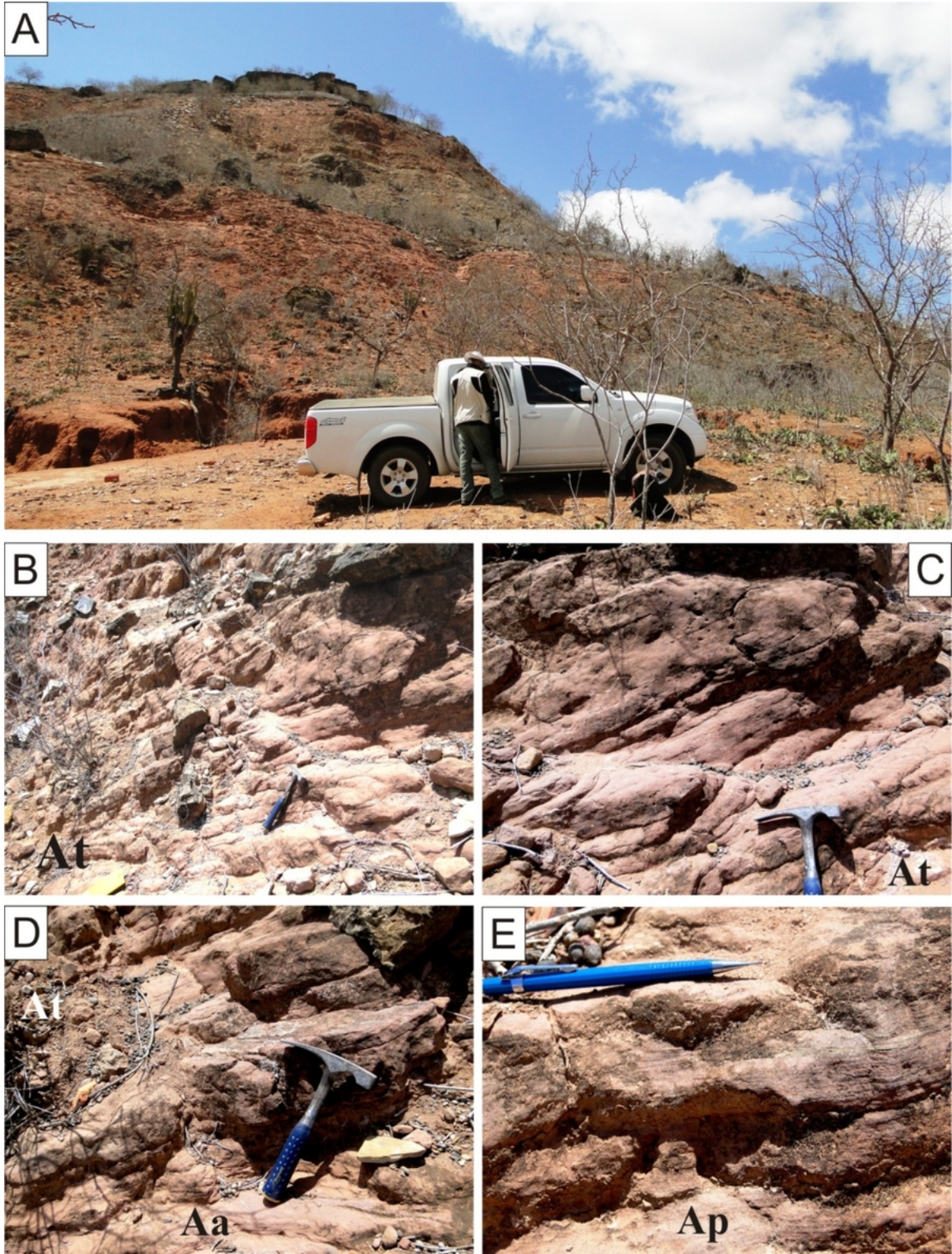
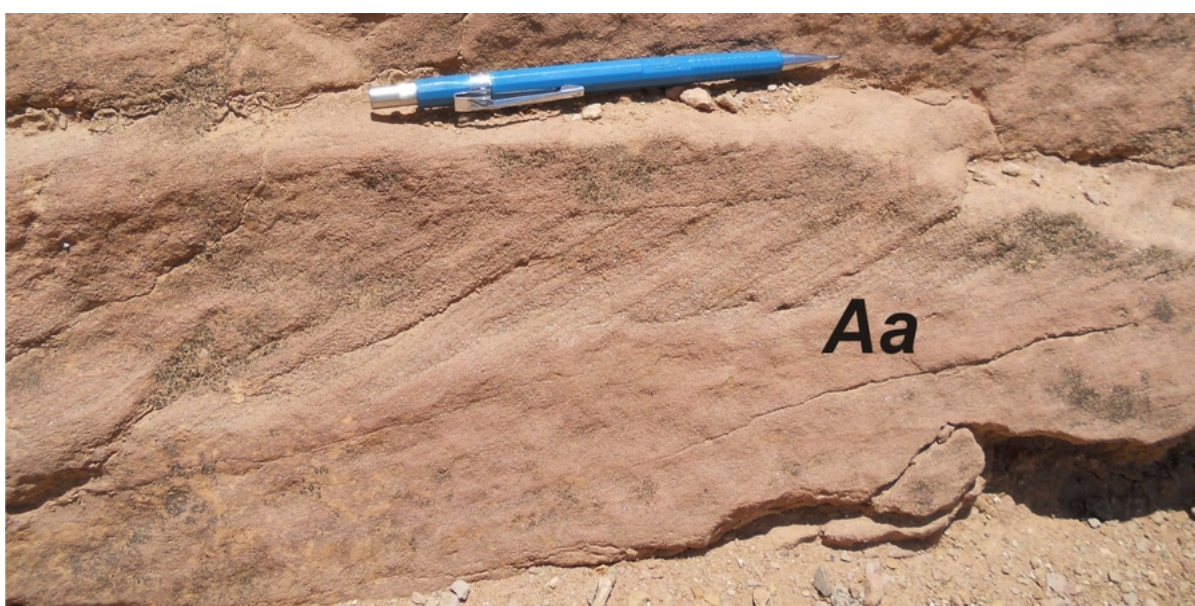


Figura 12 – Litofacies sedimentares da Formação Marizal no Morro de São Saité. A: Morro de São Saité vista da estrada de acesso; B: Litofacies At de arenitos médios a finos, com estratificações cruzadas tabulares de médio e grande porte; C: Litofacies At de arenitos médios a finos, com seixos pequenos e grânulos; D: Foto 5: Litofacies At truncando facies Aa, abaixo; E: Facies Ap.



-Litofácies Aa: É composta por arenitos médios a finos, com seixos pequenos e grânulos, muito micáceos, de coloração amarronzada clara, com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte e grande porte (Figura 13); a espessura das camadas é decimétrica, oscilando entre 10 e 50 cm. Esta litofácies é geralmente interpretada como produto de migração de formas de leito tridimensionais (dunas e barras 3D) geradas por depósitos de dunas subaquáticas de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados de alta energia (Miall, 1977, 1981, 1996; Hjellbakk, 1997).

Figura 13 – Litofácies Aa mostrando camada decimétrica de arenito fino, micáceo, com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte.



- Litofácies AI: É caracterizada por arenitos médios a finos, micáceos, coloração avermelhada a amarronzada clara, com laminações plano paralelas (Figura 14). A laminação cruzada é dada pela organização em lâminas de biotitas ou minerais pesados. O processo deposicional foi interpretado como corrente unidirecional trativa de baixa energia (regime de fluxo inferior), com transporte de material arenoso através de ondulações assimétricas com ângulo de cavalgamento subcrítico, possivelmente em barras de acreção lateral (como sugerido por Paula-Freitas & Borghi, 2011).

- Litofácies Ap: É caracterizada por arenitos finos, calcíferos, bem selecionados, argilosos, micáceo, com laminação plano-paralela de coloração alaranjada (Figura 15); O processo deposicional foi interpretado como decorrente de fluxo hidrodinâmico unidirecional turbulento desacelerativo (hiperpícnal) em consonância com Paula-Freitas & Borghi (2011), denotando transporte de material arenoso em leito plano.

Figura 14 – Litofácies Al mostrando um arenito fino laminado, muito micáceo

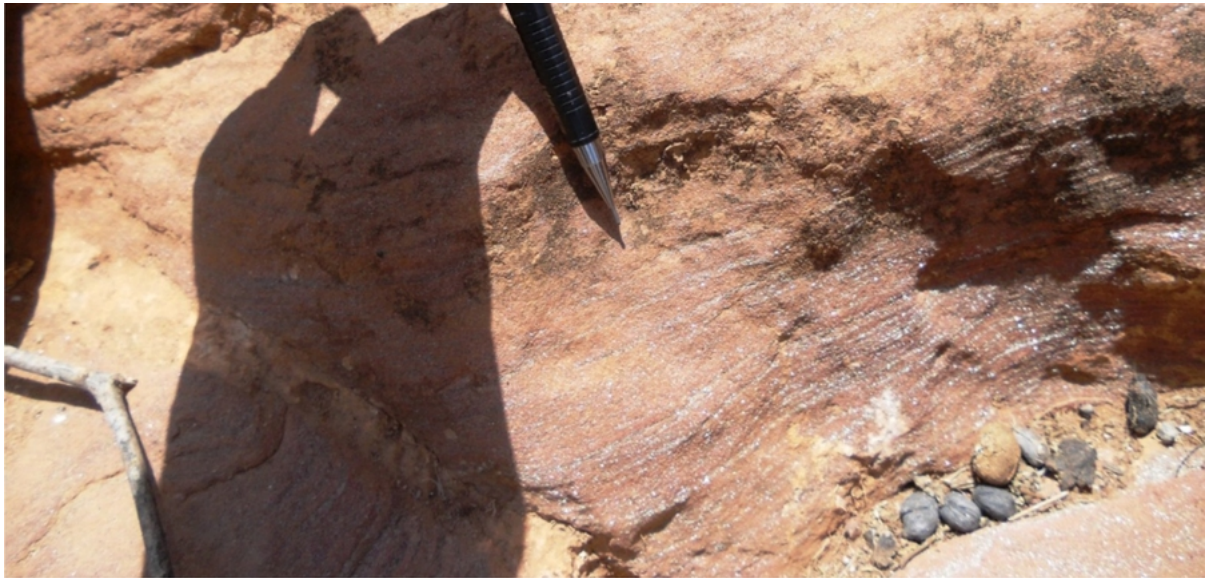


Figura 15 – Litofácies Ap mostrando um arenito fino com estratificação plano-paralela



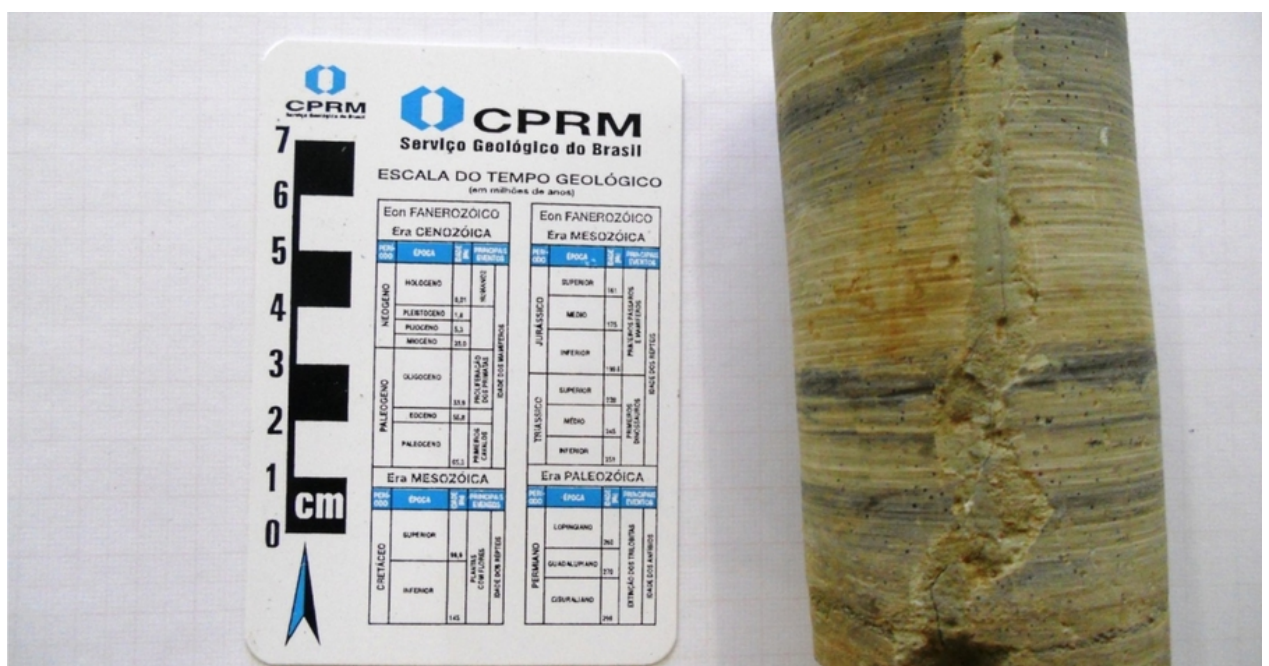
- **Litofácies Am:** A Litofácies Am é composta por arenitos médios, maciço, de coloração amarela amarronzada, com aspecto maciço moderadamente selecionado, com presença de grânulos e seixos (Figura 16). São interpretados como depósito de fluxos hiperconcentrados, fuidizações ou intensa bioturbação (Miall, 1996).

- **Litofácies Sac:** Comporta siltitos argilosos finamente laminados e arenitos finos laminados composta por interestratificações de arenitos finos a muito finos bem laminados e siltitos, de coloração amarela (Figura 17); A Litofácies Sac constitui depósitos distais de planície de inundação provocados pela ação de correntes subaquáticas predominantemente em regime de fluxo inferior.

Figura 16 – Litofácies Am de arenitos médios, com aspecto maciço e presença de grânulos.



Figura 17 – Litofácies Sac Arenito intercalado com siltito, observa a presença de bioturbação (canal preenchido por argila).



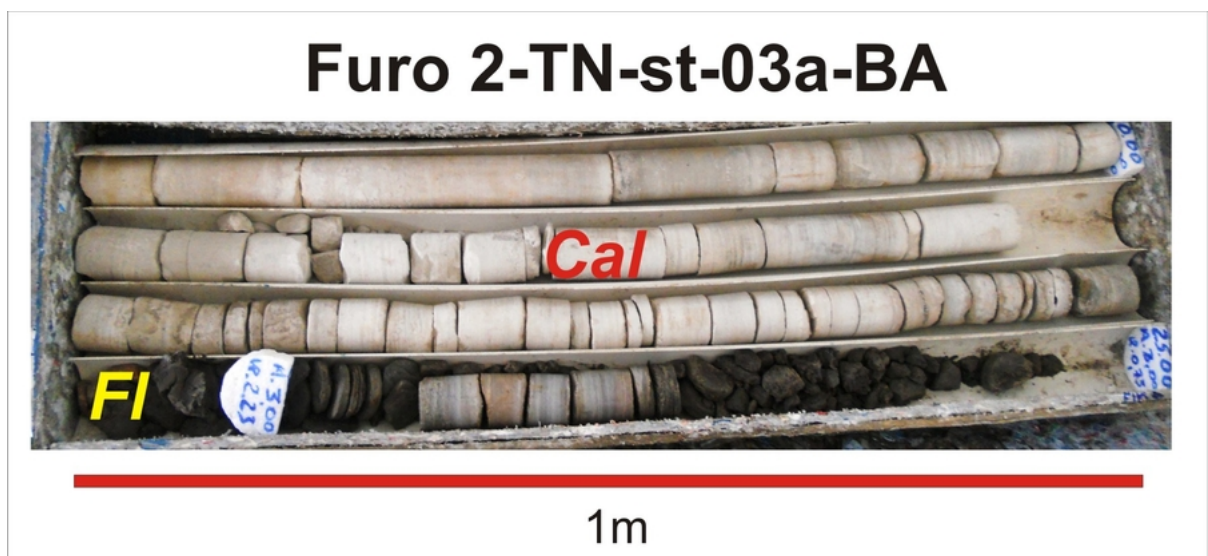
- **Litofácies Sm:** É composta por siltitos maciços ou fracamente laminados, apresentando bioturbação, fluidização e escorregamento (*slump*) (Figura 18). São interpretados como depósitos externos ao canal ou canais abandonados.

- **Litofácies Arl:** Revelam argilitos vermelhos a castanho-avermelhados laminados dispostos em camadas de espessura centimétrica. A Litofácies Arl constitui depósitos distais de planície de inundação provocados pela ação de correntes subaquáticas predominantemente em regime de fluxo inferior.

Figura 18 – Litofácies Sm, mostrando um siltito agiloso maciço, Siltito maciço com presença de bioturbação.



Figura 19 – Parte dos testemunhos do furo 2-TN-st-03a-BA, mostrando as Litofácies Cal com calcário Laminado e FI revelando folhelhos escuros.



- **Litofácies *FI***: É composta por folhelhos muito físseis, argilosos, de coloração verde escuro a preta, pirobetuminosos e calcífero (Figura 19). A Litofácies *FI* foi interpretada como resultante da decantação de argilas em ambiente subaquoso redutor, com eventos de precipitação de carbonato e bioturbação.

- **Litofácies *Cal***: Identificada por calcários laminados de coloração marrom claro a marrom avermelhado (Figura 19), apresentando ondulações, estratificações plano-paralelas e cruzadas.

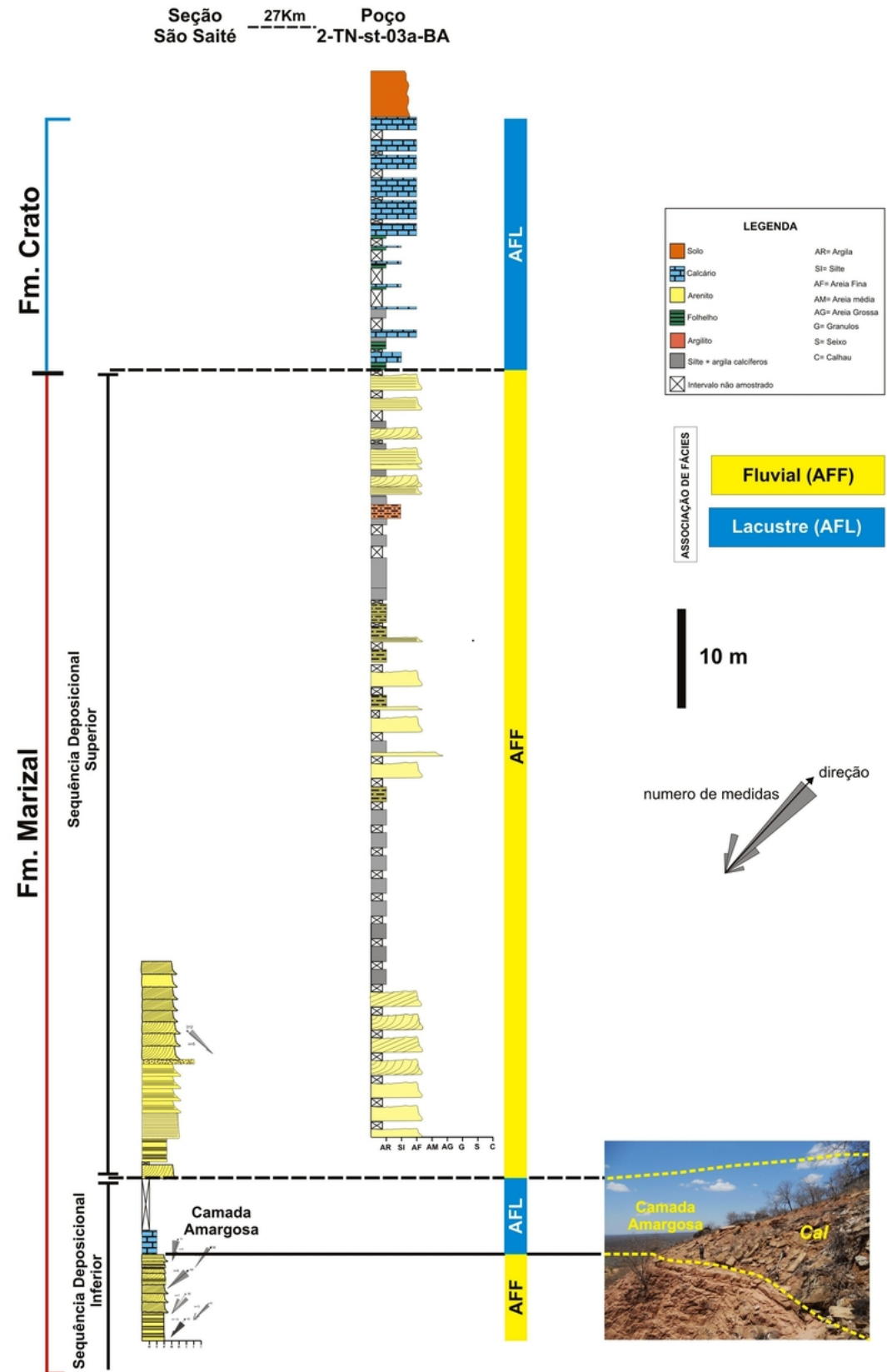
4.3 Associação de Fácies Fluvial

Duas sequências deposicionais uma inferior (Figura 20) e outra foram identificados neste trabalho, separados entre si por uma camada de deposição lacustre denominada Camada Amargosa (Freitas, 2014). Esta deposição ocorre praticamente em toda a Bacia do Tucano (Ghignone, 1978). A camada Amargosa foi descrita na Sub-Bacia do Tucano Central como uma unidade sedimentar dominada por lama revelando corpos heterolíticos de arenitos com ripples intercalados com uma fina camada de carbonato (Freitas, 2014).

Esta Associação de Fácies é identificada pela introdução de sedimentos de composição arenosa intercalados com sedimentos pelíticos. Na sequência inferior predominam corpos de arenitos finos a médios, com grãos subangulosos a subarredondados, em geral mal selecionados, argilosos e micáceos, de coloração amarela-alaranjada, pouco friáveis, com presença de seixos esparsos de quartzo e de feldspato caulinizados (Figura 21). Estes arenitos inferiores estão incluídos nas litofácies *At* (arenito com estratificação cruzada tabular), *Am* (arenito maciço), *Ap* (arenito com estratificação plano-paralela) e *Aa* (arenito com estratificação cruzada acanalada). Estas fácies são observadas na porção inferior e superior da Formação Marizal. Os pacotes destes arenitos são decimétricos, às vezes métricos (30-70 cm a 1,3 m de espessura), a geometria é lenticular formando canais (evidenciada no perfil de São Saité) e algumas vezes tabular nos pacotes com estratificação plano-paralela (Fácies *Ap*). De forma geral os arenitos inseridos nesta sucessão apresentam feições e estruturas sedimentares indicadora de ambiente fluvial entrelaçado, por exemplo: camadas amalgamadas sem interface pelítica, má seleção dos grãos, camadas granodecrescentes, presença de seixos esparsos e truncamento entre as camadas.

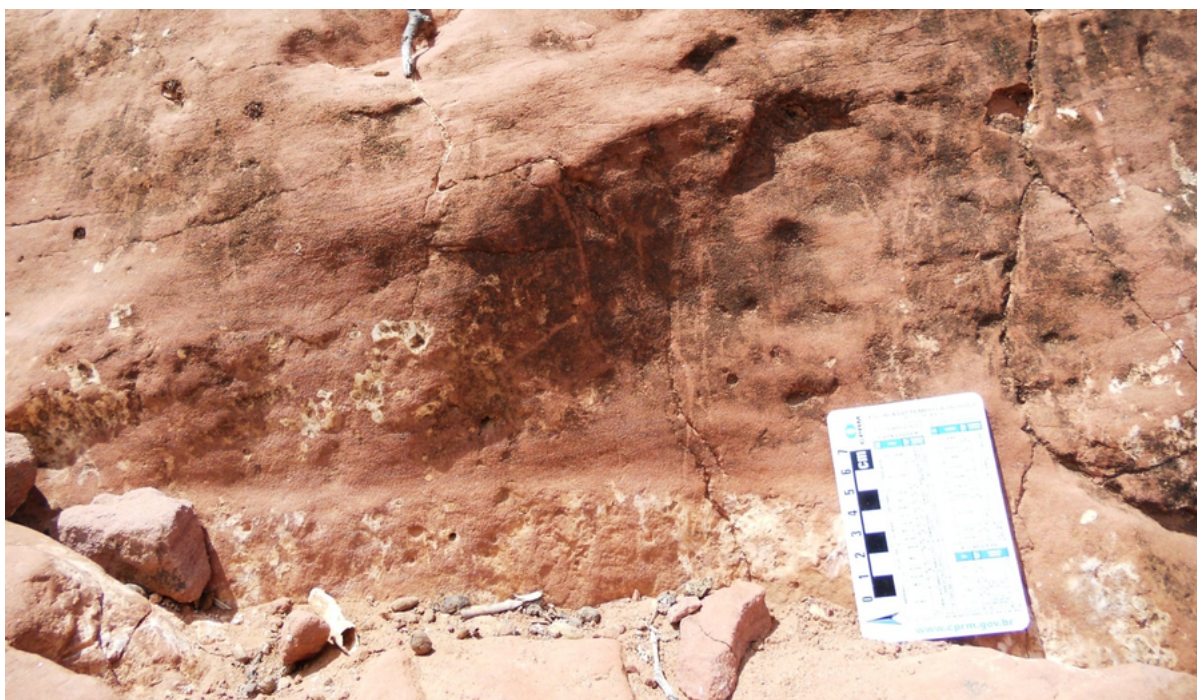
Na sequência superior observa-se outra sucessão fluvial da Formação Marizal, onde arenitos intercalam-se com folhelhos e argilitos. Em geral os arenitos da sequência superior encontram-se, de médios a finos, mal selecionados, com camadas decimétricas compondo as fácies *Aa*, *Am*, *At* e *Ap* constituindo depósitos de dunas subaquosas de cristas sinuosas em canal fluvial.

Figura 20 – Correlação entre o Morro de São Saité e o furo estratigráfico 2-TN-st-03a-BA, mostrando as Formações Marizal e Crato como também as sequências deposicionais, inferior e superior (esquerda), a fotografia mostra a camada amargosa observada em campo no morro de São Saité, a figura também mostra as associações de fácies identificadas.



Este conjunto de arenitos encontram-se intercalados com siltitos, argilitos e folhelhos, onde tornam-se cada vez mais evidente na direção do topo (Figura ??). As fácies representada por estes pelitos são Sac (siltito argilosos finamente laminados e arenitos finos laminados composta por interestratificações de arenitos finos a muito finos), Sm (siltito maciço), Arl (argilitos laminados) e Fl (folhelhos escuros). O conjunto de camadas dos pelitos apresentam espessuras métricas, ocorrem também presença de micas e bioturbações. As bioturbações são mais evidentes nas litofácies Sal e Sm (Figuras 16 e 17) e estão relacionadas a intensa bioturbação por invertebrados. A litofácies Sm infere os depósitos distais de planície de inundação formados pela ação de correntes subaquáticas de fluxo inferior. As litofácies descritas nesta sucessão superior, encontra-se em pacotes granodecrescentes, com predomínio das litofácies Am e Aa, estão relacionadas a depósitos de fluxo hiperconcentrados e migração de formas de leito com cristas sinuosas respectivamente. A litofácies At de arenitos médios, com camadas métricas, retrata um provável depósito de barra de canal.

Figura 21 – Arenito com seixos de feldspato caulinizados.



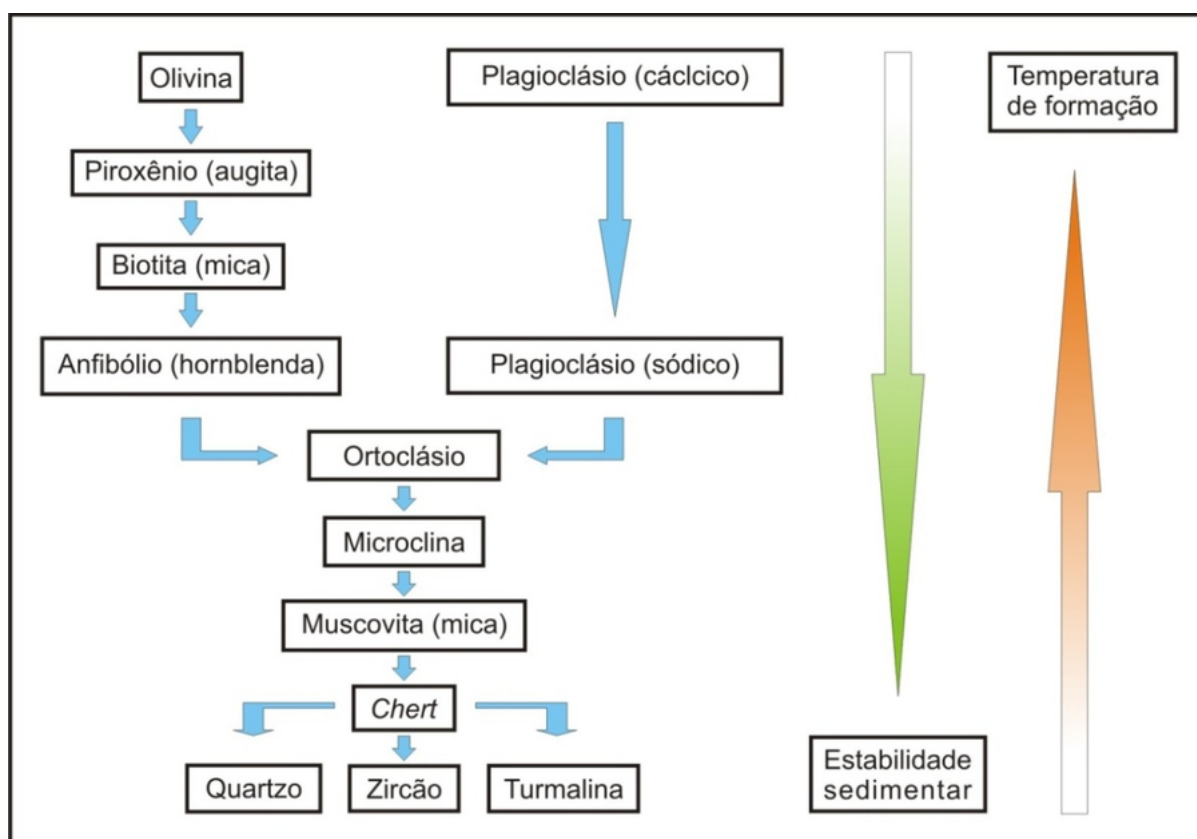
4.4 Estudo Petrográfico

Utilizada inicialmente por Henry Sorby, em meados do século XIX (Pettijonh *et al.* 1973). A petrografia microscópica foi utilizada, como ferramenta para estudo de rochas sedimentares e teve grande importância dentro do campo da sedimentologia, a partir do direcionamento da pesquisa para a indústria do petróleo, em que se buscava estudar os espaços porosos das rochas sedimentares capazes de armazenar hidrocarbonetos (Adams *et al.* 1984).

A descrição mineralógica e textural em lâminas de rochas sedimentares, possibilita classificar a origem das partículas detríticas e no local de deposição as condições diagenéticas e de soterramento dos sedimentos. Neste estudo foram coletadas 14 amostras ao longo do poço 2-TN-ST-03a-BA, pretendendo assim buscar o maior número de informações para complementar o estudo.

A formação de rochas sedimentares terrígenas, depende da composição dos sedimentos trazidos da área fonte e, além disso, é muito importante a disponibilidade mineral e a estabilidade química e mecânica na área de deposição. A estabilidade química, são representadas por minerais mais estáveis e por minerais menos estáveis de acordo com a Figura 22, Tucker (1991), e são inversamente proporcional a estabilidade física.

Figura 22 – Minerais mais importantes na formação de rochas, representados em ordem crescente de estabilidade físico-química no ambiente de sedimentação



modificado de Tucker, 1991

A maturidade composicional classifica os componentes detríticos formadores de rocha, e em geral, o quartzo, os feldspatos, as micas, os argilominerais e os minerais pesados representam os componentes detríticos das rochas sedimentares.

- **Quartzo:** É o principal em rochas arenosas (arenitos), representa um dos minerais mais estáveis, sendo um mineral relativamente duro (dureza 7), sem

clivagem e mecanicamente muito estável, podendo assim, tem uma resistência maior ao atrito sofrido durante o transporte. O quartzo, porém, apresenta duas variedades, o monocristalino (representa cristais simples - únicos) e o policristalino (agregados de quartzo).

- **Feldspato:** Segundo Folk (1968) a concentração de feldspatos nas rochas sedimentares siliciclásticas é bastante variável, onde o teor pode atingir 15% do total. Os feldspatos estão classificados em dois grupos principais, os potássicos (ortoclásio e microclínio) e sódico-cálcicos (série dos plagioclásios). Os feldspatos potássicos ocorrem em maior frequência. A estabilidade mecânica dos feldspatos é menor em relação ao quartzo, e por possuir clivagem favorece a fragmentação dos grãos minerais durante o transporte sedimentar.
- **Micas:** Nas lâminas as micas (muscovita, biotita e clorita) geralmente ocorrem como fitas ou lâminas, concentrando-se em lentes e planos preferências de acamamento. Nas rochas sedimentares, a muscovita é a que tem maior ocorrência, em relação a biotita e clorita, pois, a muscovita possui maior resistência aos processos intempéricos.
- **Argilominerais:** Difícil de ser identificados através do microscópio petrográfico, sendo assim, para identificação dos argilominerais é necessário a utilização de técnicas analíticas mais avançadas e precisas (microscopia eletrônica de varredura - MEV e difratometria de raios-X - DRX). A maioria dos argilominerais são provenientes da matriz de fragmentos líticos (folhelhos, argilitos, ardósias, etc.) ou proveniente de processos diagenéticos.
- **Minerais Pesados:** constituído por minerais acessórios de rochas ígneas, metamórficas e de rochas sedimentares mais antigas. Os mais encontrados são segundo Folk (1968): opacos (magnetita, hematita, ilmenita, etc.), superestáveis (turmalina, zircão e rutilo) e os menos estáveis (apatita, granada, anfibólio, piroxênio, etc.). Conforme Hubert (1971) e Pettijohn (1975), os minerais pesados estão diretamente relacionados com a litologia da área fonte, assim, minerais como a granada, epidoto e magnetita são derivados de rochas metamórficas de baixo a alto grau, enquanto que turmalina, zircão e rutilo indicam fontes de rochas ígneas, metamórficas de alto grau e pegmatitos. Tudo isto fica a depender de que forma ocorrem os grãos minerais. Geralmente, não ultrapassam percentuais de 1% em relação aos minerais mais comuns como quartzo e feldspato, porém são bastante importantes em estudo de proveniência.

4.4.1 Descrição Petrográfica das Rochas Siliciclásticas

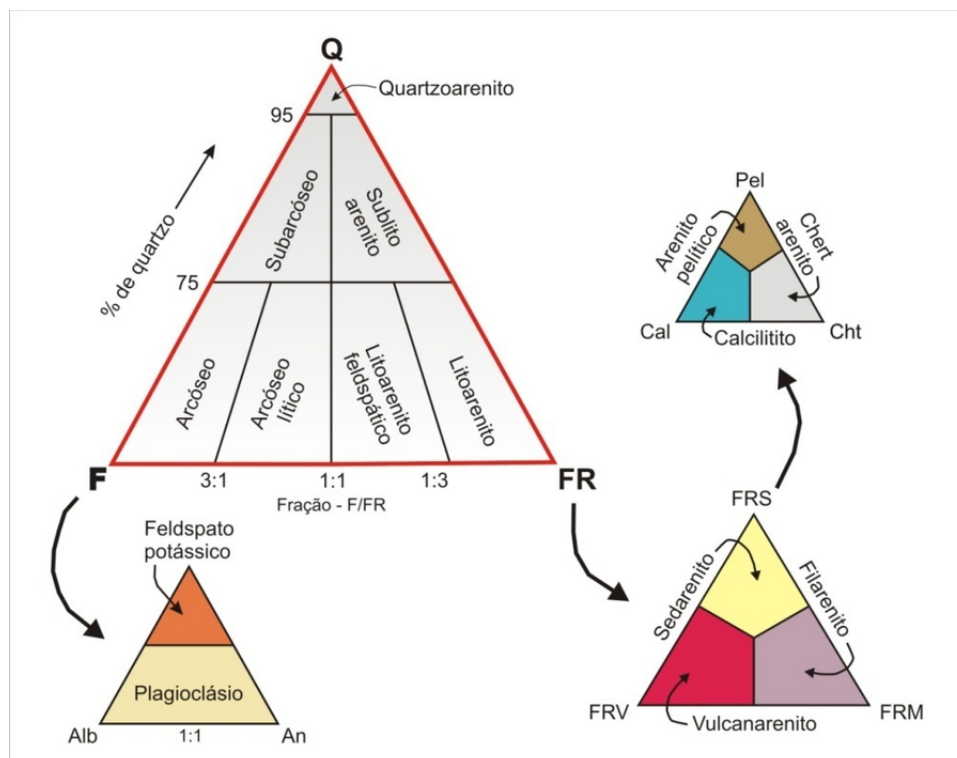
Neste trabalho, foram analisadas 14 lâminas delgadas com ajuda do microscópio petrográfico, com o objetivo de ajudar na caracterização estratigráfica das rochas siliciclástica, determinando possíveis processos diagenéticos, proveniência dos materiais e estruturação do arcabouço mineral, bastante importante para a indústria do petróleo.

Os arenitos estudados foram classificados de acordo com o diagrama de Folk (1968), o qual é baseado nas proporções de quartzo, feldspato e fragmentos de rochas (Figura 21).

Com foco no diagrama de Folk (1968), uma análise modal foi realizada contando os grão em quatro quadrantes da lâmina, para posteriormente tirar uma média e assim definir o tipo litológico. Foram feitas contagem de quartzo, feldspato e fragmento lítico, como também, micas e minerais pesados.

Como numa descrição de rochas siliciclásticas, foram identificadas os materiais essenciais e os acessórios, como também foi definido o tamanho médio dos grãos (granulação), arredondamento, esfericidade, tipo de contato entre os grãos, tipo de cimento (carbonático, argiloso, silicoso ou ferruginoso), a maturidade mineralógica e a maturidade textural (baseada na quantidade de matriz), como pode ser observado nas Tabelas 2, 3, 4 e 5.

Figura 23 – Classificação dos arenitos baseado no diagrama proposto por Folk (1968)



Folk (1968)

Tabela 2 – Análise microscópica dos arenitos obtidos a partir do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA. (Lâminas L13, L14A, L14B e L15A).

Lâmina	Generalidades	Arcabouço	Cimento	Empac.	Maruridade Mineralógica	maturidade Textural	Class. Folk (1968)
L13	Arenito fino, pobremente selecionados, com grãos de quartzo angulosos a subarredondados	Predominam quartzo monocrystalino e poucos policristalinos (0/5%), com extinção ondulante, presença de muscovita e biotita bem preservadas.	Argila infiltrada, óxido de Ferro e pontualmente carbonático	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Subarcóseo
L14A	Arenito fino, pobremente selecionados, com grãos de quartzo angulosos a subarredondados	Predominam quartzo monocrystalino e poucos policristalinos (0/5%), com extinção ondulante, presença de muscovita e biotita bem preservadas.	Argila infiltrada, óxido de Ferro (predomina) e carbonático	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Subarcóseo
L14B	Arenito fino, pobremente selecionados, com grãos de quartzo angulosos a subarredondados	Predominam quartzo monocrystalino e poucos policristalinos (0/5%), com extinção ondulante, presença de muscovita e biotita bem preservadas.	Argila infiltrada, óxido de Ferro (predomina) e carbonático	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Subarcóseo
L15A	Arenito fino, pobremente selecionado, com grãos subarredondados a angulosos	Predominam quartzo monocrystalino e poucos policristalinos (0/5%), com extinção ondulante, presença de muscovita e biotita bem preservadas.	Argila infiltrada, óxido de Ferro (predomina) e carbonático	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Subarcóseo

Tabela 3 – Análise microscópica dos arenitos obtidos a partir do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA. (Lâminas L15B, L16, L17A e L17B)

Lâmina	Generalidades	Arcabouço	Cimento	Empac.	Maruridade Mineralógica	maturidade Textural	Class. Folk (1968)
L15B	Arenito fino, pobremente selecionado, com grãos subarredondados a angulosos	Predominam quartzo monocristalino e poucos policristalinos (0/5%), com extinção ondulante, presença de muscovita e biotita bem preservadas.	Argila infil-trada, óxido de Ferro	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Subarcóseo
L16	Arenito fino, mal selecionado, com grãos subarredondados a subangulosos	Predominam quartzo monocristalino e poucos policristalinos (0/5%), com extinção ondulante, presença de muscovita e biotita bem preservadas.	Argila infil-trada, óxido de Ferro	Frouxo e Aper-tado	Submaturo	Submaturo	Quartzarenito
L17A	Arenito fino, com laminação cruzada tabular orientada pelas biotitas, mal selecionado, subarredondados a subangulosos	A maioria dos grãos de quartzo são monocristalino e poucos (0-5%) são policristalinos. presença de níveis com concentração de muscovita e biotita (algumas cloritizando) bem preservadas.	Argila infil-trada, óxido de Ferro	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Subarcóseo
L17B	Arenito fino, com laminação cruzada tabular orientada pelas biotitas, mal selecionado, subarredondados a subangulosos	A maioria dos grãos de quartzo são monocristalino e poucos (0-5%) são policristalinos. presença de níveis com concentração de muscovita e biotita (algumas cloritizando) bem preservadas.	Argila infil-trada, óxido de Ferro	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Quartzarenito

Tabela 4 – Análise microscópica dos arenitos obtidos a partir do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA. (Lâminas L18, L19A)

Lâmina	Generalidades	Arcabouço	Cimento	Empac.	Maruridade Mineralógica	maturidade Textural	Class. Folk (1968)
L18	Arenito fino, pobremente selecionado, com grãos subarredondados a angulosos	Predominam quartzo monocristalino e poucos policristalinos (0/5%), com extinção ondulante, presença de muscovita e biotita bem preservadas.	Argila infil-trada, óxido de Ferro	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Subarcóseo
L19A	Arenito muito fino, com laminação plano paralela bem observada pela orientação das micas e grãos de quartzo, mal selecionado, om grãos subarredondados a subangulosos	A maioria dos grãos de quartzo são monocristalino com extinção ondulante e poucos (0-5%) são policristalinos. presença de muscovita e biotitas (algumas cloritizando) bem preservadas	Argila infil-trada, óxido de Ferro	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Quartzoarenito
L19B	Arenito muito fino, com laminação plano paralela bem observada pela orientação das micas e grãos de quartzo, mal selecionado, om grãos subarredondados a subangulosos	A maioria dos grãos de quartzo são monocristalino com extinção ondulante e poucos (0-5%) são policristalinos. presença de muscovita e biotitas (algumas cloritizando) bem preservadas	Argila infil-trada, óxido de Ferro	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Quartzoarenito

Tabela 5 – Análise microscópica dos arenitos obtidos a partir do poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA. (Lâminas L20, L21 e L22)

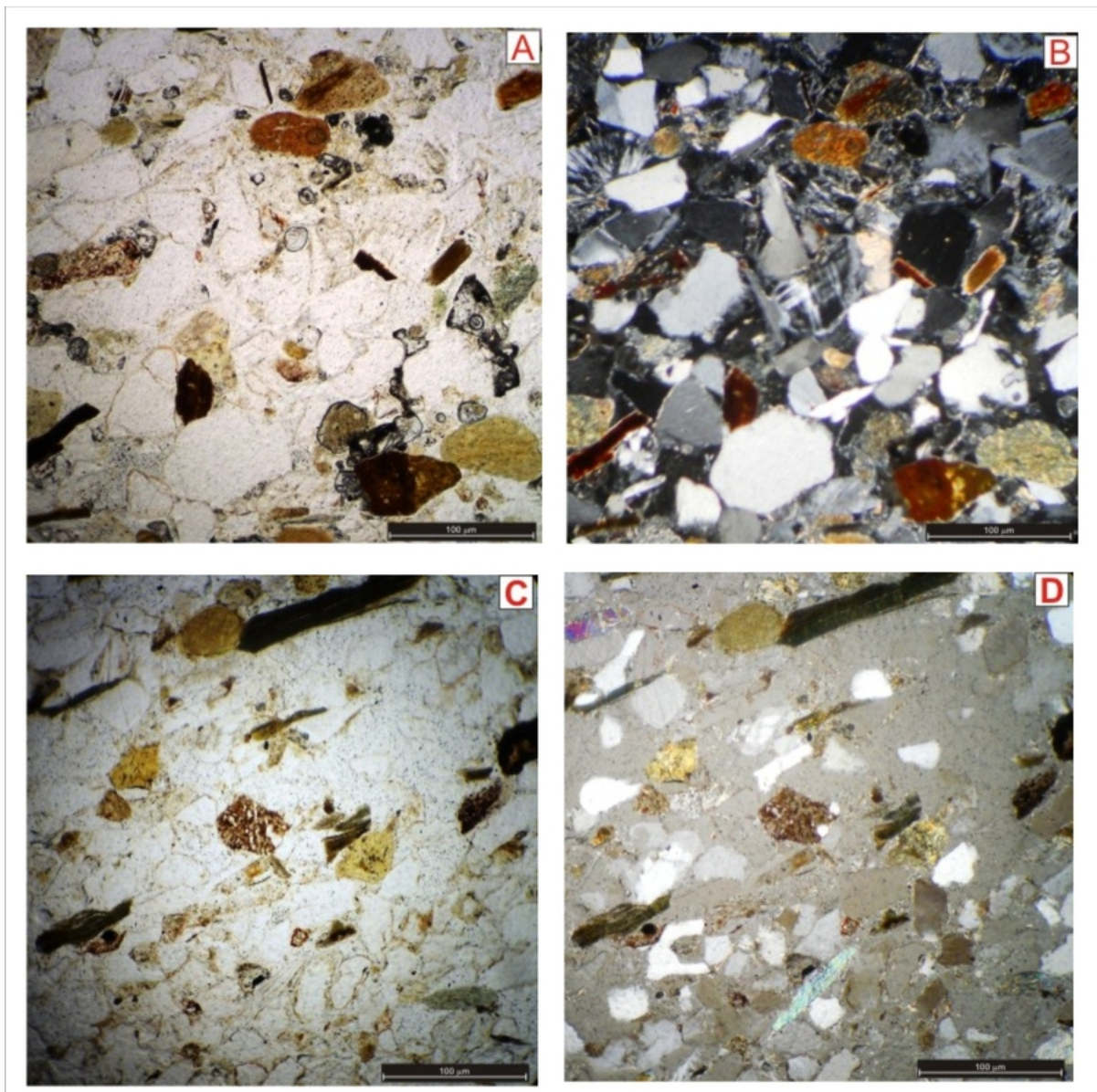
Lâmina	Generalidades	Arcabouço	Cimento	Empac.	Maruridade Mineralógica	maturidade Textural	Class. Folk (1968)
L20	Arenito fino a médio, com estratificação plano paralela bem observada pela orientação das micas e grãos de quartzo, mal selecionado, om grãos subarredondados a subangulosos	Há dois tamanhos predominantes nos grãos de quartzo (20 a 50 μm e 5 a 10 μm). maioria dos grãos de quartzo são monocrystalino com extinção ondulante e poucos (0-5%) são policristalinos. presença de muscovita e biotitas (algumas cloritizando) bem preservadas	Argila infil-trada, óxido de Ferro (predomina) e carbonático	Frouxo	Submaturo	Submaturo	Quartzoarenito
L21	Arenito médio, mal selecionado, com grãos subarredondados a subangulosos, muitos com extinção ondulante	A maioria dos grãos de quartzo são monocrystalino com extinção ondulante e poucos (0-5%) são policristalinos. presença de feldspato (plagioclásio e microclina)	Argila infil-trada, óxido de Ferro (predomina) e carbonático	Fechado	Submaturo	Submaturo	Arcóseo
L22	Arenito médio, mal selecionado, com grãos subarredondados a subangulosos, muitos com extinção ondulante	A maioria dos grãos de quartzo são monocrystalino com extinção ondulante e poucos (0-5%) são policristalinos. presença de feldspato (plagioclásio e microclina)	carbonático (predomina) e óxido de ferro	Fechado	Submaturo	Submaturo	Arcóseo

4.4.1.1 Composição dos Grãos Detríticos

Quartzo: Representa a maioria dos grãos observados nas lâminas, onde apresentam-se com extinção ondulante (maioria) e poucos com extinção reta. A granulção dos quartzo variam de muito fino (maioria) a médio (menor proporção).

Os grãos de quartzo mostram-se subangulosos a subarredondados (Figura 24 A, B, C e D) revelando pouco transporte. A seleção granulométrica varia de pobre a moderada e a porcentagem de matriz argilosa é bem evidente (Figuras 24 C e D). De acordo com os parâmetros identificados, as amostras apresentam um maturidade textural (relação grão/matriz) classificada como sendo submatura em 100%.

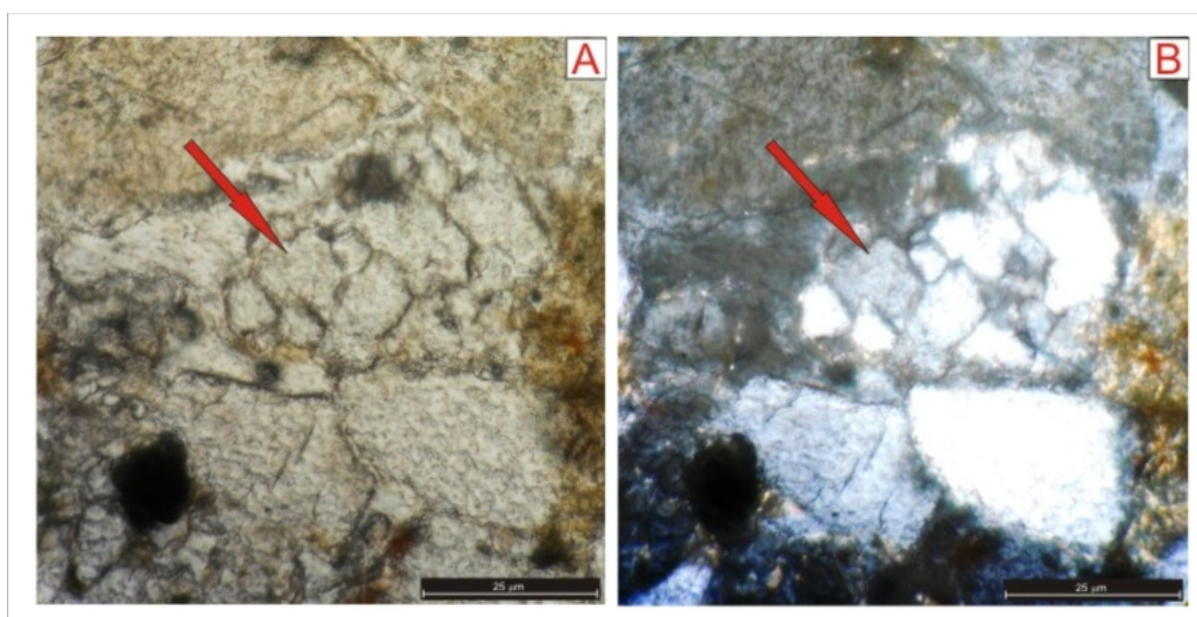
Figura 24 – Quartzos subangulosos a subarredondados identificados em arenito subarcóseo, micáceo, mal selecionado (A: Nicóis paralelos, B: Nicóis cruzados, C: Nicóis paralelos, D: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).



O quartzo monocristalino (Qm) representa uns 70% do total, predominando os fragmentos do tipo plutônico, podendo ser do tipo de granitóides. Secundariamente em menor proporção, o quartzo policristalino (Qp) com uns 5% (Figura 25 A e B) e em terceiro com uma porcentagem de 1% quartzos semicompostos. Nos Qm, os grãos são na maioria, sem forma (xenomórfico) e se encontram bastante fraturados e intemperizados.

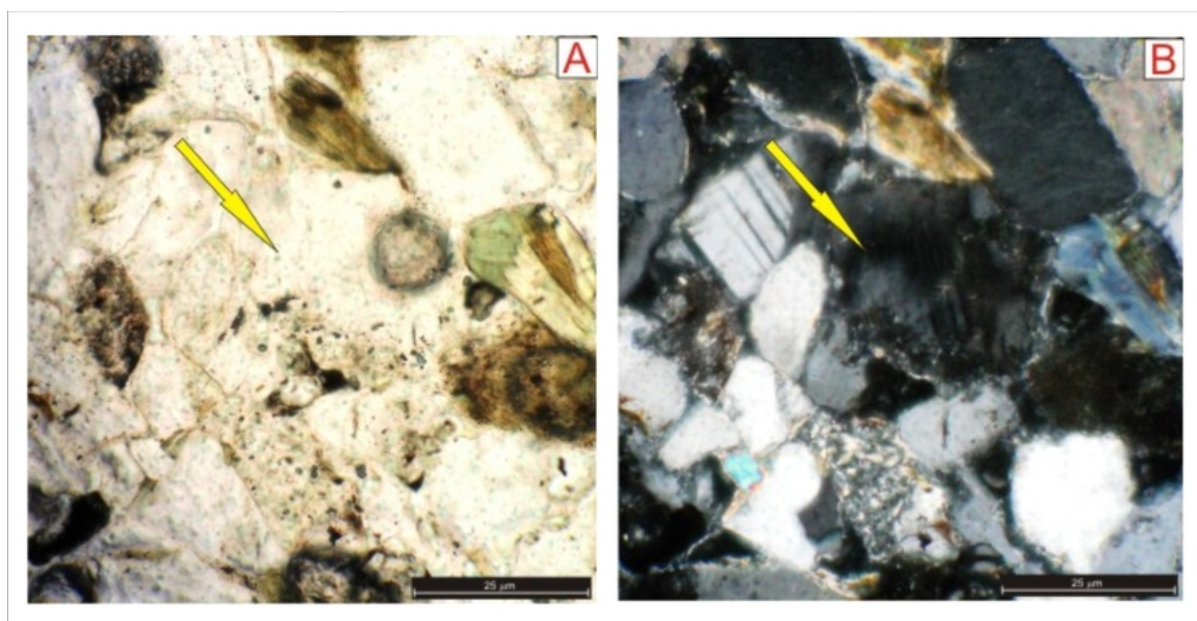
Observam-se nas lâminas que as rochas possuem pouco espaço entre os grãos, predominando os contatos pontuais (em média 60%), mostrando uma compactação moderada, revelando um empacotamento fechado. Também foram observados contatos do tipo côncavo-convexos, porém, em menor proporção. Os Qp ocorrem em algumas amostras, indicando assim, a presença de rochas metamórficas na área fonte. Os grãos de quartzo do tipo semicomposto ocorrem em menor proporção que os policristalinos de variedade metamórfica ou milonítica (Figura 26 A e B).

Figura 25 – Quartzo policristalino de alto metaforfismo (seta), subarredondado, (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).



Feldspatos: Nas lâminas, os feldspatos podem atingir a um percentual entre 5 e 10% (maioria das lâminas, porém, em duas passam de 25%, representados pelos plagioclásios, microclinas e os ortoclásio. Predominantemente os ortoclásios tem seus grãos subédricos e bem intemperizados, evidenciando caulinização (Figura 27 A e B), observa-se também grãos euédricos (Figura 27 C e D). Devido a sua geminação polissintética, os plagioclásio são de fácil identificação nas lâminas e ocorrem com grãos subédricos a anédricos, às vezes bem intemperizados (Figura 28 A e B), foi identificado o crescimento de zircão em um grão de plagioclásio Figura 28 C e D). A microclina aparece com sua geminação xadrez, no entanto, rara de ver nas lâminas estudadas (Figura 29 A e B).

Figura 26 – Quartzo semicomposto anédrico subarredondado (seta) identificado em arenito mal selecionado cimentado óxido de ferro (Foto A: Nicóis paralelos e Foto B: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).

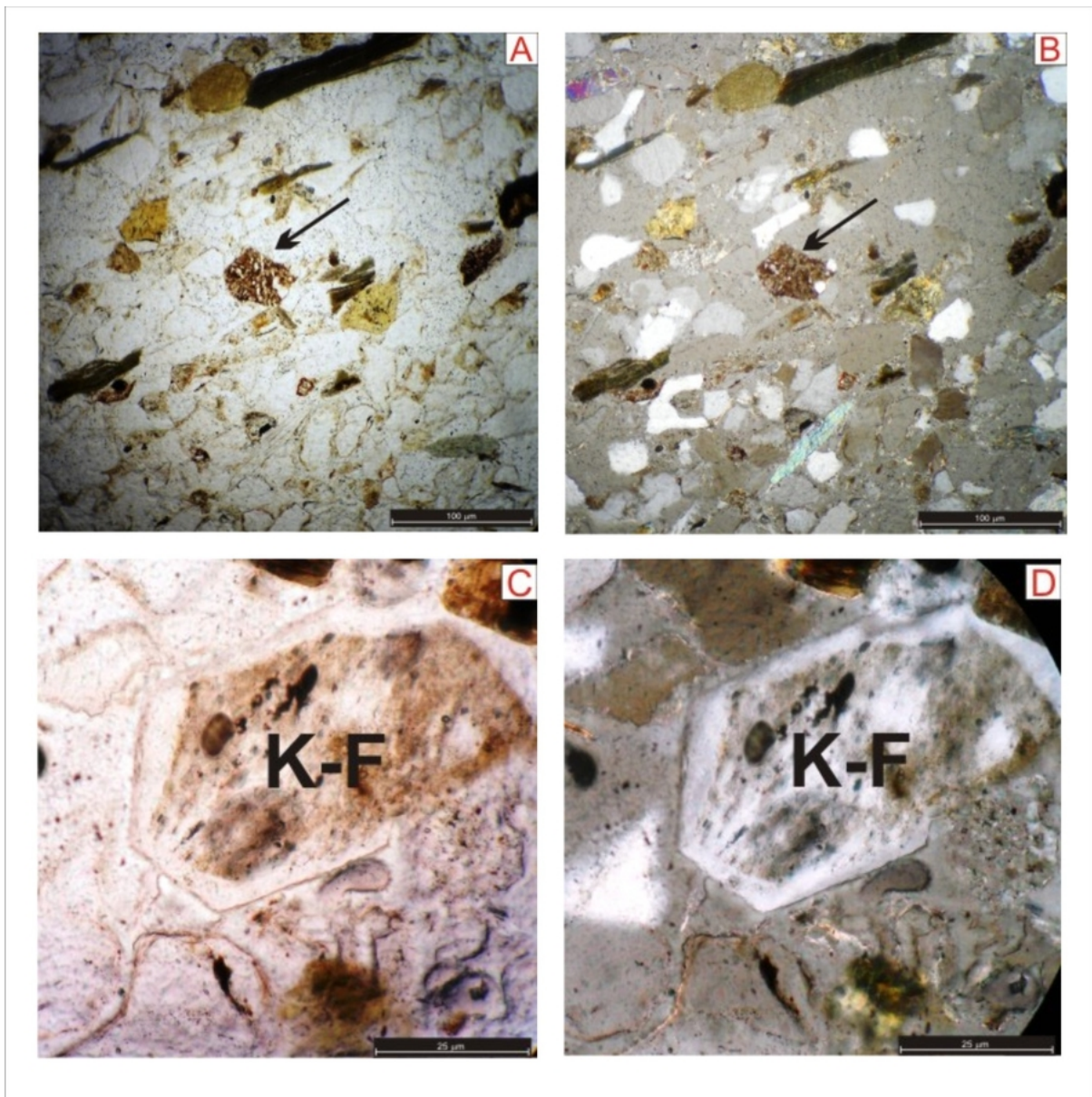


Fragmentos de rocha (lítico) nestes arenitos apresentam grãos de rochas, que estão disseminados no arcabouço. Aparecem principalmente fragmentos pelíticos (folhelhos e argilitos) e em menor proporção litoclastos metamórficos (quartzitos) e fragmentos micáceos (xistos). Estes fragmentos líticos apresentam dimensões de 1 mm e estão em arenitos de aspecto maciço, sem nenhuma orientação preferencial (Figura 30).

Micas: As micas aparecem em todas as lâminas, no entanto, em algumas, elas ocorrem em maior quantidade seguindo uma orientação preferencial (Ex.: laminação) (Figura 31). Entre as micas a que aparece com mais frequência é a biotita, em geral bem preservadas. É de fácil observação o encurvamento em algumas biotitas, evidenciando os efeitos da compactação mecânica. São observadas na forma lamelar, fibrosa ou fitada, nas cores marrom esverdeado escuro (maioria) e verde pálida (Figura 32). E em algumas amostras foram observados o processo de cloritização (biotita alterando para clorita) e inclusão de zircões nas biotitas.

As muscovitas ocorrem em menor número nas lâminas, também ocorrem bem preservadas e algumas com encurvamentos e dobramentos provenientes da compactação da rocha.

Figura 27 – Grão de ortoclásio subédrico observado em arenito, mal selecionado, em matriz argilosa (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x). C e D): Grão de ortoclásio euédrico, (C: Nicóis paralelos e D: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).

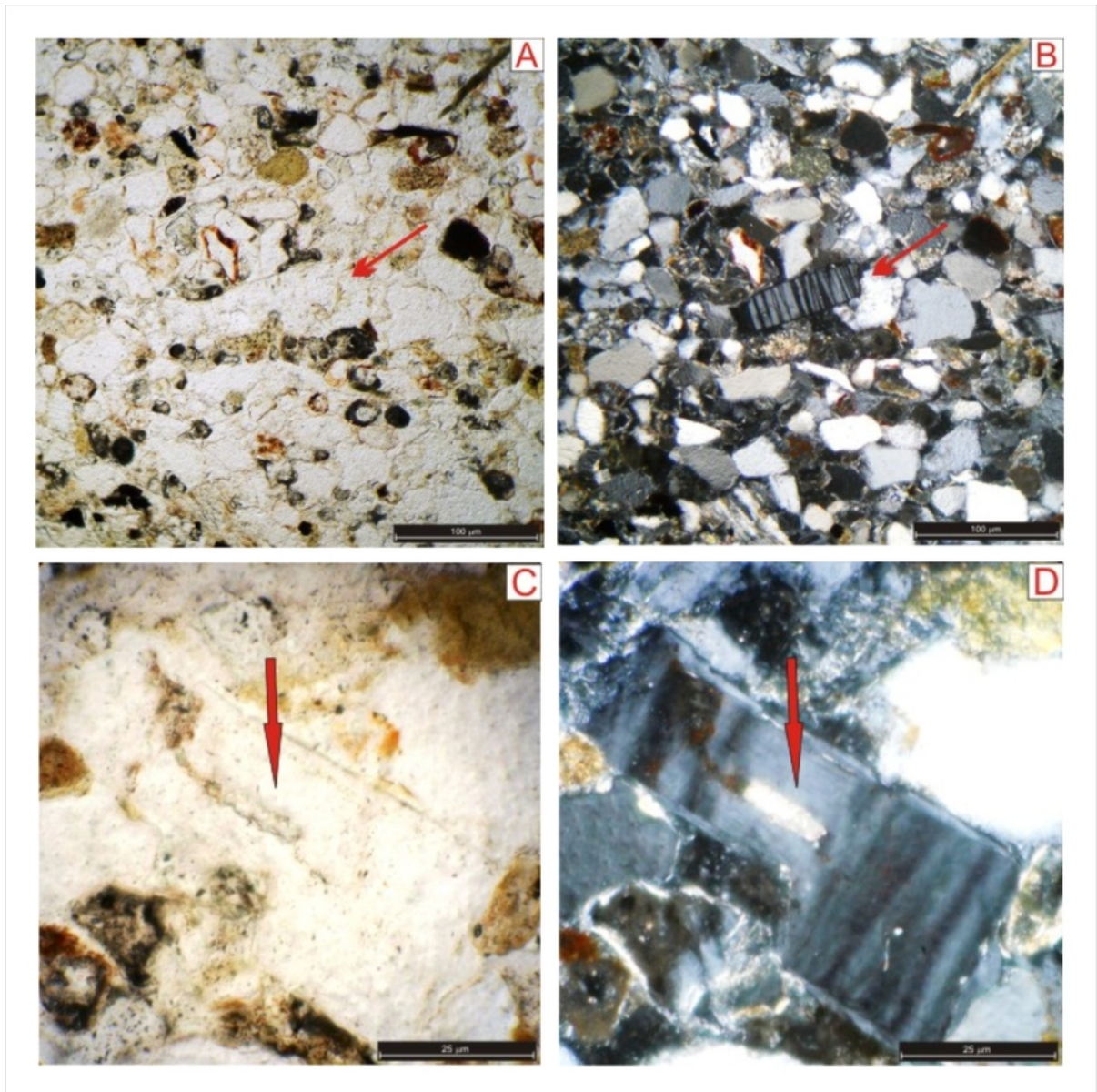


Cimentação: Foram identificadas nas lâminas cimentação composta por argila de infiltração, material ferruginoso e por material carbonático, respectivamente. O cimento argiloso, que ocorre em maior proporção que o carbonático, preenche os espaços intergranulares, em especial como cutículas circundando os grãos minerais. O cimento ferruginoso é encontrado em quase todas as amostras, porém em proporções muito variadas, preenchendo espaços intergranulares e englobando minerais. O cimento carbonático ocorre pontualmente em quase todas as amostras, envolvendo os grãos do arcabouço mineral ou preenchendo os espaços intergranulares (Figura 33 A e B).

Em termo de ambiente as cimentações argilosa e carbonática aponta um ambi-

ente subaquoso e a cimentação ferruginosa indicam ambientes secos ou que tenham tido exposições subáreas.

Figura 28 – Grãos de plagioclásio bem formados, com geminação polissintética evidente, observada em arenito, mal selecionado cimentado por óxido de ferro, observa-se crescimento de zircão no plagioclásio (C e D), (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x) e (C: Nicóis paralelos e D: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).



Empacotamento: Predomina o empacotamento frouxo, representado por contatos planares e côncavo-convexo entre os grãos minerais e pelas diversas micas (biotita, muscovita ou clorita) que se encontram encurvadas a dobradas. Em menor proporção, ocorre o empacotamento normal e frouxo (contato flutuante e pouco pontual dos grãos).

Observando os aspectos analisados nas amostras, pode-se afirmar que elas apresentam um empacotamento fechado e normal predominante, por fator de com-

pactação mecânica da rocha, que está relacionado, provavelmente ao soterramento rochoso.

Figura 29 – Microclínio anédrico identificado em arenito subarcóseo de granulação média cimentado por óxido de ferro (ao redor do grão), (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 40x).

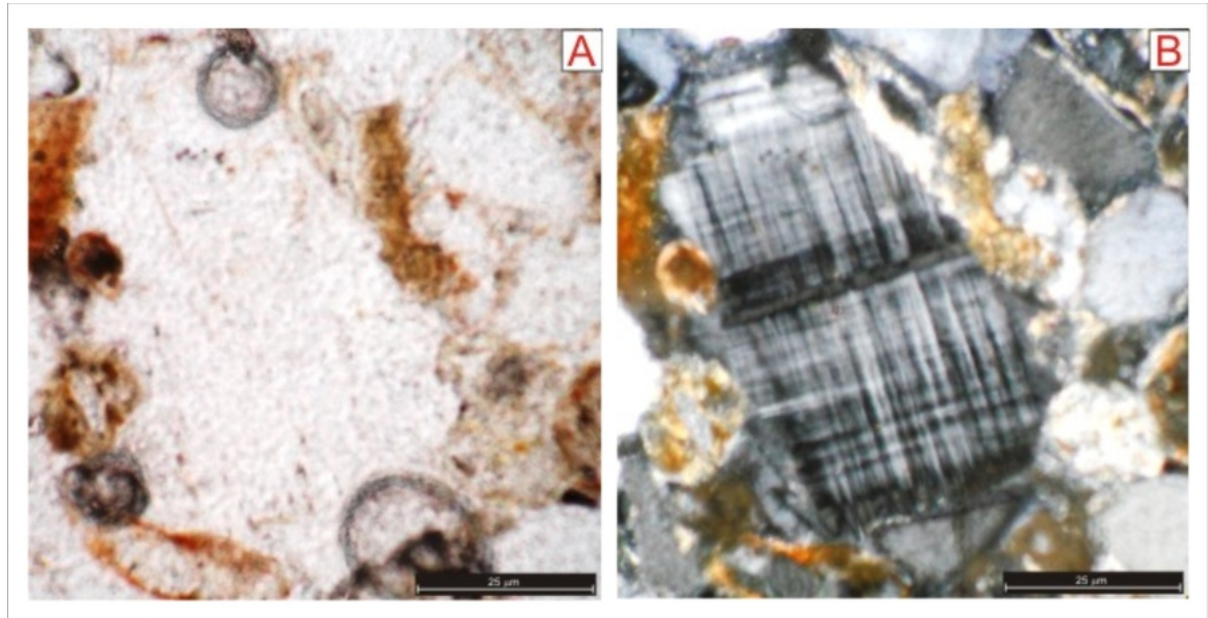


Figura 30 – Fragmentos de siltito marrom imerso em arenito subarcóseo, médio mal selecionado com cimentação de óxido de ferro (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).

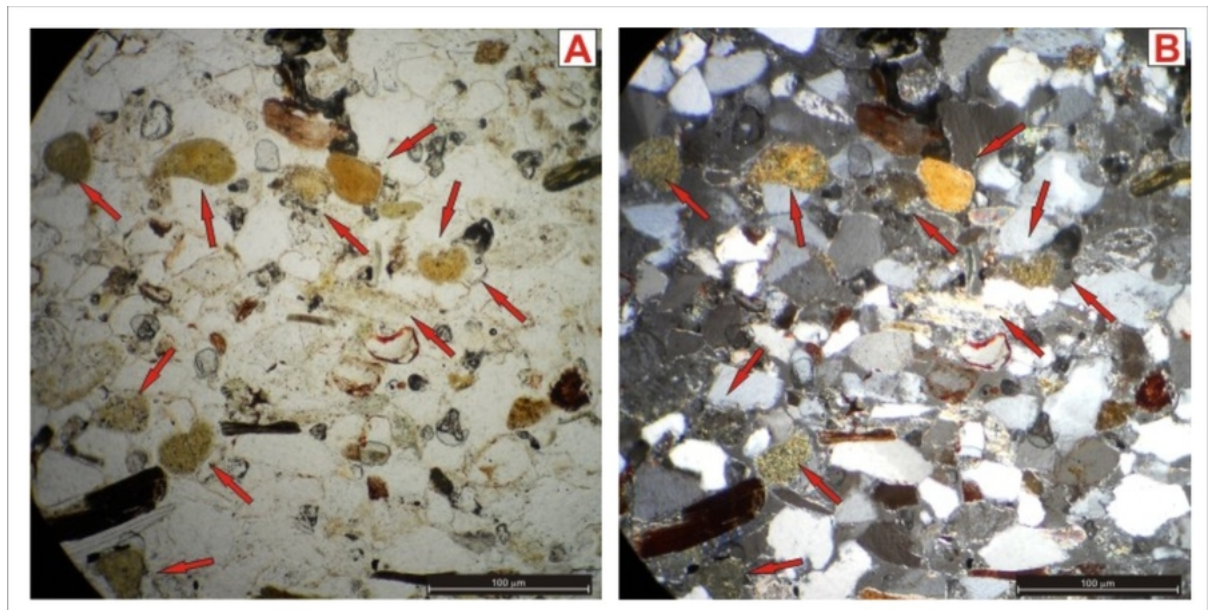


Figura 31 – Quartzarenito médio de aspecto maciço, mal selecionado mostrando as micas (biotita, muscovita e clorita) bem preservadas (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).

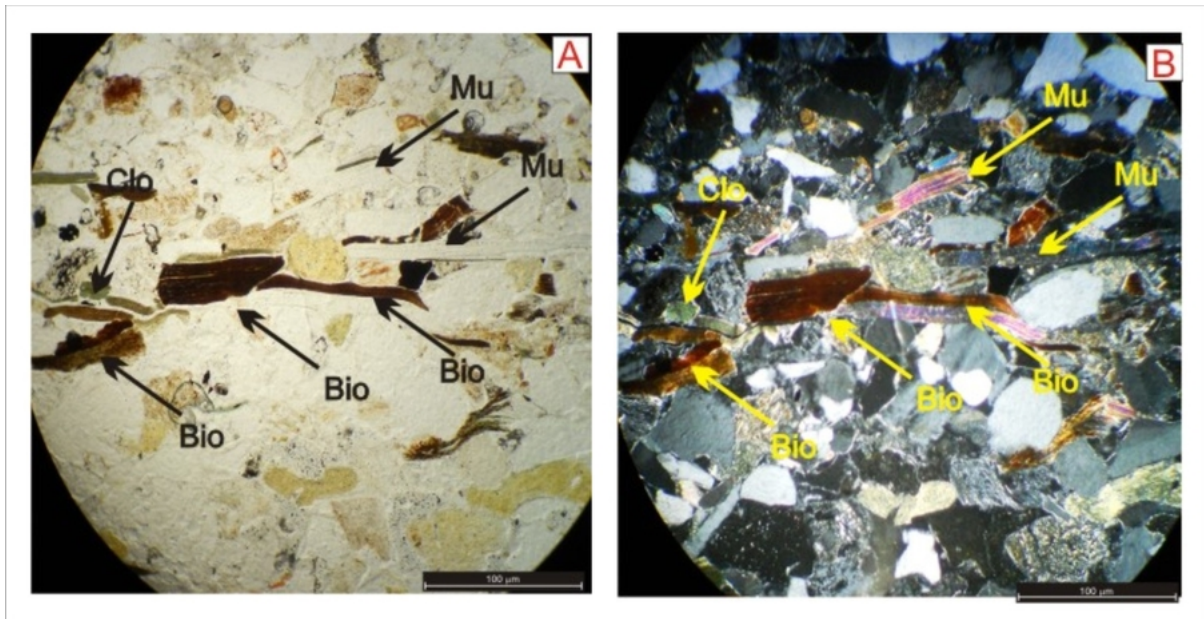


Figura 32 – Biotitas depositadas paralelamente (ver setas) em um arenito subarcóseo médio a fino, mal selecionado (A: Nicóis paralelos e B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).

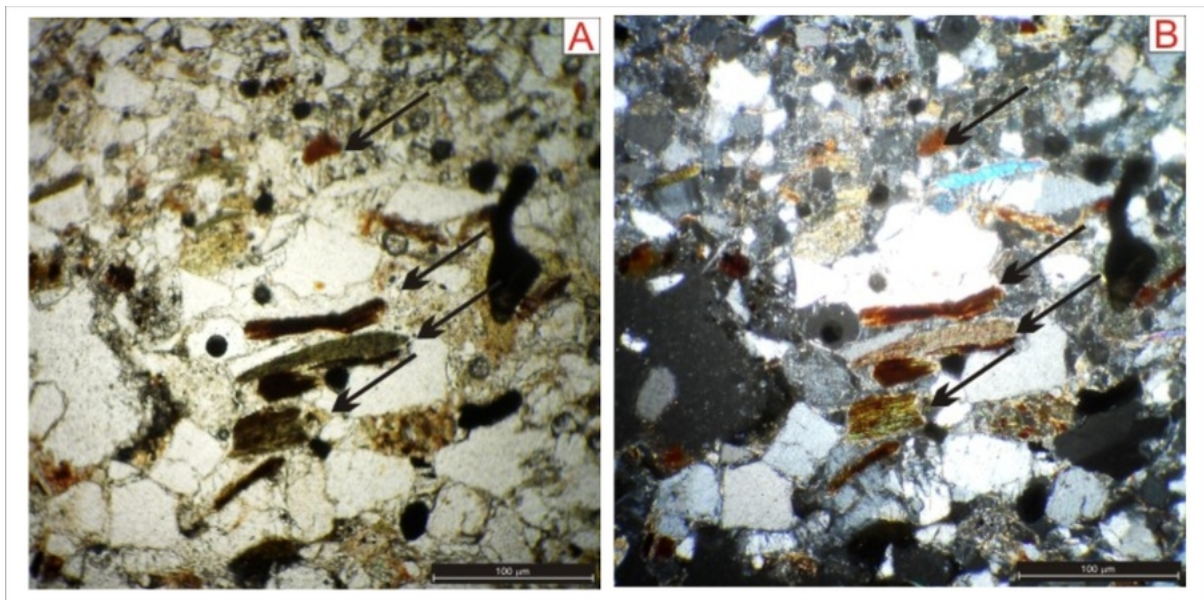
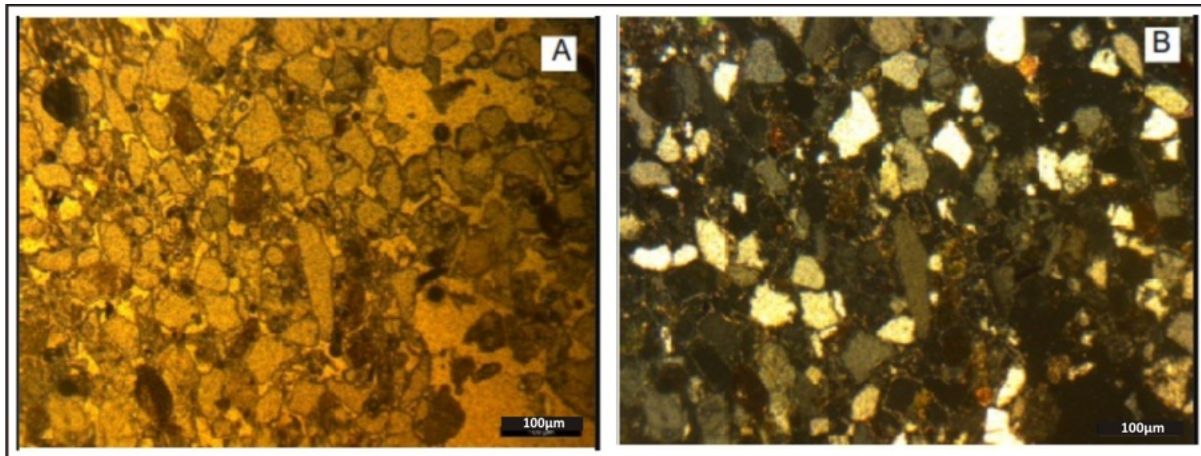


Figura 33 – Arenito subarcóseo mal selecionado cimentado por argila de infiltração (Foto A: Nicóis paralelos e Foto B: Nicóis cruzados - Objetiva de 10x).

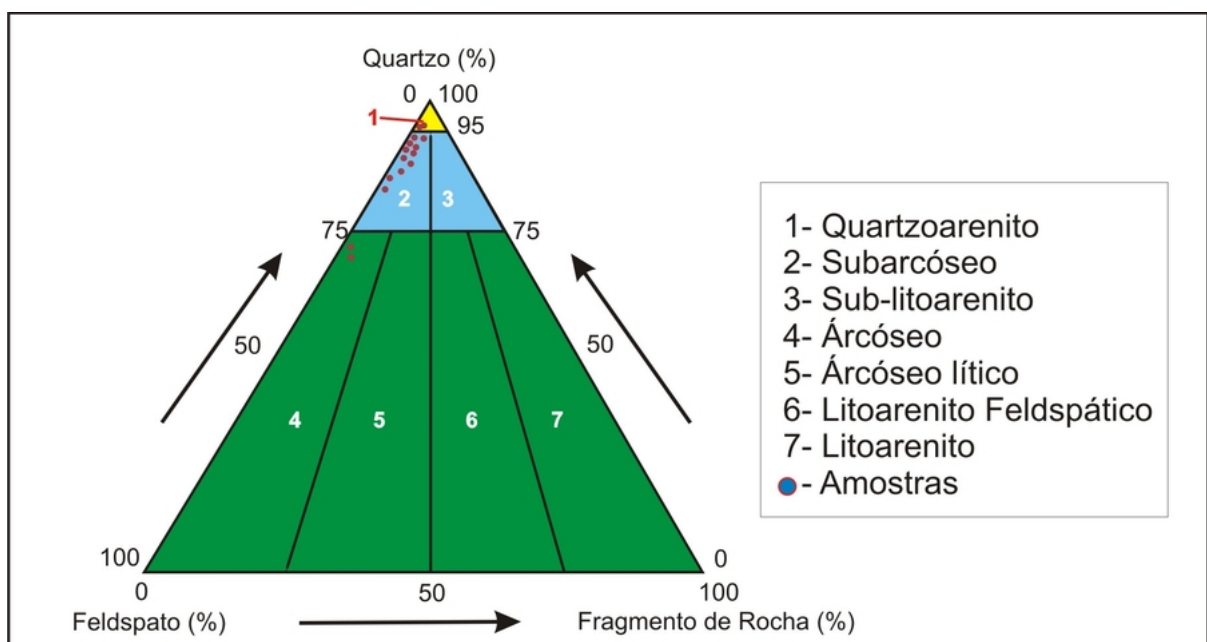


Maturidade mineralógica: Esta maturidade foi determinada pela presença de minerais pesados, e principalmente pela quantidade de quartzo no arcabouço, com base na proporção de minerais estáveis $ME \geq 90\%$. Com base nessa proporção, os resultados indicaram tratar-se de rochas submaturas (100% dos arenitos).

Em todas as amostras a **maturidade textural** é considerada submatura (100%), em função do conteúdo de argila ($< 5\%$), seleção granulométrica e arredondamento.

A classificação dos litotipos foi baseada no diagrama de Folk (1968), com os seguintes resultados: 72% das amostras foram classificadas como arenito subarcóseo, secundariamente, com 14% cada, ocorrem os quartzarenitos e arcóseos (Figura 34).

Figura 34 – Composição do arcabouço das 14 amostras de arenito da Formação Marizal, na Sub-Bacia do Tucano Norte



modificada da classificação dos arenitos - Folk 1968

4.4.2 Aplicação da Catodoluminescência

A Catodoluminescência (CL) é determinada pelo fenômeno da luminescência emitida por determinados minerais sob o efeito de bombardeamento por um feixe de elétrons acelerados à vácuo.

Nas rochas carbonáticas, a catodoluminescência é a ferramenta mais adequada para a sua caracterização, além disso, fornece informações valiosas em relação aos cimentos carbonáticos, como também, pode auxiliar na identificação de grãos minerais terrígenos (quartzo e feldspatos).

A luminescência nos carbonatos está ligado com a presença na sua estrutura de íons inibidores (ofuscam a cor) e ativadores (realçam a cor). O Fe^{2+} e o Mn^{2+} representam estes íons, respectivamente, onde suas concentrações dependem diretamente do ambiente de formação. Desse modo, cores e intensidades de luminescência estão associados com conteúdos analisados de Fe^{2+} e Mn^{2+} .

Em relação à presença de elementos traços, a CL é muito sensível. Com isso a calcita pura e quartzo emitirão radiação no espectro de luz ultravioleta, aparecendo particularmente sem cor. Portanto, de acordo com Mason & Mariano (1990), defeitos na estrutura dos átomos ou substituições de elementos traços na estrutura cristalina, permitirão a emissão de luz no campo visível.

A Tabela 6, mostra outros elementos, outros elementos inibidores, ativadores e sensíveis também podem ocorrer do que o Fe^{2+} e Mn^{2+} .

Tabela 6 – Elementos ativadores, inibidores e sensibilizadores da catodoluminescência.

Ativadores	Inibidores	Sensíveis
Sm^{3+}	Fe^{3+}	Pb^{2+}
Tb^{3+}	Ni^{2+}	Ce^{3+}
Dy^{3+}	Co^{2+}	
Eu^{2+}		
Eu^{3+}		

A cor dos minerais observados na catodoluminescência em carbonatos é base-

ada na concentração de Fe^{2+} e Mn^{2+} e da razão entre eles, com isso, a luminescência vermelha escura é típica de composições dolomíticas, já as cores amarelo, laranja e vermelho claro são indicadores de composições calcíferas. A baixa concentração de ativadores ou calcita pura podem emitir luminescências azul a violeta (Almeida *et al.*, 2007).

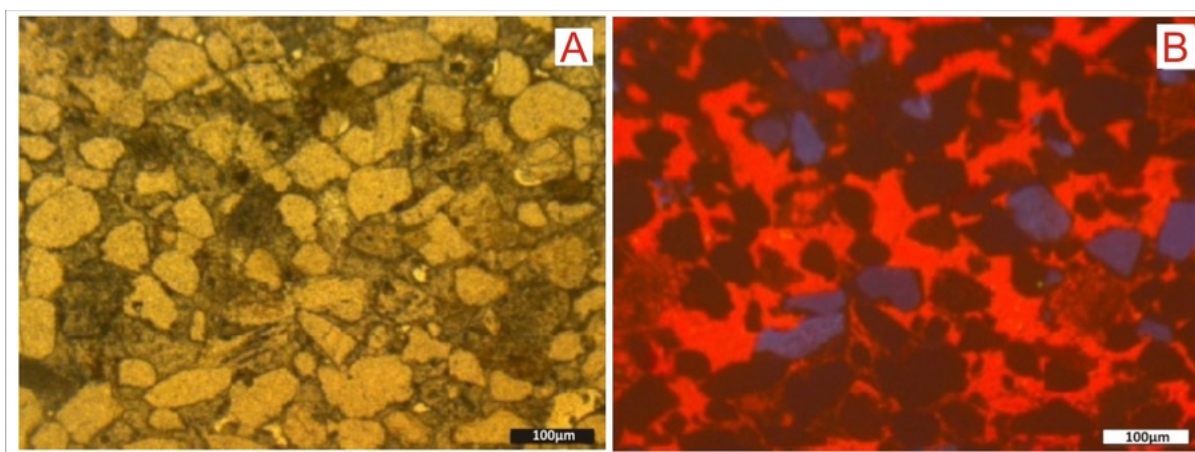
Nas amostras estudadas 92% delas, apresentam argila de infiltração e óxido de ferro predominado, no entanto, em todas as lâminas ocorrem pontualmente cimento carbonático, onde predomina o calcífero.

Nos arenitos arcóseos de aspecto maciço e mal selecionados, o cimento calcífero dominante apresenta coloração vermelha escura sob a análise da CL, o que indica presença do ferro ferroso, elemento que ofusca a cor (Figura 35 A e B).

Nos arenitos subarcóseos mal selecionados, apresentam cimento de argila de infiltração, no entanto, uma amostra mas que contém grandes quantidades de Mn, pois as cores identificadas na CL vão do amarelo ao vermelho muito claro, indicando elemento ativadores.

A aplicação da catodoluminescência, nas amostras coletadas através do poço estratigráfico 2-TN-st-03a-BA, foi na identificação dos cimentos carbonáticos, porém outros minerais como o quartzo e o feldspato apresentam cores um pouco diferentes, em tons de azul e verde, que podem indicar a presença desses minerais. Estes grãos minerais na observação da CL também podem se mostrar opacos (escuros), com coloração preta.

Figura 35 – Arenito Arcóseo moderadamente selecionado cimentado totalmente por calcita rica em manganês (A: Nicóis paralelos e B: Catodoluminescência - Objetiva de 10x).



Alguns grãos minerais têm sua proviniência determinada na catodoluminescência, como o quartzo e feldspato, que ocorrem comumente em rochas sedimentares.

Baseado no estudo de Götze & Zimmerle (2000), as amostras, deste estudo, ilustraram quartzos com cores azul e verde intenso a ofuscado. A cor azul intensa

indica quartzo proveniente de rochas ígneas plutônicas e metamórficas formadas em condições de alto grau (Figura 36A e B). A cor azul ofuscada e o verde intenso a ofuscado (pouco brilho) indicam fragmentos provenientes de rochas hidrotermais e pegmatitos (Figura 37 A e B).

Figura 36 – Arenito subarcóseo indicado grãos de quartzo (cores azul intenso - setas brancas) provenientes possivelmente de rochas ígneas plutônicas e de rochas metamórficas de alto grau.(A: Nicóis paralelos e B: Catodoluminescência - Objetiva de 10x).

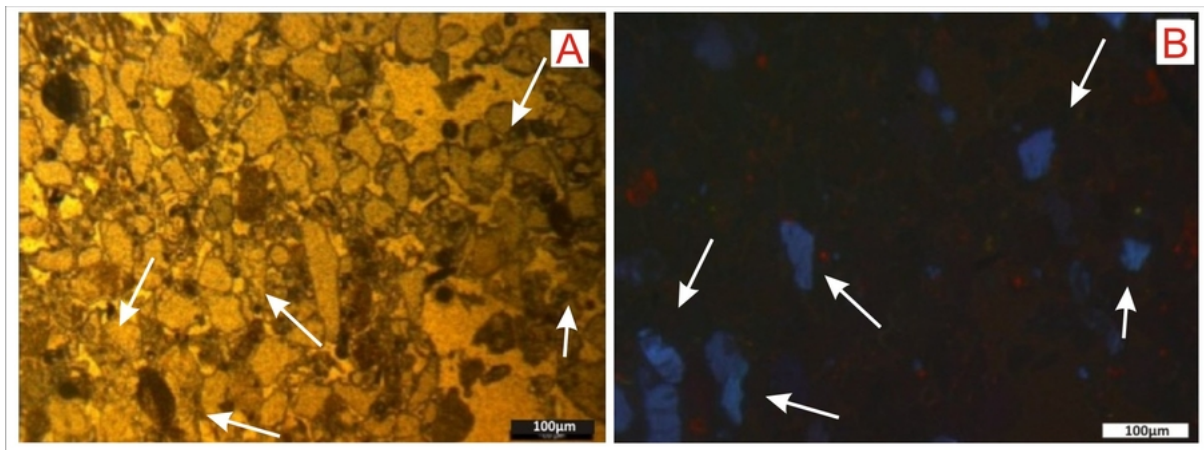
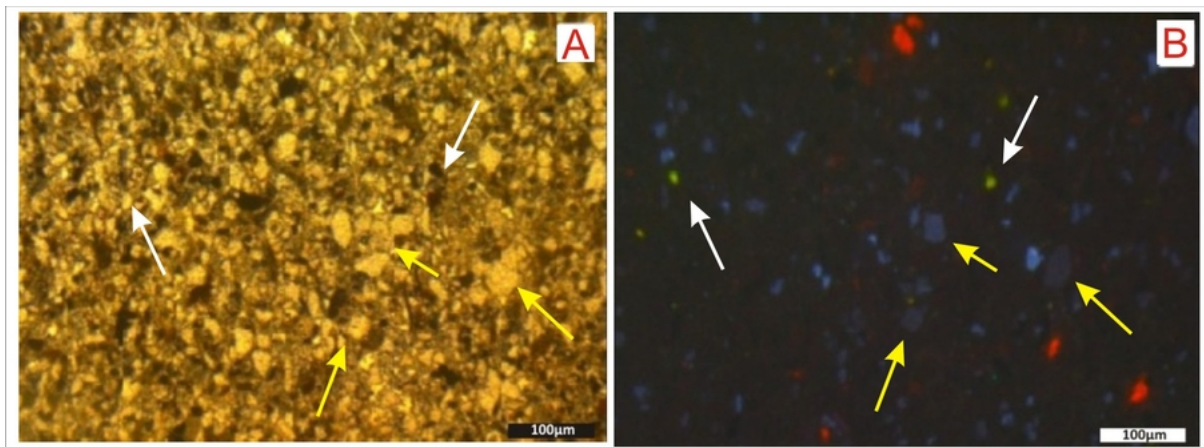


Figura 37 – Arenito subarcóseo mal selecionado indicando quartzos (verde intenso - setas brancas e azul ofuscado - setas amarelas) indicando proveniência de rochas hidrotermais e pegmatitos. (A: Nicóis paralelos e B: Catodoluminescência - Objetiva de 10x).



4.5 Reconstituição Estratigráfica

Morro de São Saité (Figura 38) revela uma sequência típica a seção inferior da Formação Marizal, foi evidenciado com uma fina camada de calcários lacustres denominado camada Amargosa (Freitas, 2014). Esta deposição ocorre praticamente em toda a Bacia do Tucano (Ghignone, 1978). A camada Amargosa foi descrita na Sub-Bacia do Tucano Central como uma unidade sedimentar dominada por lama revelando

corpos heterolíticos de arenitos com ripples intercalados com uma fina camada de carbonato (Freitas, 2014).

Figura 38 – Vista do Morro de São Saité.

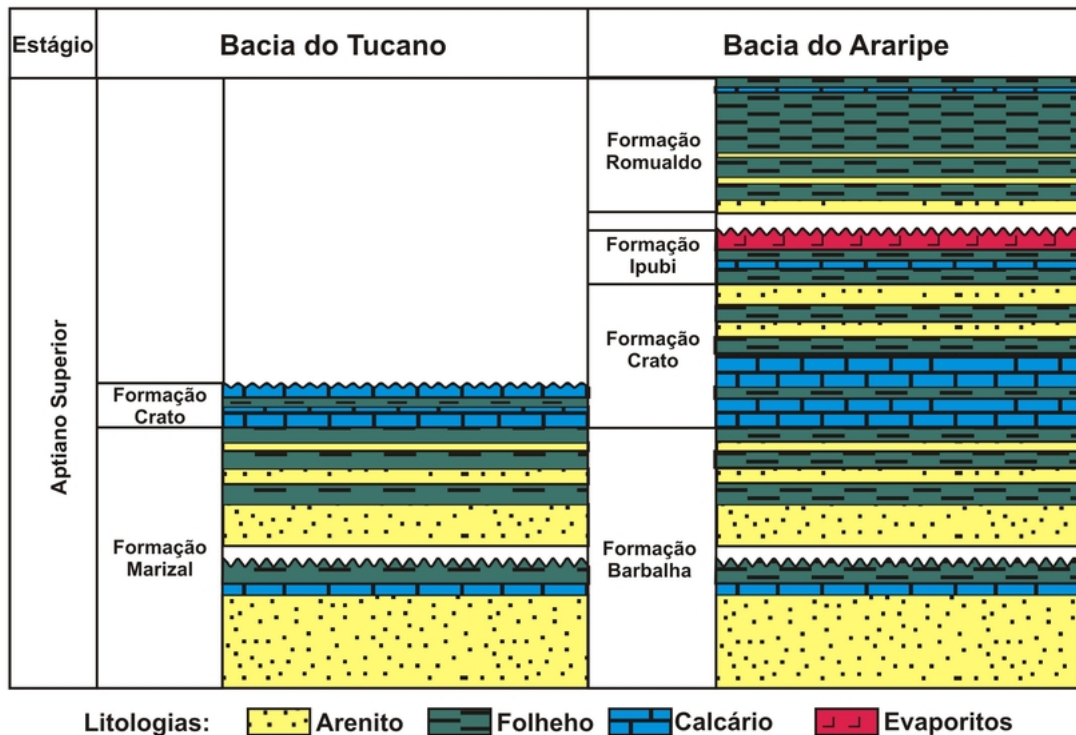


No campo não foram identificados fósseis; no entanto, o conteúdo fossilífero conhecido e descrito da Formação Marizal provém única e exclusivamente da Camada Amargosa (Freitas, 2014). Foram identificados palinomorfos (Viana et al., 1981); restos de plantas de angiospermas (Barbosa, 1950); ostracodes (Ghignone, 1963); bivalves (Barbosa, 1950; Santos e Brito, 2005); dinoflagelados (Regali, 2000); gastrópodes (Silva Santos, 1972; Santos e Brito, 2005); conchostráceos (Roxo, 1940; Silva Santos, 1972; Campo e Campos, 1976); decápodes (Roxo, 1940; Beurlen, 1950; Reis 2007) e alguns insetos (Melo Jr. e Oliveira, 1939).

Segundo Assine, 2014, o registro aptiano da bacia do Tucano é semelhante ao da bacia do Araripe (Figura 39) que localiza-se a norte da bacia de Tucano no Nordeste brasileiro. São observados arenitos fluviais também na porção inferior da sequência da bacia do Araripe (Assine, 1992; Chagas et al., 2007; Assine et al., 2014; Scherer et al., 2015), também recobertos por uma sucessão de materiais finos revelando calcários intercalados com folhelhos pretos, na Bacia do Araripe esta sequência foi denominada Camada Batateira. Este intervalo misto de materiais carbonáticos e siliciclásticos deno-

minados Camada Amargosa (Bacia de Tucano) e camada Batateira (Bacia do Araripe) são fundamentos convincentes para a correlação do registro aptiano das duas bacias, revelando assim, importantes marcadores estratigráficos.

Figura 39 – Correlação litoestatigráfica das Bacias do Tucano e Araripe



Modificado de Varejão et al., 2016

As paleocorrentes medidas na seção de São Saité nos arenitos fluviais abaixo da Camada Amargosa revelam uma direção principal para norte-nordeste seguindo-se a uma direção média de 38°. Estas direções indicam que os sedimentos ali depositados tiveram suas áreas fontes a oeste-sudoeste. Outro padrão de paleocorrentes foi medido acima da camada Amargosa com direção norte-noroeste, revelando assim uma bimodalidade.

Acima da Camada Amargosa ocorre uma disconformidade marcando a sequência fluvial da Formação Marizal superior, esta sequência marca a transição do fluvial para o lacustre, onde o empilhamento observado principalmente no poço 2-TN-st-03a-BA, revela siltitos e argilitos intercalados com arenitos, este tipo de empilhamento são típicos desta transição. Esta deposição assemelha-se com a Formação Barbalha da Bacia do Araripe (Fambrini *et al.*, 2015; Varejão *et al.*, 2016) (Figuras 10).

Uma correlação entre as áreas estudadas foi realizada (Figura 20) onde mostra o perfil da seção de São Saité e o perfil do poço estratigráfico 2-TN-st-03a-BA localizado

na Serra do Tonã, estes pontos estão a 27 km de distancia localizados no município baiano de Macururé.

A porção inferior da Seção de São Saité mostra uma sequência fluvial inferior com arenitos finos a médios que terminam em uma camada de carbonato denominada Camada Amargosa mapeada como Formação Marizal, esta referida Camada Amargosa não foi identificada no poço 2-TN-st-03a-BA na Serra do Tonã, onde, foi identificada uma sequência com arenitos tabulares, granodecrescentes ascendentes, cada vez mais finos e micáceos intercalados com argilitos e siltitos cinzas, esta sequência superior esta depositada sobre um truncamento erosivo marcado no final da Camada Amargosa e ocorre na Seção de São Saité.

O sistema carbonático da Serra do Tonã observa-se calcários semelhantes SOS que afloram na Bacia do Araripe (Braun, 1996), revelando características litológicas e idade semelhantes aos da Formação Crato da Bacia do Araripe (Neumann, 1999; Neman& Cabrera, 1999). Com essas informações pode-se inferir que os sedimentos carbonáticos da Serra do Tonã correspondem à formação Crato da Bacia do Araripe (Silveira, 2014).

5 CONCLUSÕES

Esta dissertação colabora com os poucos trabalhos publicados em referência ao Sistema Flúvio-Lacustre Aptiano da Sub-Bacia do Tucano Norte, tendo como finalidade a caracterização dos corpos rochosos detríticos, em especial as rochas arenosas, a partir do poço estratigráfico 2-TN-st-03a-BA e da Seção vertical do morro de São Saité, realizado no município de Macururé-BA e com distância de 27Km entre os pontos.

Ao longo do poço estratigráfico, a descrição litológica dos corpos rochosos permitiu identificar as Formações Crato e Marizal, caracterizadas respectivamente por calcários laminados intercalados com arenitos muito finos, margas e folhelhos (descritos e detalhados no estudo desenvolvido por Silveira (2014)) e por arenitos, siltitos, folhelhos e argilitos aqui estudados.

Esta sequência litológica aptiana pôde ser dividida em dois conjuntos de fácies rochosas: associação de Fácies Fluvial (AFF) e Associação de Fácies Lacustre (AFL), no entanto, somente a AFF foi detalhada.

A AFF é caracterizada por arenitos médios, às vezes por arenito de granulação fina intercalados com siltitos maciços, folhelhos pouco calcíferos e argilitos calcíferos.

O principal foco deste estudo foram as rochas arenosas que apresentam granulação fina a média dominante, seleção dos grãos moderados em sua maioria, enorme quantidade de micas (biotita e muscovita), maturidade textural e mineralógica moderadas (submaturas) e com cimentação de argila de infiltração e de óxido de ferro predominantes.

Os arenitos estudados são típicos da Formação Marizal e num aspecto geral, apresentam quartzo em sua maioria monocristalinos (Qm) com extinção ondulante predominando sobre a extinção reta. Os grãos de quartzo apresentam também textura subédrica predominante, granulação que vai de areia muito fina até areia média e grãos subarredondados a subangulosos, que indicam pouco transporte ou área fonte um pouco próxima.

As micas encontradas em grande quantidade foram a biotita (em maioria) seguida pela muscovita, e que indicam também um curto transporte sedimentar, pois os grãos de biotita, diferentemente da muscovita, são facilmente alteráveis, e nas amostras analisadas se encontram bem preservados e em níveis.

Praticamente todas as amostras, com exceção de uma, apresentaram cimentação de argila de infiltração e óxido de ferro (predominando), porém, a cimentação carbonática ocorre pontualmente em todas as lâminas. O empacotamento principal é frouxo.

E estes arenitos não apresentam boas características para rochas reservatórios,

pois são bem cimentados (reduzindo a porosidade e permeabilidade), e na maioria, apresentam infiltração de argila que também inibem a boa qualidade de um reservatório.

A partir das características estudadas ao longo das rochas terrígenas do poço estratigráfico 2-TN-st-03a-BA e da seção do Morro de São Saité, pode-se determinar, que se trata de rochas formadas em ambiente fluvial, evidenciadas por camadas amalgamadas, como também por se encontrarem semelhantes através da correlação entre a Formação Marizal com a Formação Barbalha da Bacia do Araripe principalmente pela Camada Amargosa.

REFERÊNCIAS

Adams, A.E., Mackenzie, W.S. Guilford, C. 1991. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*- Longman Scientific & Technical, New York- Sixth impression, 1988. 98p.

Aguiar, G. A. & Mato, L. F. 1990. Definição das relações estratigráficas da Formação Afligidos nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil: Congresso brasileiro de geologia, 36. Natal, Anais SBG v.1, p. 157-170.

Almeida-Filho, R. 2001. Processamento Digital de Imagens Landsat-TM na Detecção de Áreas de Microexsudação de Hidrocarbonetos, Região da Serra do Tonã, Bahia. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, X. 2001, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 235-242.

Aragão, M. A. N. F.; Peraro, A. A. Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3., 1994, Rio Claro. Boletim. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1994. p. 161-165.

Aragão, M. A. M. F.; Costa, I. P.; Silva, O. B. Influence of compressive stresses on the structure of the Reconcavo/Tucano/Jatoba rift and on the tectonic control of its petroleum accumulations. : In: Simposio Nacional de Estudos Tectonicos - SNET, 7., 1999, Lencóis, Bahia. Anais ... Salvador: SBG, 1999. p. 55-59.

Asmus, H.E. 1975. Controle Estrutural da Deposição Mesozóica nas Bacias da Margem Continental Brasileira. Revista Brasileira de Geociências, v. 5, n°. 3, p. 160-175.

Barbosa, J. S. F. & Dominguez J. M. L. (eds). Mapa Geológico do Estado da Bahia. Escala: 1.000.000. Texto explicativo, Salvador, 1996. 382p.

Barreto, P. M. C. 1968. O Paleozóico da Bacia do Jatobá. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia. V. 14, n. 1, p. 29-45, II.

Braun, O. P. G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). DNPM, R.J., Boletim, 236, 75p.

Bruni, M.A.L.; Cordani, U.G. ; Campos, D.R.B; Campos, D. de A. 1976. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Aracaju (SC. 24). Brasília: DNPM / DGM, 226p.

Bueno, G. V. 1996. Serra do Tonã: um elo estratigráfico entre as bacias de Tucano Norte (BA) e Araripe (CE), Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4. Águas de São Pedro/Rio Claro. Boletim. UNESP, 135-142.

Caixeta, J. M.; Bueno, G. V.; Magnavita, L. P. & Feijó, F. J. 1994. Bacias do-

Recôncavo, Tucano e Jatobá. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da Petrobrás, 8(1):163-172.

Costa, I. P.; Bueno, G. V.; Milhomem, P. da S.; Lima e Silva, H.S. R.; Kosin, M. D. 2007. Sub-bacia Tucano Norte e Bacia do Jatobá. Boletim Geociências. Petrobras, Rio de Janeiro, 15 (2): 445-453. CPRM & Serviço Geológico do Brasil. Carta Geológica. Escala 1:500000.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Jatobá. 1972. Recife: CNEM/CPRM. 76p.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Projeto Jatobá. 1973. Recife: CNEM/CPRM. 41p.

Da Silva, N.M. 1996. Paleocorrentes deposicionais na Formação Sergi. Boletim Técnico da Petrobrás, v.9, n.2, p.181-209.

Delgado, I. M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. 2003. Bizzi, L.A. et al. (Ed.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, p. 227-334.

Fambrini, G.L. 2009. A Formação Marizal (K inferior) na Bacia de Tucano Norte: exemplo de sistemas aluviais completos de término de rifte. In: XXIII Simpósio de Geologia do Nordeste, 2009, Fortaleza - CE. Anais do XXIII Simpósio de Geologia do Nordeste, 2009. p. 33-33.

Fambrini, G. L. ; Lima Filho, M. F. ; Tesser Junior, S. ; Costa, B. H. ; Jesuino, P. C. L. ; Valença, L. M. M. ; Neumann V.H.M.L. . Paleocorrentes fluviais da Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, NE do Brasil. In: XXII Simpósio de Geologia do Nordeste, 2007, Natal - RN. Atas do XXII Simpósio de Geologia do Nordeste, 2007. v. único. p. 45-45.

Fambrini, G.L.; Menezes-Filho, J.A.B.; Jesuino, P.C.L., Araújo, J.T.; Durval, L.G.L.; Neumann, V.H.M.L. 2015. Sucessão faciológica da Formação Barbalha (Aptiano), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos UFPE*, v. 25, p. 139-166.

Ferreira, J. C. 1965. Análise hidrodinâmica preliminar das bacias sedimentares do Recôncavo e Tucano. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 19, Rio de Janeiro (RJ).

Figueiredo, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probably early-Proterozoic subduction – related magmatic arc. *Journal of South Earth Sciences*, v. 2, n. 2, p. 131-145.

Figueiredo, A. M. F. ed.; Braga, J. A. E.; Zabalaga, J. C.; Oliveira, J. J.; Aguiar, G. A.; Silva, O. B.; Mato, L. F.; Daniel, L. M. F.; Magnavita, L. P. & Bruhn, C. H. L. 1994. Recôncavo Basin, Brazil: a Prolific Intracontinental Rift Basin. In: Landon, S. M. (ed). *Interior Rift Basins*. Tulsa, OK,: American Association of Petroleum Geologists. p. 157-203. (AAPG: Memoir 59).

Folk, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. The Univ. of Texas, Austin, Hemphill's. 172p.

Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, EUA, Hemphill, 182p.

Ghignone, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do estado da Bahia. In: Inda, H.A.V., org., *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; Textos Básicos*. Salvador, SME/CPM, p. 23-154.

Kuchle, J.; Scherer, C.M.S.; Born, C.C.; Alvarenga, R.S. & Adegas, F. A. 2011. Contribution to Regional Stratigraphic Correlations of the Afro-Brazilian Depression – The Dom João Stage (Brotas Group and Equivalent Units – Late Jurassic) In Northeastern Brazilian Sedimentary Basins. *Journal of South American Earth Sciences*, **31** (4), p.358-371.

Lanzarini, W. L. & Terra, G. J. S. 1989. Fácies Sedimentares, Evolução da Porosidade e Qualidade de Reservatório da Formação Sergi, Campo de Fazenda Boa Esperança, Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 3(4):365-375.

Leal, J. M. 1971. Inventário hidrogeológico básico do Nordeste, folha nº 20 – Aracaju – NE. Recie, SUDENE – Divisão de Documentação, 150p (Brasil). SUDENE – Série hidrogeologia, 34

Leite, J.F.; Pires S. de T.M.; Rocha, D.E.G.A.da. 2001. Estudo Hidrogeológico da Bacia do Jatobá-PE. Série Hidrogeologia. Estudos e Projetos. v.7. 55p.

Lima, R.P. ; Neumann V.H.M.L. ; Rocha, D.E.G.A. ; Miranda, T.S. ; Gonçalves, L.R.L. ; Barbosa, J. A. ; Santos, C.A. ; Lima Filho, M. F. ; Fambrini, G. L. ; Menezes Filho, J.A.B. . Sedimentologia e estratigrafia do paleolagaptiano da Bacia de Jatobá. In: 6o. Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás- 6 PDPETRO, 2011, Florianópolis - SC. Anais do 6o. Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, 2011. v. único. p. 33-40.

Mackenzie, W.S., and Guilford, C. 1988. *Atlas of rock- forming minerals in thin section* - Longman Scientific & Technical, New York- Sixt impression. 98p.

Magnavita, L.P., & Cupertino, J.A. (1987). Concepção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Bol. De Geoc. Petrobras*, 1(2), 119–134.

Magnavita, L. P., 1992. *Geometry and Kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brazil*. Oxford: Universidade de Oxford. Tese (Doutorado).

Magnavita, L.P., Davison, I., Kusznir, N.J., 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatoba Rift, northeast Brazil. *Tectonics* 13, 367e388.

Magnavita, L.; Destro, N.; Carvalho, M. S. S.; Milhomen, P. S.; Souza-Lima, W.

2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. Fundação paleontológica Phoenix. Ano 5. n 52.

Mascarenhas, J. F. 1979. Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H. A. V. (Ed.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Salvador: SME/COM. p. 57-165. (Textos Básicos, 2).

Medeiros, R.A.; Ponte, F.C. 1981. Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo.Salvador, Petrobrás/SEPES/DIVEN/SEN-BA, 63 p. (Acordo Petrobrás-SENAI).

Miall, A. D., 1977. A review of the braided-rivers depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13** (1), 1-62.

Miall, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Berlin, Springer, 582.

Milani, E.J. 1985. Tectônica cisalhante na evolução do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Revista Brasileira de Geociências, v.15, n.4, p 287-292.

Milani, E.J. & Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; and Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress,pp. 389-452.

Neumann, V. H.; Miranda, T. S.; Lima, R. P.; Menezes Filho, J. A.; Gonçalves, L. R. 2011. Mapeamento Geológico da Folha Poço da Cruz (SB.24-X-A-VI). Relatório Técnico. CPRM/UFPE/FADE. Programa Geologia do Brasil.

Neumann, V. H. & Rocha, D. E. G. A. 2014. Stratigraphy of the post-rift sequences of Jatobá Basin, Northeastern Brazil, p. 553-557. IN: R. Rocha et al. (eds), STRATI 2013, Springer Geology.

Neves, B. B. B.; Sial, A. N.; Beurlen, H. O Sistema de Dobramentos Sergipano: análise do conhecimento. In: Reuniao Preparatoria para o Simposio Sobre o Craton do Sao Francisco e suas faixas marginais, 1978, Salvador. Anais. Salvador: SBG, 1978. 466 p. Publicação Especial n. 3.

Paula-Freitas, A. B. L., Borghi, L., 2011. Estratigrafia de alta resolução do intervalo siliciclástico aptiano da Bacia do Araripe. Geociências, 30(4), 529-543.

Pettijohn, F.J.; Potter, P.E. e Siever, R. 1972. Sand and Sandstone. New York, Springer-Verlag. 383-43.

Ponte, F. C.; Medeiros, R. A.; Ponte Filho, F. C. 1997: Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 1 – Análise de seqüências. Simpósio sobre a Bacia do Araripe E Bacias Interiores do Nordeste, 2, 1997, Crato-Ceará. Atas.Crato;DNPM,.

Ponte, F. C.; Medeiros, R. A.; Ponte Filho, F. C. 1997: Análise estratigráfica da

Bacia do Araripe: Parte 1 – Análise de seqüências. Simpósio sobre a Bacia do Araripe E Bacias Interiores do Nordeste, 2, 1997, Crato-Ceará. Atas.Crato;DNPM,.

Rocha, da D. E. G. A. & Leite, J. F. 1999. Estudo hidrogeológico da Bacia do Jatobá - PE -geologia. Recife - v. 2. CPRM, 19p.

Rocha, da D. E. G. A. Caracterização do Intervalo Carbonático do Sistema Lacustre Aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil. Tese de Doutorado. 160p.

Rolim, J. L. 1984. Estudo da Sequência Clástica e Carbonática da Serra do Tonã, Macururé, Estado da Bahia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 155p.

Santos, R.A.; Souza, J.D. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha SC.24-Y-D Serrinha. Salvador: CPRM, 1983. 2 v. Convênio DNPM/CPRM.

Scholle, P.A. 1979. A color illustrated guide to Constituents, Textures, Cements, and Porosities of sandstones an associated rock. Memoir 28. 103p.

Silva, L. C. et al. U Pb SHRIMP ages in the Itabuna – Caraíba TTG high – grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. In: International Symposium on Granites ans Associated Mineralizations, 2., 1997, Salvador. Extended Abstract and Program. . . Salvador: SBM, 1997. p. 282-283.

Silva, L. C. et al. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base me novos dados U Pb SHRIMP: Parte III. Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro - Juruena. Revista Brasileira de Geociências, v. 32, n. 4, p. 529-544.

Varejão, F. G.; Warren, L. V.; Perinotto, J. A. J; Neumann, V. H. L; Freitas, B. T; Almeida, R. P.; Assine, M. L. 2016. Upper Aptian mixed carbonate-siliciclastic sequences from Tucano Basin, Northeastern Brazil: Implications for paleogeographic reconstructions following Gondwana break-up: p. 44-58.

Viana, C.F., Gama Jr., E.G., Simões, A., Moura, J.A., Fonseca, J.R., Alves, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. Bol. Técn. Petrobrás, 146(3/4):157-192.