

GEOLOGIA DA ÁREA SUDOESTE DA FOLHA AIRI, BACIA DO JATOBÁ, NE DO BRASIL

Flávia Araújo de Arruda Cabral¹
Virgínio Henrique Neumann²

doi: 10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v25n1p77-102

1 Programa de Pós Graduação em Geociências- UFPE, flavia_araujo7@hotmail.com

2 Departamento de Geologia- UFPE, neumann@ufpe.br

RESUMO

A região mapeada está inserida na Bacia do Jatobá, localizada na porção centro-sul do estado de Pernambuco, possuindo uma área de 250 km² com as dimensões de 25 km e 10 km de comprimento e largura, respectivamente. A Bacia de Jatobá representa a extremidade setentrional do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá cuja origem está relacionada à extensão crustal que fragmentou o Supercontinente Gondwana, dando origem ao Oceano Atlântico (Eoaptiano). A área está inserida entre o Domínio Pernambuco-Alagoas da Província Borborema, onde ocorre um embasamento Paleoproterozoico, referente às unidades Complexo Belém de São Francisco e Suíte Granítica. O preenchimento da Bacia do Jatobá, na área mapeada neste trabalho, compreende unidades da Fase Rifte da Bacia de idade Mesozoica, são elas: Formação Candeias (folhelhos e argilitos intercalados com níveis carbonáticos), Grupo Ilhas (arenitos médios a grossos, às vezes, com níveis conglomeráticos) e Formação São Sebastião (arenitos finos a grossos). Além dos Depósitos Colúvio-Eluviais de idade Cenozoica. Estão apresentados os resultados obtidos através da revisão bibliográfica, dados de campo e estudos petrográficos. Eventos tectônicos que influenciaram o embasamento adjacente da bacia produziram estruturas de interesse nas formações sedimentares estudadas, tais como: fraturas tardias e bandas de deformação. Fósseis de ostracodes foram encontrados na Formação Candeias. Recursos minerais, na área, são representados por extensos depósitos de areias encontrados em toda a porção da área de estudo.

Palavras-chave: Bacia do Jatobá, Complexo Belém do São Francisco, Fase Rifte

ABSTRACT

The mapped region is inserted in the Jatobá Basin located in the South-Central portion of the state of Pernambuco. Comprise an area of 250 km with dimensions of 25 km and 10 km in length and width, respectively. The Jatobá Basin corresponds to the north part of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift System whose origin is related to crustal extension that fragmented the Supercontinent Gondwana, giving rise to the Atlantic Ocean (Eoaptian). The area is inserted between the Pernambuco-Alagoas Domain of Borborema Province where occurs the Paleoproterozoic basement, referring the units Belém do São Francisco Complex and Granitic Suite. The sedimentary fill of the Jatobá Basin, mapped in the study area, comprises units of the Rift Phase of the Basin of Mesozoic age, they are: Candeias Formation (shales and argillaceous siltstones interfingering with carbonates), Ilhas Group (medium to coarse sandstones sometimes interfingering with conglomeratic levels) and São Sebastião Formation (coarse to fine sandstones with pebbles at the base). In addition there are colluvium-elluvium deposits of Cenozoic age. Here are presented the results obtained through bibliographical review, fieldwork data and petrographic studies. Tectonic events that affected the adjacent basement of the basin produced structures of interest in the studied sedimentary formations, for example: late fractures and deformation bands. Fossils of ostracods were found in the Candeias Formation. Mineral resources in the study area are represented by large sands deposits found in the throughout the portion of the study area.

Keywords: Jatoba Basin, Belém do São Francisco Complex, Phase Rift

INTRODUÇÃO

A literatura que trata do contexto geológico da Bacia do Jatobá é um pouco limitada. Dentre os trabalhos regionais mais 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, Boletim de Geociências da PETROBRÁS (Costa *et al.*, 2007), e mais recentemente, Geologia da Área NE da Folha Airi (Lima, 2011) e o mapa geológico da Folha Poço da Cruz (Neumann *et al.*, 2014).

O embasamento cristalino adjacente a bacia é o Domínio Pernambuco-Alagoas. Este domínio da Província Borborema foi estudado de forma extensiva por: Brito Neves (1975), Santos (1995), Medeiros e Santos (1998), Carmona (2000), Silva Filho *et al.* (2002, 2006) e Van Schmus (2008). Onde as rochas do embasamento, na área de estudo deste

trabalho, foram divididas em duas unidades litológicas: Complexo Belém do São Francisco, correlacionado com as rochas ortoderivadas do Domínio PE-AL, por estes autores supracitados e, a unidade Suíte Granítica, representadas por granitos Neoproterozoicos que intrudem o Complexo Belém do São Francisco.

Este trabalho tem como objetivo a caracterização das unidades sedimentares, que constituem a Fase Rife da bacia (Formação Candeias, Grupo Ilhas e Formação São Sebastião) assim como o estudo do embasamento cristalino (Domínio PE-AL), a partir dos dados de campo e análise petrográfica. O mapeamento geológico foi realizado na escala de 1: 50.000, ampliando assim, o conhecimento do arcabouço da bacia.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo está inserida na porção central da Bacia do Jatobá, localizada na porção centro-sul do

estado de Pernambuco, numa região conhecida com Sertão do Moxotó e está delimitada pelas coordenadas UTM: 570000E e 9040000N, 580000E e 9040000N, 570000E e 9015000N, 580000E e 9015000N. Compreende

uma área de 250 Km², de forma retangular de direção N-S, com as dimensões de 25 km e 10 km de comprimento e largura, respectivamente (Fig. 1).



Figura 1- Mapa mostrando o nordeste do Brasil, com detalhe para a localização da área de estudo.

MATERIAIS E MÉTODOS

Inicialmente, foi realizado um levantamento bibliográfico sobre a Bacia do Jatobá e seu embasamento, com o objetivo de adquirir informações que contribuíssem com o desenvolvimento do trabalho.

Posteriormente, foi realizada a fotointerpretação de toda a área de estudo, utilizando fotografias aéreas na escala 1: 70.000 da SUDENE. A partir das informações obtidas na fotointerpretação foi feita uma correlação com o mapa geológico Belém de São Francisco, elaborado pela CPRM, na escala 1: 250.000. E ainda com base no mapa topográfico da SUDENE, Folha Airi (escala 1: 100.000), foi elaborado um mapa preliminar.

Em seguida, foram executadas as etapas de campo, num total de quatro, onde foi feito o reconhecimento geológico da área, com descrição macroscópica dos afloramentos encontrados, identificando seus tipos litológicos, suas estruturas e onde também foram coletadas amostras para posterior confecção de lâminas petrográficas. Durante o mapeamento geológico, foram descritos 108 afloramentos para uma melhor caracterização das unidades mapeadas.

Na última etapa do trabalho foram feitas as descrições petrográficas das lâminas, a junção das informações adquiridas em campo com as da bibliografia e, por fim, a elaboração de um mapa geológico definitivo na escala 1: 50.000 (Fig. 2).

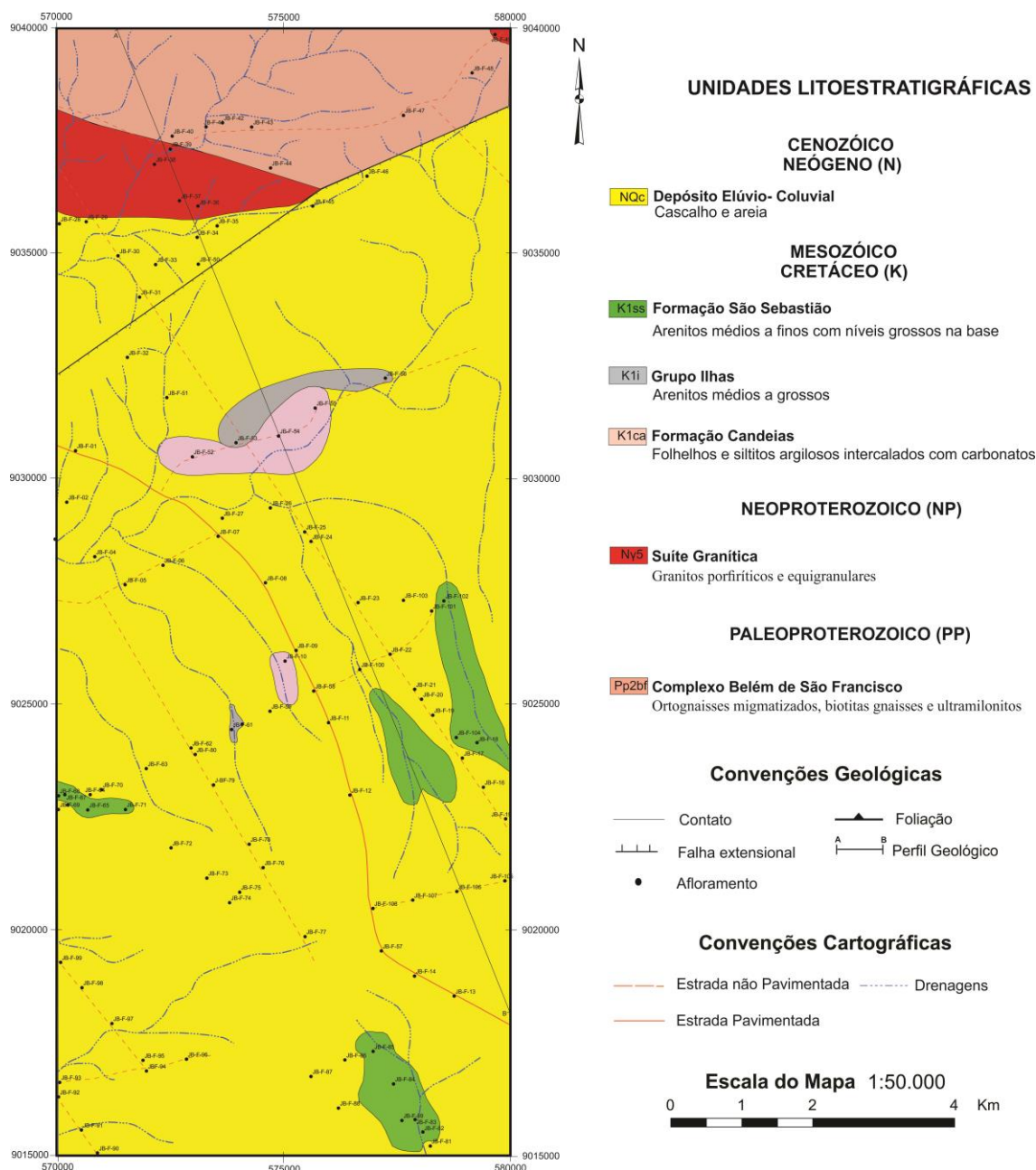


Figura 2- Mapa Geológico da área de estudo com os afloramentos visitados.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está inserida no Domínio Crustal Pernambuco-Alagoas (Van Schmus 2008), localizado no Domínio Tectônico Sul, situado entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco, e os Domínios Neoproterozóicos Sergipano e Riacho do Pontal.

A Bacia do Jatobá ocupa uma área de aproximadamente 5.600 Km² com orientação NE-SW. É limitada pelas falhas de Ibimirim ao norte, São Francisco, a oeste, que a separa da Sub-bacia Tucano Norte, e pela borda flexural nas demais direções (Magnavita, 1992 e Rocha e Leite, 1999) como mostra a figura 3.

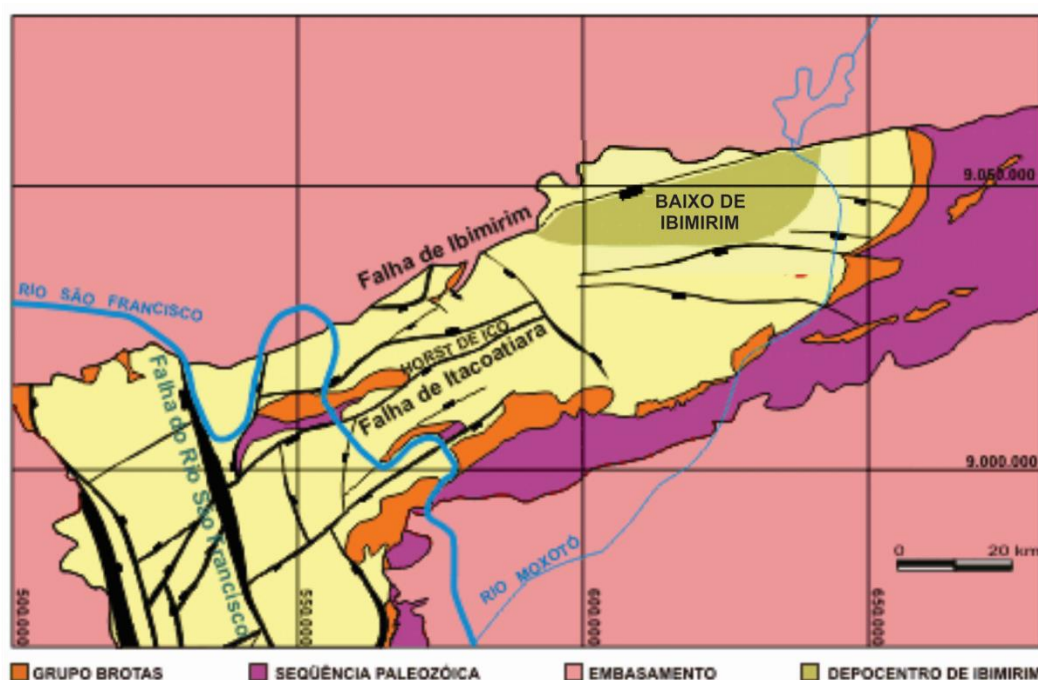


Figura 3- Limites do Arcabouço Estrutural da Bacia do Jatobá, destacando-se suas principais feições estruturais (Costa *et al.* 2003).

A Bacia do Jatobá representa a extremidade setentrional do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, que possui direção geral N-S até o Rio São Francisco, onde sofre uma inflexão para E-NE. Esta inflexão abrupta está condicionada à Zona de Cisalhamento Pernambuco, cuja reativação durante o Eocretáceo deu origem à Falha de Ibirimir, (Costa *et al.*, 2007). Sua origem está relacionada à extensão crustal que fragmentou o Supercontinente Gondwana, dando origem ao Oceano Atlântico (Eoaptiano), culminando com a separação definitiva entre a América do Sul e a África.

A configuração estrutural da Bacia do Jatobá reflete a atuação dos esforços extensionais em um embasamento heterogêneo (Magnavita, 1996). Segundo este autor, a evolução tectônica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá ocorreu dentro do contexto de separação dos continentes sul-americano e africano, em duas fases

distintas: a primeira, iniciada no Berriasiano ($\pm 130\text{Ma}$), os processos de rifteamento atuaram com os tensores de esforços distensivos orientados segundo a direção E-W; o segundo estágio deformacional, iniciado no Aptiano ($\pm 107\text{Ma}$), caracterizou-se pela implantação de um polo de rotação na região de São Luis do Maranhão e a mudança na direção de deformação para NW-SE.

A interpretação de dados sísmicos, mapas gravimétricos e geológicos, permitiu o mapeamento estrutural de feições do embasamento e a identificação de uma tectônica transcorrente como responsável pela geração e evolução da Bacia do Jatobá (Peraro, 1995).

O Rifte Recôncavo-Tucano Jatobá é constituído por uma série de meio grabens, com falhas de borda a oeste e noroeste, respectivamente. Falhas normais planares acomodam o mergulho das camadas em direção aos depocentros, a partir da margem

flexural. As camadas mergulham em direção ao depocentro, para SE desde o Recôncavo até o Tucano Central e a partir do Arco do Vaza Barris, invertem o mergulho para NW e seguindo assim até a Bacia do Jatobá. Na Bacia do Jatobá, essas falhas são sintéticas em relação à falha de borda e possuem uma orientação geral N70E (Santos *et al.*, 1990).

A Bacia do Jatobá instalou-se integralmente sobre o Domínio Pernambuco-Alagoas (Costa *et al.* 2003), porém, há fortes indícios de que na parte norte da Bacia do Jatobá, entre a Falha do Periquito e a Falha de Ibimirim possa ser ainda Terreno Alto Moxotó.

Medeiros e Santos (1998) reconheceram duas sequências metamórficas no Domínio Pernambuco-Alagoas: o Complexo Cabrobó, que é uma unidade supracrustal composto predominantemente por biotita-granada gnaisses que são localmente migmatizados e intercalados com quartzitos. Além de xistos, calcissilicáticas, anfibolitos, ortognaisses migmatitos, e o Complexo Belém do São Francisco, um segmento infra-crustal composto por migmatitos, biotita gnaisses, ortognaisses tonalíticos e leuco-granodioritos a leuco-monzogranitos.

Além destes dois complexos, o Domínio PE-AL ainda envolve ortognaisses mesoproterozóicos e vários plútons neoproterozóicos.

O presente trabalho adota a divisão estratigráfica de sucessão sedimentar proposta por Neumann *et al.* (2010), que revisando a Formação Santana de Rocha & Leite (1999) e se baseando na análise de sequências

realizadas por Ponte *et al.* (1997), a redefiniram como Grupo Santana representado pelas Formações Crato e Romualdo (Figura 4).

Estratigraficamente, esta bacia pode ser correlacionada com a Bacia do Araripe, tendo como parâmetro a análise de sequências realizadas por Ponte *et al.* (1997). Ela está dividida em cinco tectono-sequências:

1- Tectono-Sequência Beta - constitui o primeiro ciclo deposicional nas bacias intracratônicas brasileiras que representa um ciclo transgressivo-regressivo completo, e é representada nesta bacia pelas formações Tacaratu e Inajá.

2- Tectono-Sequência Pré-Rifte - é a fase precursora do episódio de rifteamento que deu origem à Margem Continental Brasileira (Ponte *et al.*, 1997), representando um ciclo sedimentar continental, caracterizado por sistemas lacustre e fluvio-eólicos. Está representada pelas formações Aliança e Sergi.

3- Tectono-Sequência Sin-Rifte - corresponde ao registro estratigráfico do estágio tectônico de ruptura crustal que deu origem ao processo de formação do Atlântico Sul e está representada pelas formações Candeias, São Sebastião e pelo Grupo Ilhas.

4- Tectono-Sequência Pós-Rifte - corresponde ao estágio de subsidência crustal regional (Medeiros & Ponte, 1981) e compreende as formações Marizal, Crato, Romualdo e Exu.

5- Tectono-Sequência Zeta - compreende as coberturas terrígenas continental, representadas pelos depósitos eluviais/ coluviais e aluvionares.

GEOCRONOLOGIA			TECTÔNICA	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	AMBIENTE DEPOSICIONAL	COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA
PERÍODO	IDADE					
Cenozóico	Neógeno	Pleistoceno		Sedimentos Aluvionares	Fluvial	Areias, siltes, argilas e lentes conglomeráticas
	Paleógeno	Oligoceno		Depósitos colúvio-eluviais	Cobertura detrítica residual	Cascalhos e areias
Mesozóico	Cretáceo	Albiano/Cenomaniano	Pós-Rifte II	Formação Exu	Fluvial entrelaçado e meandrante	Arenitos grossos a conglomeráticos com leitos finos.
		Aptiano	Pós-Rifte I	Formação Romualdo	Lacustrino raso	Siltitos e folhelhos na base e calcários e calcário coquinóide no topo
				Formação Crato	Lacustrino raso a profundo	Calcários laminados intercalados a arenitos, margas e folhelhos
				Formação Marizal	Fluvial associado a deltas	Arenitos, siltitos e argilitos, com estruturas de sobrecarga
				Barremiano	Rifte	Formação São Sebastião
		Haute-riviano				
		Valanginiano				
		Berriasiano		Grupo Ilhas	Deltaico associado a lacustre	Alternância de arenitos médios a grossos com argilitos e siltitos creme
			Formação Candeias	Flúvio-lacustre raso	Arenitos, folhelhos e siltitos argilosos intercalados com carbonatos	
	Jurássico	Tithoniano	Pré-Rifte	Formação Sergi	Fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico	Arenitos grossos a finos esbranquiçados a avermelhados com crostras lateríticas
Formação Aliança				Lacustrino raso, com influência fluvial	Folhelhos e siltitos amarronzados e esverdeados com intercalações de arenitos finos, calcarenitos e níveis de gipsita	
Paleozóico	Devoniano		Sinéclise	Formação Inajá	Marinho de plataforma rasa associada a fluvial	Arenitos finos laminados, ferruginosos com intercalações de arenitos grossos e siltitos
	Siluriano			Formação Tacaratu	Fluvial entrelaçado associado a leques aluviais	Arenitos grossos a conglomeráticos de cores cinza, rósea e vermelha com crostas lateríticas
Proterozóico				Embasamento Cristalino		Granitos, migmatitos, gnaisses, sienogranitos, monzogranitos e quartzitos.

Figura 4- Coluna Estratigráfica da Bacia do Jatobá (Neumann 2010).

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Complexo Belém de São Francisco

Os afloramentos referentes ao Complexo Belém de São Francisco foram observados na porção norte da

área mapeada. Esta unidade está representada por rochas gnáissicas ortoderivadas que se apresentam migmatizadas e, localmente, milonitizadas.

Os ortognaisses mostram-se com granulação variando de média a grossa, são melanocráticos e apresentam bandamento gnáissico definido pela alternância de bandas félsicas com composição quartzo- feldspática, e bandas máficas ricas em biotita. Estes ortognaisses mostram, localmente, feições típicas de processos de fusão parcial (gnaisses migmatizados). Também foram observadas camadas pegmatíticas que se encontram dispostas

concordantemente em relação ao bandamento gnáissico (Fig. 5).

As rochas miloníticas desta unidade são leucocráticas e caracterizadas por rochas orientadas e bastante finas, podendo assim ser classificadas como ultramilonitos, considerando que apresentam mais de 90% de matriz, provavelmente associadas a deformação intensa causada pela Zona de Cisalhamento Pernambuco que está localizada a norte da área mapeada (Fig. 6).



Figura 5- Gnaiss migmatizado com sill pegmatítico (Afloramento JB-F- 43).



Figura 6 – Rocha bastante fina e orientada classificada como ultramilonito.

Petrograficamente estes ortognaisses apresentam bastante biotita, compondo a fase máfica principal, geralmente deformada e definindo a foliação das rochas, com coloração variando de avermelhada a marrom, onde a cor mais vermelha mostrada por esses minerais placóides é resultado de uma maior temperatura do processo metamórfico ao qual a rocha foi submetida, exibindo extinção picotada (Figura 7a).

Os quartzos encontram-se estirados ocorrendo como grãos e

também em forma de subgrãos (mostrando recristalização), exibindo extinção ondulante (Figura 7b).

No grupo dos feldspatos foram observados K-feldspatos em menor proporção que os plagioclásios, pertita e textura mimerquítica (Fig. 7c). Como mineral acessório, foi encontrado epidoto. Portanto, a partir da composição mineralógica desta rocha, ela foi classificada como biotita gnaisse.

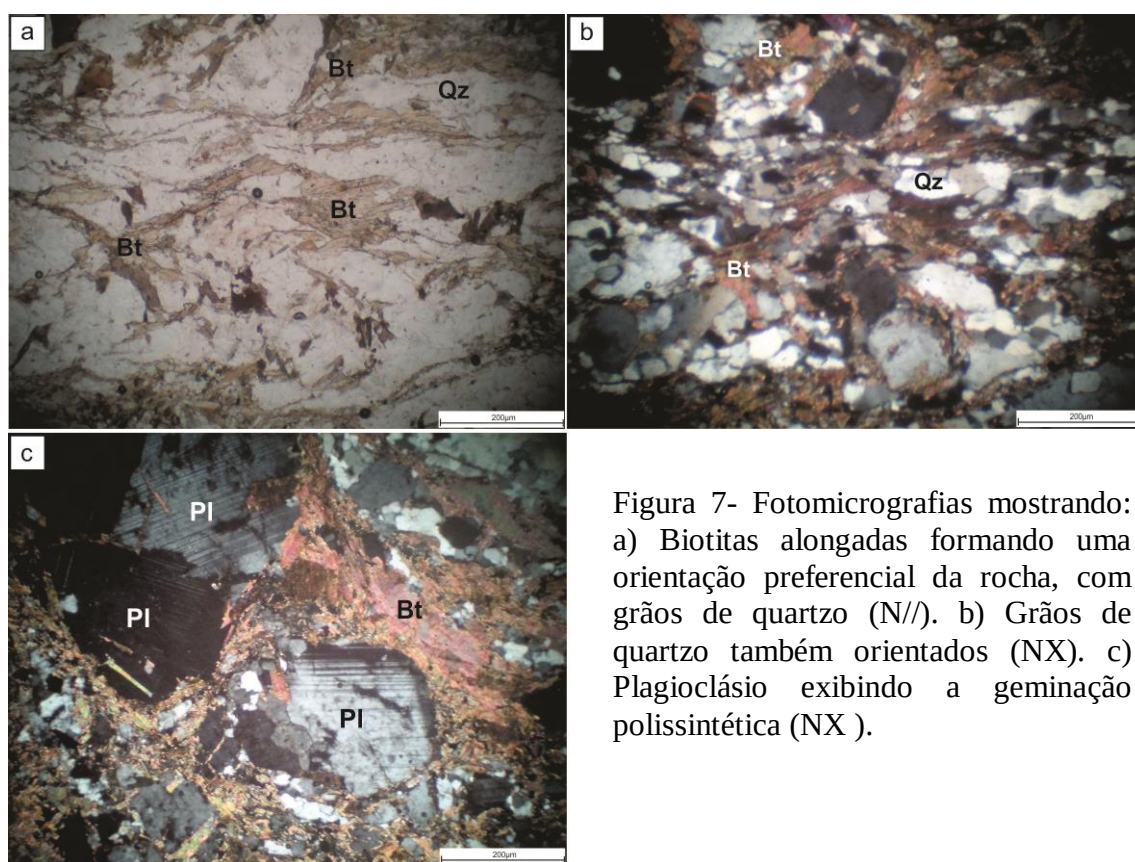


Figura 7- Fotomicrografias mostrando: a) Biotitas alongadas formando uma orientação preferencial da rocha, com grãos de quartzo (N//). b) Grãos de quartzo também orientados (NX). c) Plagioclásio exibindo a geminação polissintética (NX).

Suíte Granítica

Os afloramentos desta unidade estão localizados na porção NW e no limite NE da área.

Foram mapeados granitos constituídos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e anfibólio. Estes granitos são meso a melanocráticos e

apresentam um fácies porfirítico caracterizado por fenocristais de K-feldspato apresentando, localmente cristais de até 5 cm, segundo eixo maior, numa matriz mais fina (Figuras 8 e 9), e um fácies mais equigranular de granulação média.

Grande parte dos granitos se apresenta foliada, com minerais orientados na direção preferencial ESE-WNW, mostrando assim indício de

gnaissificação (granitos gnaissificados). Evidenciando, desta maneira uma deformação no estado sólido (Fig. 9).



Figura 8- Aspecto geral do granito porfirítico meso a melanocrático com minerais orientados na direção preferencial ESE-WNW (Afloramento JB-F-37).

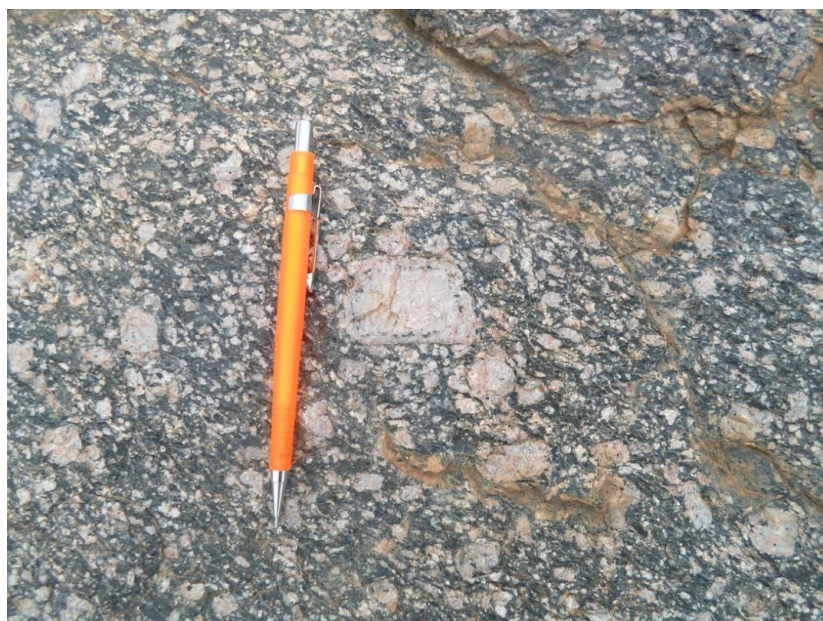


Figura 9- Fenocristais de feldspatos presentes nos granitos (Afloramento JB-F- 36).

Foram observados diques pegmatíticos cortando o granito

equigranular, em contato reto, mostrando que estes corpos graníticos já

estavam solidificados quando houve a intrusão (Fig.10).

Petrograficamente, os granitos são caracterizados por quartzos anedrais ou como agregados de subgrão, mostrando forte extinção ondulante.

Do grupo dos feldspatos alcalinos, foi observado grande quantidade (40-50%) de ortoclásio e fenocristais de pertita. Em relação aos feldspatos calcossódicos foi notada a presença, em pequena quantidade modal, de plagioclásio, definido assim pela sua típica geminação polissintética. Foi notado, localmente, intercrescimento microscópico de quartzo em feldspatos, caracterizando assim a textura mimerquítica (Fig. 11a).

As biotitas se apresentam com pleocroísmo variando de amarelo a marrom e se encontram bastante deformadas, exibindo extinção picotada (Fig. 11a).

Também foi visto cristais anédricos de anfibólios, classificados como hornblenda e arfverdsonita (Fig. 11b). Localmente, as hornblendas encontram-se alteradas, dando origem a hornblenda-actinolítica.

Como minerais acessórios, tem-se a presença de titanita, ocorrendo como cristais euédricos a anédricos, onde em alguns locais estavam englobados por biotitas e, ainda, alanita, apatita e minerais opacos (Figs. 11c e 11d).



Figura 10- Dique de pegmatito intrusivo em granito equigranular (Afloramento JB-F-49).

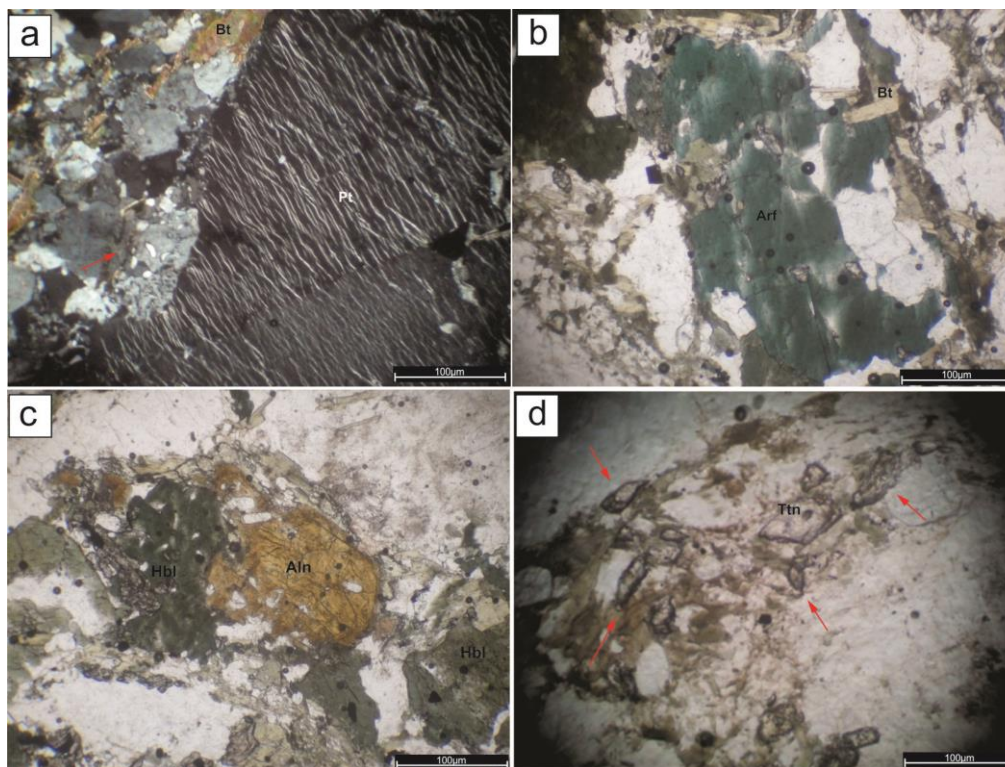


Figura 11 – Fotomicrografias mostrando: a) Pertita (Pt), biotitas (Bt), textura mimerquítica indicada pela seta vermelha (NX); b) Arfvedsonita (Arf) mostrando sua coloração típica e biotitas de coloração clara (N//); c) Cristal de allanita (Aln), parcialmente circundado por hornblenda (Hbl)(N//); d) Crsitalis de titanita (Ttn) indicados pelas setas vermelhas. (N//).

Formação Candeias

Esta é a primeira formação da fase Sin-Rifte de idade eocretácea, e a mais antiga da área estudada, a qual faz contato subjacente com a Formação Sergi e sobrejacente com o Grupo Ilhas. Encontra-se localizada na porção central da área de estudo. É constituída por rochas de granulação fina, onde foram observados folhelhos e argilitos com laminação plano-paralela, de coloração avermelhada e/ou esverdeada, intercalados com níveis carbonáticos (Fig. 12), podendo se observar até

mesmo camada de calcário mais espessa (Fig.13). Localmente, são observados argilitos maciços.

Estas litologias mostram-se bastante friáveis e intemperizadas. Em algumas partes dos afloramentos os níveis calcíferos reagem mais ao HCL, já em outras partes reagem fracamente devido ao intemperismo. Esta diminuição na reação ocorre em razão do intemperismo provocar lixiviação e a retirada de carbonatos da superfície para horizontes mais abaixo.



Figura 12- Argilitos avermelhados e esverdeados da Formação Candeias com intercalação de níveis calcíferos (JB-F-52).



Figura 13- Calcarenito com microfósseis da Formação Candeias (JB-F-55).

Estudo petrográfico do calcário da Formação Candeias mostrou a ocorrência de ostracodes. Muitas vezes estes ostracodes apresentavam-se com as valvas desarticuladas e orientadas (produto da compactação) com calcita micrita e espática. Devido ao predomínio de grãos tamanho areia, esta rocha pode ser classificada de acordo

com a classificação de Grabau (1904), como um calcarenito. No entanto, segundo a classificação de Dunham (1962) pode ser classificada como grainstone, devido a grande quantidade de grãos suportados. E, por último, como ostracodito, por se tratar de uma rocha predominantemente composta por ostracodes (Fig. 14).

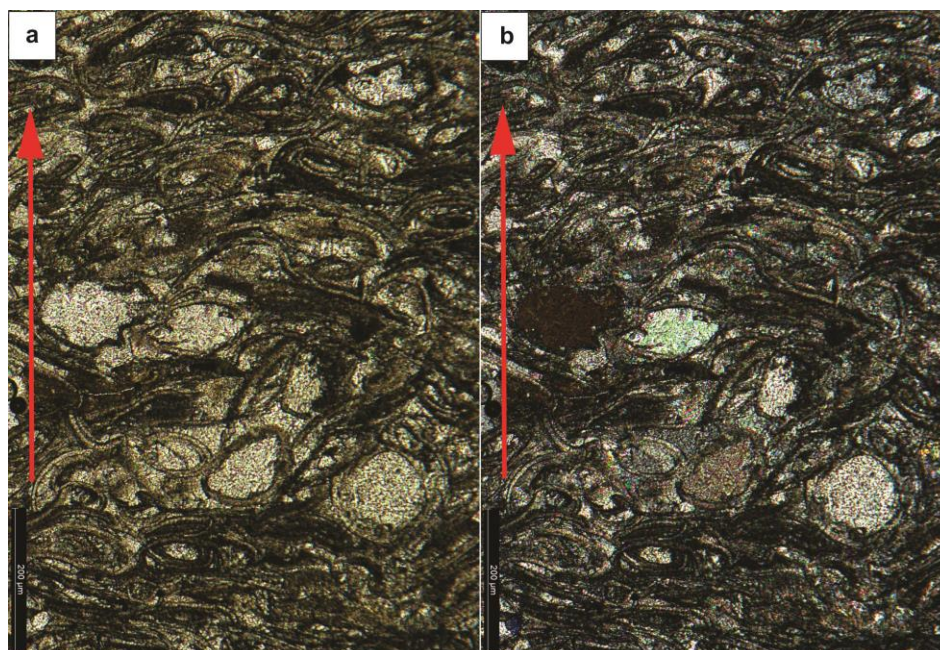


Figura 14- Fotomicrografias exibindo valvas desarticuladas e orientadas de ostracodes, onde as setas vermelhas apontam para o topo da camada; a) N//; b) NX.

Grupo Ilhas

O Grupo Ilhas faz contato subjacente com a Formação Candeias e sobrejacente com a Formação São Sebastião, podendo estar interdigitado com as mesmas. Encontra-se localizado, também, na porção central da área. É composto por arenitos médios a grossos, mal selecionados e, por vezes, com níveis conglomeráticos. Estes níveis conglomeráticos apresentam uma

gradação múltipla, onde estão intercalados níveis de arenito médio a grosso, mostrando uma sucessão de ciclos deposicionais. Estes níveis grossos e finos estão relacionados aos pulsos de energia durante a deposição onde ora são mais fortes ora mais fracos (Fig. 15). Outra estrutura encontrada nos arenitos desta unidade é o acamamento plano-paralelo (Fig. 16).

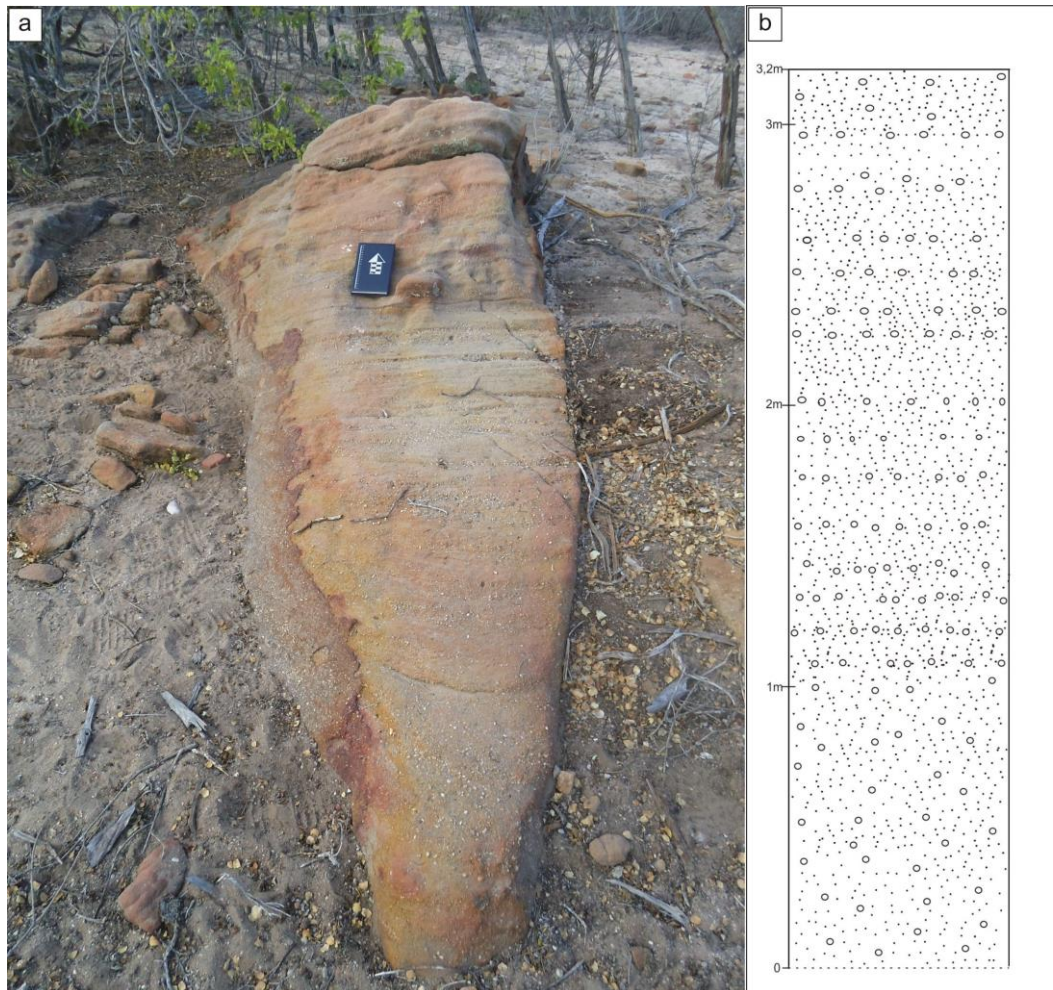


Figura 15- a) Arenito do Grupo Ilhas mostrando gradação múltipla; b) Perfil estratigráfico representando o afloramento da figura 15a representado por arenitos médios a grossos intercalados com níveis conglomeráticos (Afloramento JB-F-56).



Figura 16- Arenito intemperizado do Grupo Ilhas mostrando um acamamento plano- paralelo.

O principal componente da rocha é o quartzo, com grãos subangulosos a subarredondados e em menor proporção, foi encontrado plagioclásio. A rocha apresenta um empacotamento frouxo segundo a classificação de Kahn (1956), evidenciado pelos grãos

flutuantes indicando que a rocha não sofreu compactação expressiva. Foi observada uma porosidade primária, do tipo intergranular. E em função da alta porcentagem de quartzo em relação aos feldspatos, a rocha apresenta uma alta maturidade textural (Fig. 17).

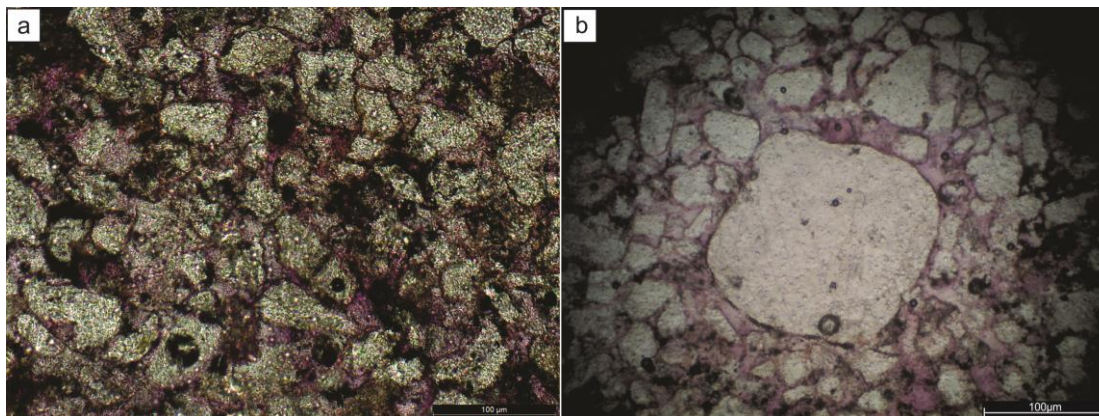


Figura 17- Fotomicrografias: a e b) Arenito do Grupo Ilhas mostrando grãos de quartzo subangulosos a subarredondados, com porosidade intergranular e empacotamento frouxo (N//).

Formação São Sebastião

Esta formação faz contato subjacente com o Grupo Ilhas e sobrejacente com a Formação Marizal e representa a última unidade estratigráfica na Bacia do Jatobá, da tectono-sequência Sin-Rifte de Ponte *et al.* (1996). É uma das unidades litológicas mais bem representada na área de estudo e, ocorre nas porções centro leste, centro sudoeste e sul, da área.

A Formação São Sebastião foi dividida, neste trabalho, em duas fácies,

a primeira, constituída por arenitos finos a grossos de coloração esbranquiçada e, por vezes, avermelhada, onde esse tom avermelhado é muitas vezes produto da oxidação e cimentação por óxido de ferro. Estes arenitos apresentam uma bimodalidade entre os grãos e são moderadamente selecionados, onde os grãos de granulação grossa se encontram bem arredondados e com alto grau de esfericidade evidenciando transporte longo. E, por fim, foram observadas as estratificações cruzada planar (Fig. 18).



Figura 18- Arenito fino a médio com estratificação cruzada planar, onde também é possível perceber o aspecto rítmico em sua coloração devido à cimentação por óxido de ferro (Afloramento JB-F-18).

A segunda fácies está representada por arenitos finos e, às vezes, variando de finos a médios. Em sua maioria, são bem selecionados de coloração esbranquiçada e, por vezes, amarelada a avermelhada com a presença de estratificação cruzada acanalada (Fig. 19).

As estruturas presentes nos afloramentos desta formação são as estratificações cruzadas planares e acanaladas.

Os sedimentos arenosos mais grossos desta unidade podem ser interpretados como depositados em um sistema fluvial. Já os arenitos finos e bem selecionados, devido a suas características típicas, sugerem retrabalhamento eólico.

A partir de medições das estratificações cruzadas nos afloramento da Formação São Sebastião, foi possível identificar o sentido das paleocorrentes, sendo este para SW e NW (Fig. 20).

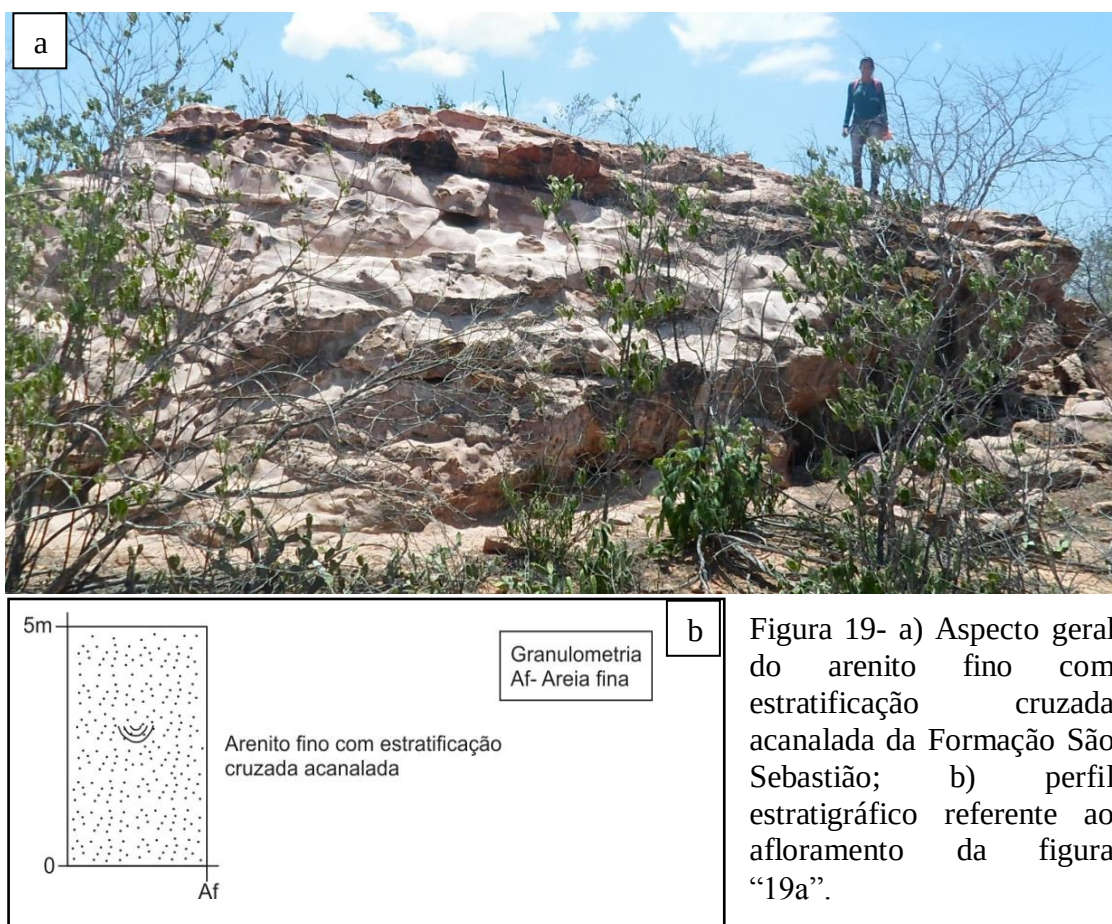


Figura 20- Diagrama de roseta mostrando o sentido das paleocorrentes dos arenitos da Formação São Sebastião.

Esta unidade apresenta uma predominância de quartzo ocorrendo tanto na forma policristalina quanto monocristalina com extinção ondulante,

às vezes, fraturados (Figuras 21a e 21b). Subordinadamente ocorrem K-feldspato, plagioclásio, moscovita e fragmentos de rocha.

Os fragmentos de rocha, representados por silexitos, perfazem 1% dos grãos do arcabouço (Fig. 21c).

A rocha apresenta-se cimentada, localmente, por cimento de óxido/hidróxido de ferro de coloração avermelhada (Fig. 21d).

Foi possível perceber a bimodalidade em relação ao tamanho dos grãos, tornando-o um arenito moderadamente selecionado, com os grãos de granulação mais grossa, bem arredondados, onde seus contatos são dos tipos côncavo-convexos e retos.

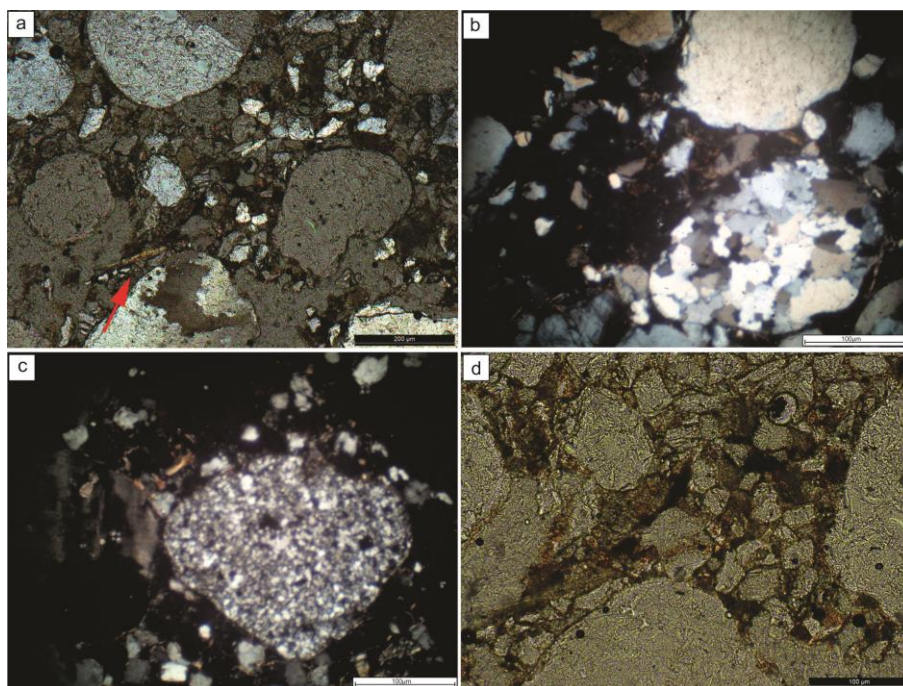


Figura 21- Fotomicrografias mostrando: a) Grãos de quartzo arredondados e bimodais e, muscovita indicada pela seta vermelha (NX); b) Quartzos mono e policristalino (NX); c) Fragmento de silexito (NX); d) Cimento de óxido/ hidróxido de ferro (N//).

Depósitos Colúvio-Eluviais

Os Depósitos Colúvio- Eluviais estão associadas ao intemperismo dos litotipos do embasamento e das sequências sedimentares. Elas ocupam áreas bastante significativas na área mapeada, presentes tanto na porção referente à bacia quanto na porção do embasamento cristalino, dificultando assim a caracterização de algumas unidades litológicas e contatos entre as mesmas.

Estes depósitos são arenosos, formando extensos areais de granulação fina a média, com coloração esbranquiçada e avermelhada, onde muitas vezes é possível identificar um provável contato entre formações devido à mudança brusca de coloração nestes sedimentos (Figuras 22a e 22b). Em alguns locais observou-se a presença de blocos rolados de litologias variadas (Fig. 22c).

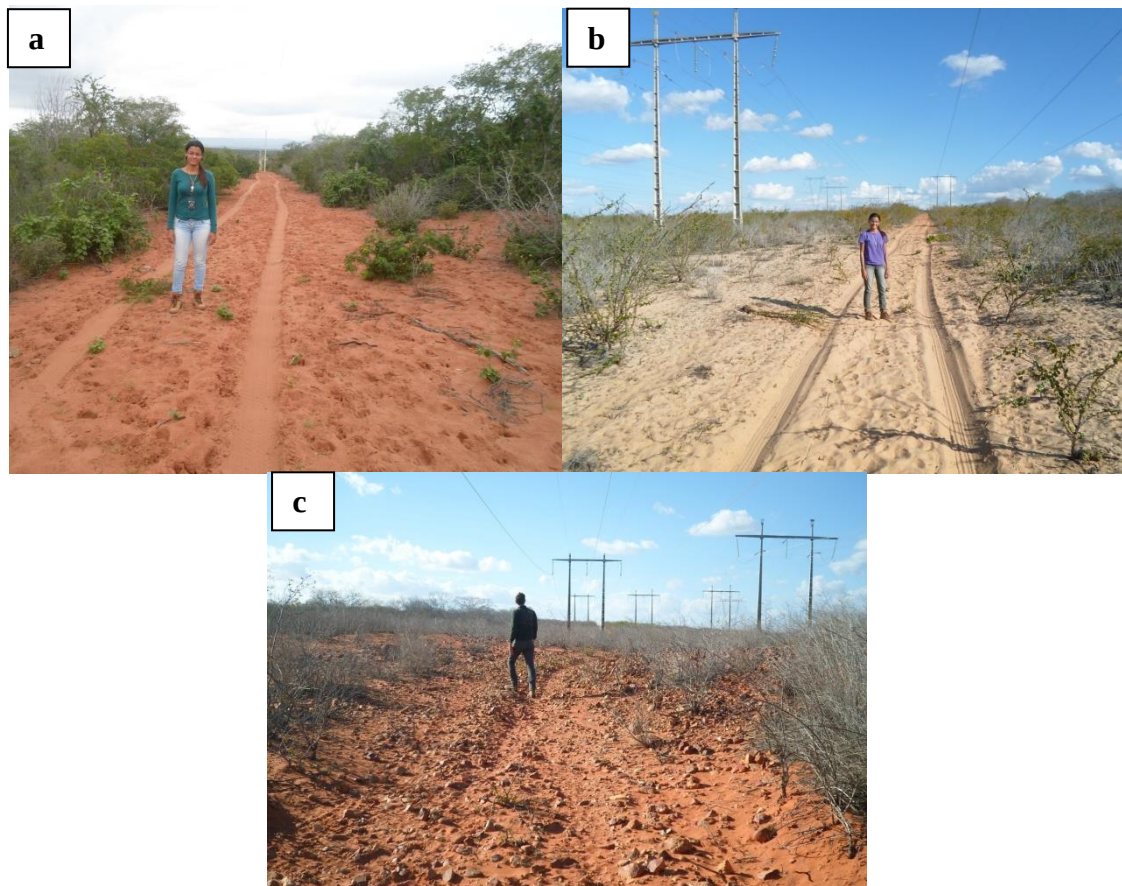


Figura 22- a) Depósito colúvio- eluvial de coloração avermelhada; b) Depósito colúvio- eluvial de coloração esbranquiçada; c) Depósito Colúvio-eluvial com areia de coloração avermelhada e blocos rolados.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

As estruturas observadas nos litotipos do embasamento da bacia foram fraturas, falhas, foliações e bandamentos. As foliações apresentam direção segundo um *trend* WNW-ESE e são caracterizadas como foliação de médio a alto ângulo, com mergulho variando de 55° a 75° para NE e SW (Fig. 23).

O comportamento dessas foliações de direções aproximadamente

E-W com forte mergulho está possivelmente associado a transcorrência da Zona de Cisalhamento Pernambuco de direção, também, E-W. Foi notado que os afloramentos mais próximos dessa Zona de Cisalhamento apresentam rochas cisalhadas e milonitizadas, ocasionalmente apresentando ultramilonitos caracterizados por rochas orientadas e de granulação bastante fina, devido a intensidade da deformação.

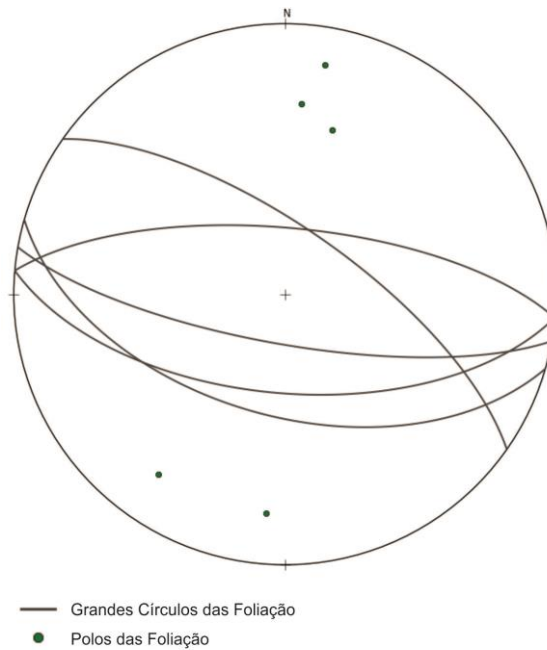


Figura 23- Projeção Estereográfica com os grandes círculos das foliações de médio a alto ângulo.

Os critérios cinemáticos observados nos diversos afloramentos da área mapeada concordam com a cinemática dextral da Zona de Cisalhamento Pernambuco, proposta por vários autores. Dentre estes, foram observados K- feldspatos em forma de sigmoide e trama S-C indicando cinemática dextral (Fig. 24). Também

foi observada a presença de banda de cisalhamento caracterizada pelo deslocamento da estrutura gnáissica ao longo dos planos de fratura indicando uma cinemática dextral (Figura 25). Além desta, foram observadas várias outras fraturas tardias de direções preferenciais NW e NE (Fig. 26).

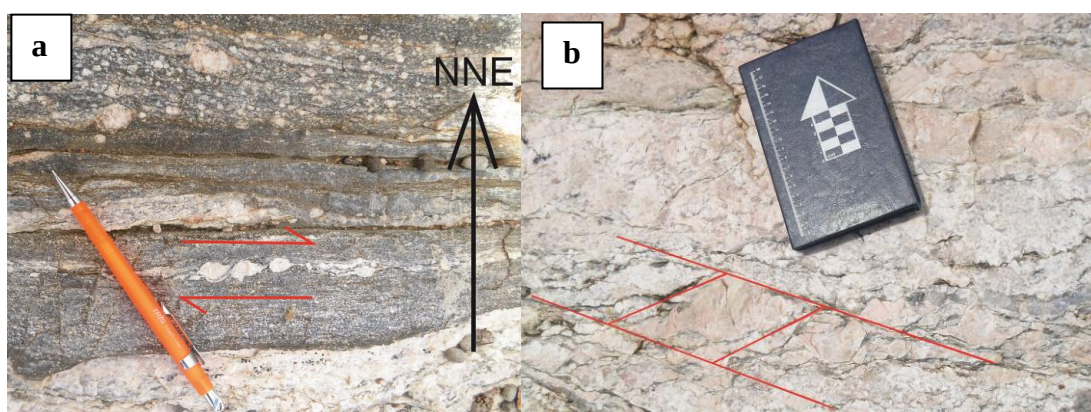


Figura 24- a) Sigmóides de feldspatos indicando cinemática dextral; b) Trama S-C indicando cinemática dextral.

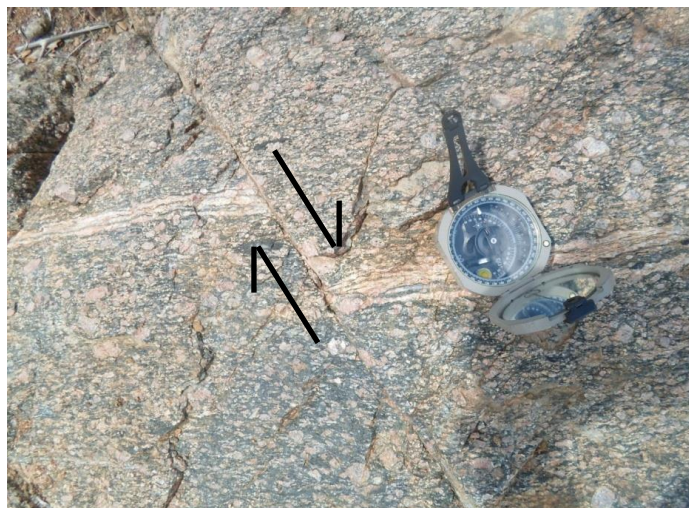


Figura 25- Banda de cisalhamento na direção 225Az indicando cinemática destal.

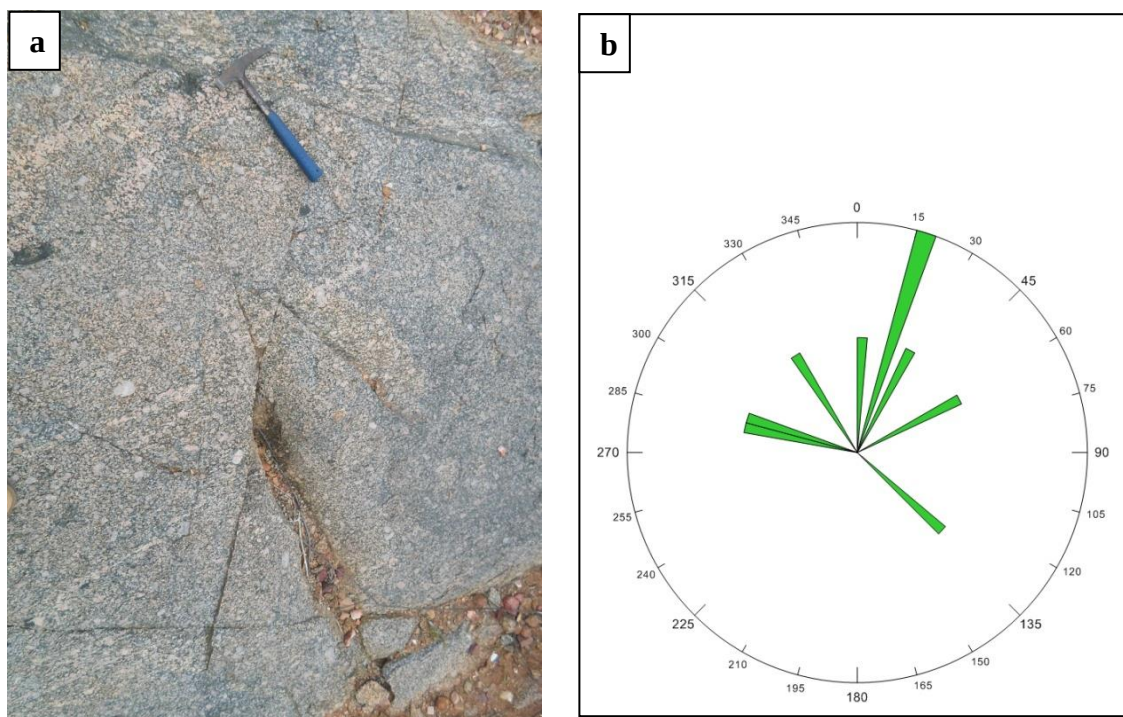


Figura 26- a) Fraturas tardias distribuídas em várias direções; b) Diagrama de roseta com fraturas tardias observadas nos afloramentos do embasamento.

Nos afloramentos referentes às litologias sedimentares, foi observado que os arenitos, com maior frequência os da Formação São Sebastião, apresentam muitas bandas de deformação, estruturas típicas de estilo rúptil, que causam diminuição de

porosidade local e, conseqüentemente a redução da permeabilidade.

A observação de bandas de deformação permite afirmar que o local está próximo a zona de falha. Elas ocorrem tanto individuais (singles) quanto em aglomerados (clusters), com estes últimos ocorrendo normalmente

anastomosados (Fig. 27). Em muitos casos, foram observados que muitas dessas bandas de deformação (bandas de compactação) estão cortadas por estruturas posteriores que apresentam

rejeitos de cerca de 2cm e espessura milimétrica, caracterizadas como bandas de desagregação (Fig.28). Estas estruturas ocorrem em várias direções diferentes, como mostrado na figura 29.



Figura 27- Aglomerado de bandas de deformação dispostas de forma anastomosada.



Figura 28- Bandas de compactação cortadas por bandas de cisalhamento (tardias), com direção de deslocamento indicadas pelas setas pretas.

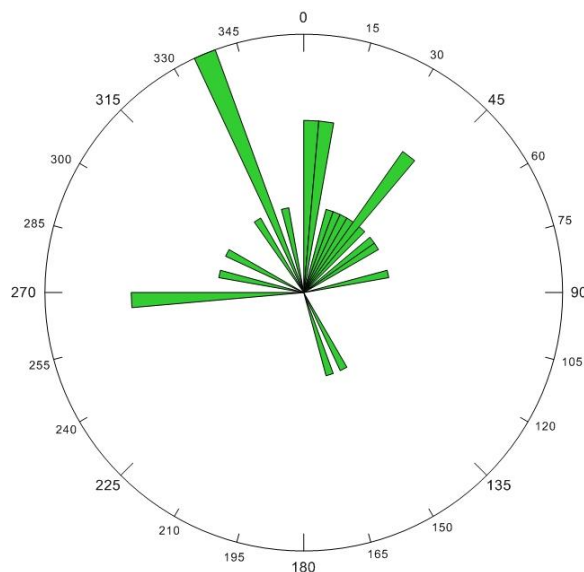


Figura 29- Diagrama de roseta com direções das bandas de deformação encontradas nos arenitos.

CONCLUSÕES

A área de estudo está localizada no Domínio Tectônico Sul da Província Borborema, mais precisamente no Domínio Crustal Pernambuco- Alagoas, composta por um embasamento contendo rochas ortoderivadas Paleoproterozoicas intrudidas por granitos Neoproterozoicos, além das unidades sedimentares de idades Mesozoica e Cenozoica.

As unidades litológicas identificadas a partir do mapeamento geológico foram seis, sendo duas do embasamento cristalino e quatro unidades sedimentares, são elas: a unidade ortoderivada denominada Complexo Belém de São Francisco (ortognaisses migmatizados e, localmente, milonitizados), a unidade granítica intrusiva denominada Suíte Intrusiva (granitos porfiríticos e equigranulares), Formação Candeias (folhelhos e argilitos intercalados com níveis carbonáticos e com conteúdo fossilífero), Grupo Ilhas (arenitos médios a grossos e, às vezes, conglomeráticos), Formação São Sebastião (arenitos variando de finos a

grossos) e Cobertura Elúvio-Coluvial (sedimentos inconsolidados).

Em relação ao Grupo Ilhas, não foram encontrados afloramentos representando sua fácies pelítica. Ficando assim representada, apenas, por arenitos.

A Formação São Sebastião está constituída por duas fácies, uma representada por arenitos finos a grossos com estratificação cruzada planar possivelmente representando a fácies fluvial desta unidade. E outra composta por arenitos finos e, às vezes finos a médios com estratificação cruzada acanalada. Apresentando sentido das paleocorrentes tanto para SW quanto para NW.

No que diz respeito à geologia estrutural da área, nas rochas do embasamento, as foliações estão possivelmente relacionadas a grandes estruturas como a Zona de Cisalhamento Pernambuco, por apresentarem direção e cinemática semelhantes.

Observou-se a presença de bandas de deformação nos arenitos,

principalmente da Formação São Sebastião, possivelmente relacionadas ao período de intensa atividade tectônica, no qual estes sedimentos da Fase Sin-Rifte da Bacia do Jatobá foram depositados.

Agradecimentos

Agradecimentos ao Projeto Três Furos nas Bacias Tucano Norte, Araripe, Jatobá, fruto do Convênio UFPE/FADE/PETROBRAS e ao CNPq.

REFERÊNCIAS

- Brito Neves, B. B., 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência 198p.
- Carmona, L. C. M., 2000. Geologia, geoquímica e avaliação econômica do migmatito Rosa Imperial, domínio meridional da Província Borborema, NE do Brasil. 187 f. Dissertação (Mestrado)- Universidade Federal de Pernambuco, Natal.
- Costa, I.P.; Milhomem, P. S., 2003. Carvalho, M. S. S. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Jatobá. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix.
- Costa, I. P.; Bueno, G. V.; Molhomem, P. S.; Silva, H. S .R. L.; Kosin, M. D., 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. Boletim de Geociências da Petrobras, v.15, n.2, 445-453.
- Leite, J. F.; Pires S. T.M.; Rocha, D.E.G.A.2001. Estudo Hidrogeológico da Bacia do Jatobá-PE. Série Hidrogeologia. Estudos e Projetos. v.7, 55p.
- Lima, R. P. 2011. Mapeamento geológico da área nordeste da Folha Airi.Relatório de Graduação em Geologia. DEGEO. Centro de Tecnologia e Geociências. UFPE.
- Magnavita, L. P.,1992. Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford, Tese de doutorado.
- Magnavita, L. P. 1996. Estruturas e tectônica do Rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Cap. XI, Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia. SGM, Salvador: 239-259.
- Medeiros, R. A., Ponte, F. C., 1981 Roteiro geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia). PETROBRÁS/SEN- BA.
- Medeiros, V. C., and Santos, E. J., 1998. Folha Garanhuns (SC.24-X-B, escala 1:250.000). Internal report, CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Recife, Brasil.
- Neumann, V. H., Rocha, D. G. A., Moraes, A. S., Sial, A. N., Taboada-Castro, M. T., Barbosa, J. A., Fambrini, G. L., Carvalho, R. R., 2010. Microfacies carbonáticas e comportamento isotópico de C e O nos calcários laminados aptianos lacustres da Serra Negra, Bacia de Jatoba, Nordeste do Brasil. Estudos Geológicos v. 20 (1), p. 89-100.
- Neumann, V. H.; Miranda, T. S.; Lima, R. P.; Menezes Filho, J. A.; Gonçalves, L. R. 2014. Mapeamento Geológico da Folha Poço da Cruz (SB.24-X-A-VI). Relatório Técnico. CPRM/UFPE/FADE. Programa Geologia do Brasil (noprolo).
- Peraro, A. A., 1995. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira De

- Geofísica, 4, 1995. Rio de Janeiro. Resumos expandidos. Rio de Janeiro: SBGf, 1995. 2v. il. v 1, p. 1-3.
- Ponte, F. C.; Medeiros, R. A.; Ponte Filho, F. C., 1997. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 1- Análise de sequências. In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias interiores do Nordeste, 2, Crato-Ceará. Atas. Crato; DNPM.
- Rocha, D. E. G. A. e Leite, J. F., 1999. Estudo hidrogeológico da Bacia do Jatobá – PE. Geologia. Série Hidrogeologia – Estudos e Projetos – vol. 2, 20p., ilustrado.
- Santos, C. F.; Cupertino, J. A. & Braga, J. A. E., 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Origem e evolução das bacias sedimentares, PETROBRAS, Rio de Janeiro.
- Santos, E.J., 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: Acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província da Borborema. Doctor Thesis, Universidade de São Paulo, 220pp.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., and Van Schmus, W.R., 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil; Nd isotopic data from Neoproterozoic granitoids: Gondwana Research, v. 5, p. 409–422.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Silva, J.M.R., Osako, L., Van Schmus, W.R., Cocentino, L., and Verde, V.V., 2006. Sm-Nd isotopic mapping and tectonic setting of Proterozoic metamorphic successions, orthogneisses and Neoproterozoic granites from the PEAL massif and its relevance for the crustal evolution of the Borborema Province, in SBG eds., 43rd Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú, Brazil, Abstract, 20 p.
- Van Schmus, W. R.; Oliveira E. P.; Silva Filho, A. F.; Toteu, S. F.; Penaye, J.; Guimarães, I. P., 2008. Proterozoic Links Between the Borborema Province, NE Brazil and the Central African Fold Belt.