

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

Charlysson Xavier Góis Dantas

Estudo Geodinâmico e Evolução Tectono-Estrutural
de Parte das Bacias de Sergipe-Alagoas (Região entre
Igreja Nova-AL e Propriá-SE) no Mesozóico

Dissertação de Mestrado

2011

Orientador: Mário Ferreira de Lima Filho (UFPE)

Coorientação: Sérgio Pacheco Neves (UFPE)

CHARLYSSON XAVIER GÓIS DANTAS
Geólogo, Universidade Federal de Pernambuco, 2009

ESTUDO GEODINÂMICO E EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DE
PARTE DAS BACIAS DE SERGIPE-ALAGOAS (REGIÃO ENTRE IGREJA
NOVA-AL E PROPRIÁ-SE) NO MESOZÓICO

Dissertação que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientado pelo Profº Mário Ferreira de Lima Filho e coorientado pelo Profº Sérgio Pacheco Neves, em preenchimento parcial para obter o grau de mestre em Geociências, área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 27 de julho de 2011.

Recife, PE

2011

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço especialmente a meus pais pela vida, educação e incentivo pela escolha profissional. Aos meus irmãos pela cumplicidade e conselhos. A Beatriz Saboya pelo incentivo a conclusão deste trabalho.

Aos professores Mário Filho, Sérgio Pacheco e Gelson Fambrini, agradeço pela ajuda nas fases de campo e preparação do trabalho. Foram sempre acessíveis e extremamente prestativos. Agradeço também por ter feito parte do projeto RIFTE.

A todos os professores e funcionários do Departamento de Geologia/UFPE e do Programa de Pós-Graduação em Geociências.

Agradeço aos meus amigos da geologia pelos incentivos, amizade e excelentes momentos na graduação e pós-graduação, em especial a Ítalo Rodrigo de Lima Barreto, pela ajuda nas etapas de campo e César Filgueiras pela ajuda na elaboração do mapa.

À Petrobras e ANP pelo Apoio Financeiro.

À Universidade Federal de Pernambuco.

RESUMO

A região localizada entre Igreja Nova-AL e Propriá-SE apresenta feições estruturais muito importantes para o auxílio da compreensão da evolução geodinâmica da Bacia Sergipe-Alagoas. Neste trabalho foi realizado um estudo tanto em afloramentos, através da coleta da orientação das falhas com suas respectivas cinemáticas, quanto detalhando as feições estruturais mapeadas através de sensoriamento remoto.

O principal *trend* das falhas presentes na região estudada apresenta a orientação NE-SW, com mergulho SE. Estas falhas normais compõem o conjunto de falhas regionais que controlaram o basculamento da bacia, segundo os diversos modelos de evolução geodinâmicos propostos para a Bacia Sergipe-Alagoas. Outro *trend* encontrado é o NW, associado a falhas inversas e de transferência. Ainda há algumas falhas normais NS mapeadas em campo. A partir dos dados obtidos, é sugerido um modelo híbrido, que associa interpretações de diferentes autores para a evolução geodinâmica da bacia. Este modelo possui três principais fases: A primeira, uma fase transtensional proposta por Lana (1985), de idade Rio da Serra a Aratu, caracterizada por uma transcorrência de direção N45W, com a formação de falhas transcorrentes de direção N30E e N30W e falhas normais de direção N-S. A segunda, é assinalada por uma transpressão de idade Neo-Jiquiá, reativando as falhas N-S como transcorrentes sinistrais. Relacionadas a esta fase, há também falhas transcorrentes dextrais de direção WNW e dobramentos NE-SW e o Domo de Igreja Nova. A origem dessa transpressão estaria na reativação da falha reversa-oblíqua de São Miguel do Aleixo ocorrida no Neo-Jiquiá. A terceira e última fase, de idade Alagoas, é marcada por uma distensão de direção NW-SE, reativando as falhas NE como normais. É nesta etapa que o depocentro principal da bacia é formado.

Palavras-Chave: Domo de Igreja Nova, Falhas normais, Falhas de transferência, Bandas de deformação, Bacia Sergipe-Alagoas.

ABSTRACT

The zone placed between Igreja Nova-AL and Propriá-SE expose very significant structural features in the understanding of geodynamic evolution of the Sergipe-Alagoas basin. In this thesis it was made a study both in outcrops, through the collection of the orientation of faults with their respective kinematics, as detailing how the structural features mapped through remote sensing.

The main fault trend in the studied area show a NE-SW orientation, with a SE dip. The NE-SW faults composes the group of faults that controlled the basin's extension, according to several geodynamic evolution models proposed to the Sergipe-Alagoas basin. Other important structural trend studied was the NW-SE, associated to transfer and reverses faults. Still some NS dip-slip faults was mapped in the field. From the data collected, is suggested by the author of this thesis a hybrid model that associate different author's interpretations to the geodynamic evolution of the basin. This model has three main stages: The first, a transtensional stage, proposed for Lana (1985), with a Rio da Serra/Aratu age, characterized by a transcurrence with N45W of direction, associated with N30E and N30W strike-slip faults and NS dip-slip faults. The second stage is marked by a transpression with a Neo-Jiquiá age, reactivating the NS faults as sinistral strike-slip faults. There are also transcurrents dextral faults of WNW direction and a NE-SW fold, the Igreja Nova Dome. The origin to this transpression is related to the reactivation of the São Miguel do Aleixo reverse-oblique fault, occurred in the Neo-Jiquiá. The third and last stage, of Alagoas age, it's marked by a NW-SE distension, reactivating NE faults as dip-slip. In this stage the depocenter of the basin is formed.

Key-Words: Igreja Nova Dome, Dip-Slip faults, Transfer faults, Deformation bands and Sergipe-Alagoas basin.

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 – Mapa de pontos da área estudada com todas as localizadas da região.....	03
FIGURA 2 – Mapa de localização da área e principais vias de acesso. Fonte: http://maps.google.com.br/maps	02
FIGURA 3 – Província Borborema e seus setores: Norte, Central e Sul. Fonte: Medeiros, 2004.	07
FIGURA 4 - Faixa Sergipana: divisão dos domínios. MSZ, BMJSZ, SMASZ, ISZ que representam respectivamente as zonas de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga. (Oliveira <i>et al</i> , 2006).....	09
FIGURA 5 – Mapa tectônico simplificado do Nordeste do Brasil com localização da Faixa Sergipana (1) e Yaoundé (2) (Oliveira <i>et al</i> , 2006).	09
FIGURA 6 – Arcabouço da Bacia Sergipe-Alagoas. (Souza Lima <i>et al.</i> , 2002).	15
FIGURA 7 – Carta Estratigráfica da Sub-bacia Alagoas. (Campos Neto <i>et al</i> , 2007).....	23
FIGURA 8 – Carta Estratigráfica da Sub-bacia Sergipe. (Campos Neto <i>et al</i> , 2007).....	24
FIGURA 9 – Localização do Domo de Igreja Nova. (Souza Lima, 2006).	25
FIGURA 10 – Anticlinal com eixo de direção NE-SW, com caimento suave para sul. Possui dois sinclinais, um na parte ocidental com eixo NW-SE e mergulho para norte, e outro, na parte oriental com mergulho das camadas para S-SW. (Souza Lima, 2006).	26
FIGURA 11 – Correlação entre estruturas teóricas previstas em uma zona de cisalhamento simples, criada por um binário N45°E, e estruturas observadas na bacia. Reproduzido de Lana (1985).	30
FIGURA 12 – Modelo proposto para a seqüência do rifteamento na Bacia Sergipe-Alagoas. Reproduzido de Lana (1985)..	31
FIGURA 13 – Evolução tectônica da Bacia Sergipe-Alagoas do Aratu ao Nealbiano, em 4 ciclos, caracterizados por uma distensão E-W, seguida de três pulsos de distensão NW-SE. Rancan, 2008.....	33
FIGURA 14 – Modelo idealizado por Falkenhein <i>et al.</i> 1985 (apud Cainelli, 1987) mostrando as mudanças nos eixos de tensões de acordo com a evolução do rifteamento (1° - distensão W-E, originando falhas normais N-S; 2° - cisalhamento transpressional reativando as falhas com direção N-S como transcorrentes sinistrais, falhas dextrais de direção WNW e dobramentos W-E; por ultimo, o terceiro estágio onde ocorreu distensão crustal com criação da linha de Charneira Alagoas. Reproduzido de Cainelli (1987).	34

FIGURA 15 – Mapa regional do contexto em que está inserida a Bacia Sergipe-Alagoas, com destaque para as zonas de fratura de Sergipe e Maceió (Mohriack, 2003).	35
FIGURA 16 – Unidades estudadas na região em destaque.	37
FIGURA 17 – Micaxisto Granatífero composto por biotita, muscovita, quartzo e porfiroblastos milimétricos a centimétricos de granada.	39
FIGURA 18 – Estauroлита formando cristal subédrico e fraturado. Está em contato reto com os minerais que o circunda. Objetiva de 4x. Nicóis Cruzados.	40
FIGURA 19 – Relevo ondulado a plano, representado os micaxistos granatíferos e ao fundo cristas de quartzitos.	41
FIGURA 20 – Cristais de biotita definindo uma foliação insipiente e grãos anédricos de quartzo e plagioclásio. A. Nicóis Paralelos. B. Nicóis Cruzados. Objetiva 4x.	41
FIGURA 21 – Enclaves de composição diorítica, pertencentes ao granito-granodiorito grosso a porfirítico, com megacristais de K-F zonados, que possivelmente está relacionado a associação alcalina de alto potássio.....	42
FIGURA 22 – Diamictito pertencente a Formação Batinga. É caracterizado por clastos imersos numa matriz siltico argilosa de coloração acinzentada, e distribuídos de forma dispersa.	43
FIGURA 23 – Exposição do diamictito pertencente ao Mb. Mulungu, na Pedreira do Cabo Teixeira. Em destaque alguns blocos imersos na matriz siltico-argilosa.	44
FIGURA 24 – Arenitos grossos, com níveis conglomeráticos bem desenvolvidos. Os clastos que estão presentes nos níveis conglomeráticos são subangulosos, composição predominantemente feldspática e tamanho variando de pequenos seixos a grânulos.	45
FIGURA 25 – Alternância de camadas de siltitos e folhelhos de cor mais acinzentada com arenitos finos de coloração mais esbranquiçada.....	46
FIGURA 26 – <i>Climbing ripples</i> presente no membro Boacica.....	46
FIGURA 27 – Contato discordante entre os arenitos finos eólicos da Formação Aracaré (Topo) e os siltitos intercalados com arenitos finos do Mb. Boacica da Formação Batinga (Base).....	48
FIGURA 28 – Modelos de fácies para a Formação Batinga, depositado num ambiente subglacial com influência de processos costeiros e plataformais. Fonte: Cruz, 1994.....	49
FIGURA 29 – Folhelhos avermelhados associados a tapetes microbianos e estromatólitos silicificados.....	47
FIGURA 30 – Estratificação cruzada tabular em arenito pertencente a fácies eólica da Formação Aracaré.....	49

FIGURA 31 – Arenito bimodal, subarredondado, composto predominantemente de quartzito (98%).	50
FIGURA 32 – Afloramento da Formação Bananeiras. Nota-se a intensa alteração da rocha, porém é possível observar sua coloração vermelha característica.....	51
FIGURA 33 – Conglomerado arenoso da Formação Serraria. Os clastos são compostos por pedaços de quartzitos angulosos a subangulosos em sua maioria.	55
FIGURA 34 – Estratificação cruzada acanalada, com pequenos seixos na base gradando para arenitos grossos a médios no topo.	55
FIGURA 35 – Nível conglomerático com gradação normal. Observam-se pequenos seixos subarredondados na base e arenitos grossos no topo.....	56
FIGURA 36 – Estratificações cruzadas de pequeno a médio porte em destaque no arenito grosso pertencente a Formação Serraria. Notar a presença de níveis conglomeráticos bem desenvolvidos na base da estratificação constituídos por pequenos seixos subangulosos a subarredondados.	56
FIGURA 37 – Seção estratigráfica levantada na Formação Serraria. Notar a presença de um nível com arenitos correspondentes a dunas eólicas.	57
FIGURA 38 – Estratificação cruzada de pequeno porte encontrada no arenito médio a fino moderadamente selecionado da Formação Serraria.	58
FIGURA 39 – Acamamento deformado, possivelmente um acamamento convoluto.....	58
FIGURA 40 – Intervalos de litotipos individualizados na Formação Serraria (Garcia, 1991).	59
FIGURA 41 – Arcabouço constituído por arenito médio a grosso. Grãos subarredondados a subangulosos. Composta em quase sua totalidade por quartzito.	60
FIGURA 42 – Arenito grosso pertencente a Formação Serraria com uma cimentação silicosa muito expressiva.	61
FIGURA 43 – Cimentação ferruginosa eliminando a porosidade primária sendo intergranular.	61
FIGURA 44 – Arenito muito fino esbranquiçado, com acamamento de atitude 264Az/18°/174Az.	62
FIGURA 45 – Folhelho cinza-esverdeado intemperizado pertencente a Formação Feliz Deserto.	62
FIGURA 46 – Estrutura de fluidização presente na Formação Penedo.	63
FIGURA 47 – As extensas áreas planas e mais elevadas, caracterizada por tabuleiros e platôs, indicados pelas setas, são as feições geomorfológicas que assinalam essa formação.....	64

FIGURA 48 – Depósitos aluvionares na beira do Rio São Francisco. Geomorfologicamente estes sedimentos ocupam as áreas mais baixas formando extensas planícies de inundação. ..	65
FIGURA 49 - Parte do afloramento localizado no povoado Olho D'água do Tablado com alguns planos de falhas medidos na Formação Serraria. Neste ponto os planos possuem a direção variando entre 35 e 55 Az e mergulho mínimo de 10° e máximo de 35°.	67
FIGURA 50 – Estereograma dos planos de falha encontrados no afloramento do povoado de Olho D'água do Tablado. Notar rejeitos variando de verticais a oblíquos, indicado pelas estrias.....	68
FIGURA 51 – Plano de falha na Formação Serraria, com estrias encontradas em bom estado de conservação. As estrias medidas nesse plano possuem 143Az/32°.....	68
FIGURA 52 – Banda de deformação relacionada ao desenvolvimento do plano de falha na Formação Serraria.....	65
FIGURA 53 – Plano de falha na Formação Serraria, com atitude 10Az/55°/100Az, e estrias de atitude 120Az/ 50°. As estrias observadas estão indicadas pela lapiseira azul....	69
FIGURA 54 – Estereograma dos planos de direção NE encontrado no afloramento 3439. Notar rejeitos variando de oblíquos a laterais, todos com mergulho suave a moderados.....	70
FIGURA 55 – Estereograma dos planos de direção NW encontrados no afloramento 3439. Notar rejeitos variando de verticais a oblíquos. Os planos possuem mergulhos suaves a moderados.....	70
FIGURA 56 – As falhas estão divididas por setor: Norte, localizado acima de Igreja Nova e Sul, abaixo. Observar predominância dos <i>trends</i> NE e NW. Fonte: Silva, 2007.....	71
FIGURA 57 – Estereograma dos planos de falha encontrados no embasamento. Notar direções predominantes NNE e WNW.....	72
FIGURA 58 – Falha de direção 35Az e mergulho vertical, com estrias de direção 265Az e mergulho de 30°. Plano localizado ao norte da cidade de Igreja Nova.....	72
FIGURA 59 – Zona falhada de atitude 143 Az/40°/NE deslocando um veio de quartzo. Este deslocamento está indicando uma cinemática sinistral para esta falha..	73
FIGURA 60 - Ressaltos pertencentes ao plano de atitude 264Az/subvertical, com estrias de direção 264Az/22°.....	73
FIGURA 61 – A esquerda diagrama mostrando a predominância de mergulhos fortes no diagrama de densidade e a direita observam-se as principais direções obtidas nas fraturas estudadas, NE e NW, respectivamente, representadas no diagrama de roseta.....	74

FIGURA 62 – A esquerda diagrama mostrando a predominância de mergulhos suaves no diagrama de densidade e a direita observam-se as principais direções obtidas nas fraturas estudadas, NNE e NNW, respectivamente, representadas no diagrama de roseta.....74

FIGURA 63 – Modelo de desenvolvimento de falhas a partir de bandas de deformação em arenitos porosos. A: A deformação ocorre concentrada nas terminações das bandas simples para a formação dos primeiros *clusters*; B: As superfícies de deslizamento maiores coalescem para formarem uma superfície de falha. A densidade dos *clusters* aumenta, e novas superfícies de deslizamento continuam a se formar dentro deles; C: O aumento da acumulação de deslocamento é concentrado na superfície de falha. Algumas superfícies de deslizamento continuam a ser nucleadas dentro da zona de danos. D: A espessura da zona de danos da falha aumenta com a deformação. Fonte: Ferreira, 2004.....76

FIGURA 64 – Evolução microestrutural para formação de banda de deformação. (1) Empacotamento hexagonal inicial dos grãos de areia; (2) Deslizamento dos grãos ao longo de um plano de cisalhamento contendo menos pontos de contato; (3) Microfraturamento dos grãos formando uma zona de catáclase com redução de porosidade.....76

FIGURA 65 – Diagrama de roseta gerado a partir das orientações das bandas de deformação medidas em campo. Notam-se quatro *trends* principais: NE-SW, NW-SE, N-S e E-W.....78

FIGURA 66 – Banda de deformação associada a planos de falhas de orientação NE-SW.....79

FIGURA 67 – Mapa estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas. Nota-se a linha de charneira de orientação N45E controlado por falhamentos de mesma direção. Em destaque, o Domo de Igreja Nova. Fonte: Lana, 1990.....80

FIGURA 68 – Estiramento NW-SE responsável pela estruturação NE-SW encontrada na região. Fonte: Cruz, 2008.....81

FIGURA 69 – Banda de deformação de direção NE (traço cheio) cortando outra de direção N-S (traço pontilhado), gerando rejeito lateral. Isto evidencia a existência de uma fase em que os falhamentos NE foram transcorrentes. Por último, banda de deformação com direção NW (ponto e traço) corta a de direção NE, o que comprova que estas atuaram como falhas de transferência para as falhas normais de direção NE, numa fase de estiramento posterior.....82

FIGURA 70 – Estereograma dos planos de direção NE encontrado no afloramento próximo a reserva indígena (3439). Em destaque estrias indicando movimentação lateral, ou seja, a possível existência de uma transcorrência.....82

FIGURA 71 – Estereograma dos planos de direção NW. Em destaque estrias oblíquas indicando a existência de transcorrência na área associada a este *trend*, possivelmente relacionada as falhas de transferência e alívio encontradas na porção norte e central da área estudada.....83

FIGURA 72 – Mapa regional do Rifte do Tucano-Recôncavo-Jatobá e Bacia Sergipe Alagoas. Notar a influência da Falha de São Miguel do Aleixo na formação do Domo de Igreja Nova. Legenda: VB – Arco de Vaza-Barris; 1 – Cobertura cenozóica; 2 -Recôncavo-Jatobá e Bacia Sergipe Alagoas; 3 – Traço da foliação principal; 4 – Falha distensional normal-oblíqua; 5 – Zonas de Cisalhamento direcionais (dúctil ou rúptil); 6 – Lineamento; 7 – Falhas de empurrão; 8 – Falha reverso-oblíqua; 9 – Mergulho da foliação; 10 – Foliação vertical; 11 – Falha distensional. Modificado de Destro, 2002.84

FIGURA 73 – Modelo de evolução tectono-estrutural proposto para a região estudada.....88

FIGURA 74 – Contexto tectônico da Microplaca de Sergipe durante a fase pré-drifte. Notar que enquanto a Bacia do Recôncavo encontrava-se em regime distensivo, a Bacia de Sergipe-Alagoas estava em regime direcional. Com o fim da fase rifte a Bacia do Recôncavo evoluiu para um aulacógeno, Jatobá evoluiu como bacia transtenssiva, Arcoverde como zona transpressiva e Sergipe-Alagoas para margem passiva. Modificado de Szatimari *et. al*, 1987.....89

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1 – Quadro comparativo de todos modelos para evolução tectônica da Bacia Sergipe-Alagoas. Fonte: Borba, 2009.....36

TABELA 2 – Classificação de litofácies sedimentares de ambientes fluviais de Miall (1978).....48

SUMÁRIO

Capítulo 1. Introdução	1
1.1– Apresentação	1
1.2 – Justificativa.....	1
1.3 Objetivos do Trabalho.....	1
1.4 – Caracterização da área de estudo	2
1.4.1 - Localização geográfica e vias de acesso.....	2
1.4.2 – Materiais e métodos	4
1.4.3 - Aspectos fisiográficos.....	5
Capítulo 2 – Geologia Regional	7
2.1 – Embasamento	7
2.1.1 – Introdução	7
2.1.2 – Faixa Sergipana.....	8
2.1.2.1 – Domínio Estância	10
2.1.2.2 – Domínio Vaza Barris	10
2.1.2.3 – Domínio Macururé	11
2.1.2.4 – Domínio Marancó.....	12
2.1.2.5 – Domínio Poço Redondo	12
2.1.2.6 – Domínio Canindé.....	13
2.2 – Bacia Sergipe-Alagoas	14
2.2.1 – Introdução	14
2.2.2 – Litoestratigrafia.....	16
2.2.2.1 - Grupo Igreja Nova.....	16
2.2.2.2 - Grupo Perucaba	17
2.2.2.3 – Grupo Coruripe.....	17
2.2.2.4 – Grupo Sergipe.....	20
2.2.2.5 – Grupo Piaçabuçu	21
2.2.2.6 – Grupo Barreiras	22
2.2.2.7 – Corpos Vulcânicos.....	22
2.2.3 – O Domo de Igreja Nova.....	25
2.2.4 - Evolução Tectono-Sedimentar	27
2.2.4.1 - Evolução Tectônica	29
Capítulo 3 - Caracterização Litoestratigráfica e Petrográfica	37

3.1 – Introdução.....	37
3.2 – Embasamento	39
3.2.1 – Micaxistos granatíferos (Npm)	39
3.2.2 – Ortognaisse (APPgm)	41
3.2.3 – Granitóides Brazilianos (Npy)	42
3.3 – Bacia Alagoas.....	43
3.3.1 – Grupo Igreja Nova	43
3.3.1.1 – Formação Batinga.....	43
3.3.1.2 – Formação Aracaré.....	47
3.3.2 – Grupo Perucaba.....	51
3.3.2.1 - Formação Bananeira.....	51
3.3.2.2 – Formação Serraria.....	52
3.3.2.3 – Formação Feliz Deserto.....	61
3.3.2.4 – Formação Penedo	63
3.3.3 - Depósitos do Neógeno.....	64
3.3.3.1– Formação Barreiras.....	64
3.3.3.2 – Cobertura Quaternárias.....	64
Capítulo 4 – Geologia Estrutural	66
4.1 – Introdução.....	66
4.2 – Falhas	66
4.2.1 – Bacia Sergipe-Alagoas.....	66
4.2.2 – Embasamento.....	71
4.3 – Bandas de deformação	75
4.3.1 – Mecanismos de formação: Aspectos Gerais	75
4.3.2 – Início de falhas: fatores controladores	77
4.3.3 – Mecanismos de perturbação da tensão local	77
4.3.4 - Análise das bandas de deformação.....	78
4.4 – Interpretação dos dados estruturais e associação aos modelos cinemáticos	80
Capítulo 5 – Discussão e conclusões.....	85
Bibliografia.....	90
Anexos.....	94

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

1.1– APRESENTAÇÃO

Esta dissertação apresenta uma síntese das informações coletadas durante as etapas de campo realizadas no período de 2009.2 a 2011.1. Nessas etapas foram levantados dados relacionados à geologia estrutural, como falhas e bandas de deformação, além de uma caracterização litoestratigráfica das unidades encontradas nos afloramentos.

Este documento é parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Mestre com ênfase na área de Geologia Sedimentar e Ambiental, pelo Programa de Pós-Graduação de Geociências (PPGEOC) do Departamento de Geologia (DGEO), vinculado ao Centro de Tecnologia e Geociências (CTG) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). O trabalho foi orientado pelo Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho e pelo Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves. A elaboração deste relatório teve o suporte financeiro para a execução dos trabalhos de campo através do projeto “*Estudo Geodinâmico e Evolução Estratigráfica (Pré-Rifte/Rifte) das Bacias Sedimentares Sergipe/Alagoas, Recôncavo-Tucano Sul, Camamu-Almada, Pelotas e Pernambuco, e de seus Embasamentos Cristalinos*”, desenvolvido pelo grupo de pesquisadores do LAGESE (Laboratório de Geologia Sedimentar), do departamento de Geologia da UFPE, coordenado pelo Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.

1.2 – JUSTIFICATIVA

Trata-se de uma área de grande importância no estudo da evolução geodinâmica da bacia já que abriga dezenas de afloramentos de boa qualidade, tanto para a geologia estrutural, quanto para estudos litofaciológicos. Apesar dos trabalhos já realizados, há uma ausência de um estudo específico relacionado à evolução geodinâmica desta região aplicando os dados estruturais levantados.

1.3 OBJETIVOS DO TRABALHO

Esta dissertação tem como principal objetivo reavaliar os conhecimentos sobre o arcabouço estrutural da porção terrestre da Bacia Sergipe-Alagoas. A região estudada encontra-se no limite entre a Bacia Sergipe-Alagoas e a Faixa Sergipana, mais precisamente entre os municípios de Própria-SE e Igreja Nova-AL. Através de estudos de campo e da interpretação de produtos de sensoriamento remoto obteve-se novos

Assim a comparação dos novos dados levantados com os modelos de evolução geodinâmica já criados para a Bacia Sergipe-Alagoas, terá como objetivo a constatação da validade destes modelos, ou a necessidade da criação de um novo.

1.4.1 - Localização Geográfica e Vias de Acesso

This is a detailed map of the state of Pernambuco, Brazil. The map displays a network of roads, including federal highways (BR) and state highways (PE, AL, BA, SE). Major cities and towns are labeled, such as Recife, Caruaru, Garanhuns, and Maceió. A compass rose is located in the bottom right corner, and a scale bar is in the bottom left. An inset map in the top left corner shows the location of Pernambuco within the borders of Brazil.

Fonte: <http://maps.google.com.br/maps>.

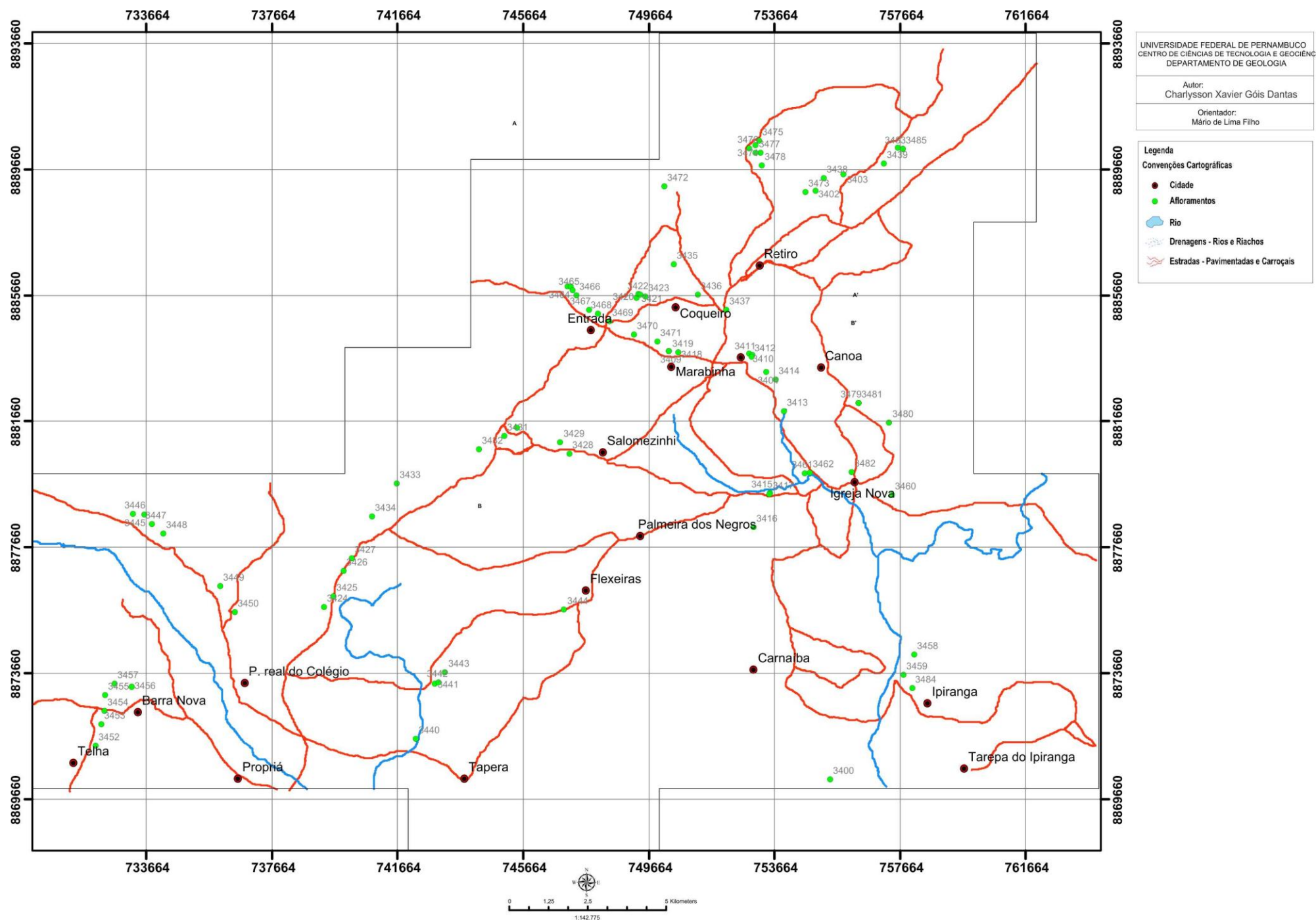


Figura 1 – Mapa de pontos da área estudada com todas as localizadas da região.

1.4.2 – Materiais e Métodos

O método aplicado para o estudo da área foi dividida nas seguintes etapas:

1. Levantamento e revisão bibliográfica disponível para a Bacia Sergipe-Alagoas, além da Faixa Sergipana, com ênfase nos trabalhos com conteúdo relacionados à evolução tectônica e geologia estrutural da área.
2. Reconhecimento prévio da região por meio da análise da carta topográfica Propriá, SUDENE, na escala de 1:100.000 (Folha Propriá) e de fotografias aéreas em escala de 1:50.000. Foi também utilizado como mapa base a folha de Igreja Nova do DNPM realizada em conjunto com a Petrobrás e com escala de 1:50.000. Foram reunidas bases dos limites vetoriais da área, todos obtidos através do site do IBGE pelo link: <http://www.ibge.gov.br/home/>, além da imagem de satélite (*World Imagery*) obtida a partir do link: <http://resources.esri.com/arcgisdesktop/> no site da ESRI (empresa fabricante do *software* ArcGIS). Tudo isso sobreposto a um relevo suave em efeito de transparência, mostrado pelo MDT (Modelo Digital do Terreno), material esse obtido no site da EMBRAPA pelo link: <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/index.htm>.
3. Elaboração de um mapa preliminar da área.
4. Atividades de campo: foram realizados levantamentos referentes ao mapeamento geológico básico, tais como o detalhamento dos aspectos litofaciológicos. No entanto, a ênfase deste trabalho foi a coleta de dados estruturais da área como, por exemplo, a orientação de falhas, com suas respectivas características cinemáticas, quando possível.
5. Análise da direção das diversas falhas mapeadas através de imagens de satélite e fotografia aéreas.
6. Coleta de amostras de mão para a posterior confecção de lâminas delgadas.
7. Descrição petrográfica através de seções delgadas em microscópio óptico.
8. Utilização de softwares FaultKinwin para tratamento dos dados estruturais, ArcGis para elaboração do mapa final e Corel Draw na construção dos painéis e imagens utilizados na dissertação.
9. Elaboração do relatório final.

A análise estrutural da área, principal produto desta dissertação, está baseada nas falhas encontradas na área mapeada, seja em mapas anteriores ao elaborado neste trabalho, ou novas falhas estudadas nas etapas de campo. A análise foi realizada de acordo com as seguintes etapas:

- 1) Interpretação das falhas encontradas através de interpretações de produtos de sensoriamento remoto (fotografias aéreas e imagens de satélite), associado às falhas já localizadas em mapeamentos pré-existentes;
- 2) Interpretação das falhas estudadas nas etapas de campo;
- 3) Comparação dos dados obtidos em campo com os modelos de evolução geodinâmicos existentes;
- 4) Elaboração de um modelo de evolução geodinâmico final.

1.4.3 - Aspectos Fisiográficos

O município de Igreja Nova está localizado na região sul do Estado de Alagoas, limitando-se com o município São Sebastião, a sul com o Rio São Francisco, a oeste com o município Porto Real do Colégio e a leste com Penedo. A área municipal ocupa 428,8 km², inserida na mesorregião Leste Alagoana e na microrregião de Penedo.

A sede do município tem uma altitude de aproximadamente 14 metros e coordenadas geográficas de 10° 07' 30'' de latitude sul e 36° 39' 43,2'' de latitude oeste.

O relevo da região de Igreja Nova faz parte das unidades de superfície retrabalhadas, bastante dissecada por vales profundos. São observadas, por vezes, cristas alongadas, representadas por rochas alongadas, representadas por rochas sedimentares, muitas vezes, arenitos com uma cimentação rica em Si e de dureza extremamente elevada. A região litorânea de Pernambuco e Alagoas é caracterizada pelo “mar de morros” que antecede a Chapada da Borborema, com solos pobres e vegetação de floresta hipoxerófila.

O clima é do tipo tropical chuvoso com verão seco. O período chuvoso começa no outono/inverno, com início em dezembro/janeiro e término em setembro. A precipitação média anual é de 1.128,6 mm.

Os solos dessa unidade são representados pelos latossolos nas baixas vertentes, sendo pouco profundos e com déficit de sais; pelos planossolos e brunos não-cálcicos

nos baixios ondulados, sendo rasos e de boa fertilidade; pelas areais nos topos planos de ondulação, sendo excessivamente drenados; pelos solos litólicos residuais e solos aluviais nos fundos de vales estreitos.

O município de Igreja Nova está inserido na bacia hidrográfica do Rio São Francisco, sendo banhado pelo Rio Boacica, que o atravessa no sentido N-S e pelo Rio Perucaba, que corta a porção leste do município. O padrão de drenagem dominante é dendrítico.

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – EMBASAMENTO

2.1.1 – Introdução

A Província Borborema (PB) está situada geograficamente no Nordeste Brasileiro e compreende uma área de aproximadamente 450.000 km². Geologicamente, corresponde a porção oeste de uma extensa faixa orogênica Brasileira - Panafricana formada a partir da convergência dos crátons Amazônico, São Luís - Oeste Africano e São Francisco - Congo. A convergência e aglutinação dos crátons durante o Neoproterozóico formaram o supercontinente Gondwana Oeste. A subsequente fragmentação do Gondwana Oeste durante o Mesozóico ocorreu devido a abertura do Oceano Atlântico Sul responsável pela configuração atual dos continentes Sul-Americano e Africano.

A PB é usualmente dividida em setores norte (setentrional), central (transversal) e sul (meridional) pelos Lineamentos Patos e Pernambuco (Figura 3). Tanto o lineamento Patos quanto o Lineamento Pernambuco são divididos em dois segmentos principais. O primeiro consiste das zonas de cisalhamento Patos e Campina Grande. O Lineamento Pernambuco é dividido nas zonas de cisalhamento Pernambuco Oeste e Pernambuco Leste (Neves e Mariano, 1999).

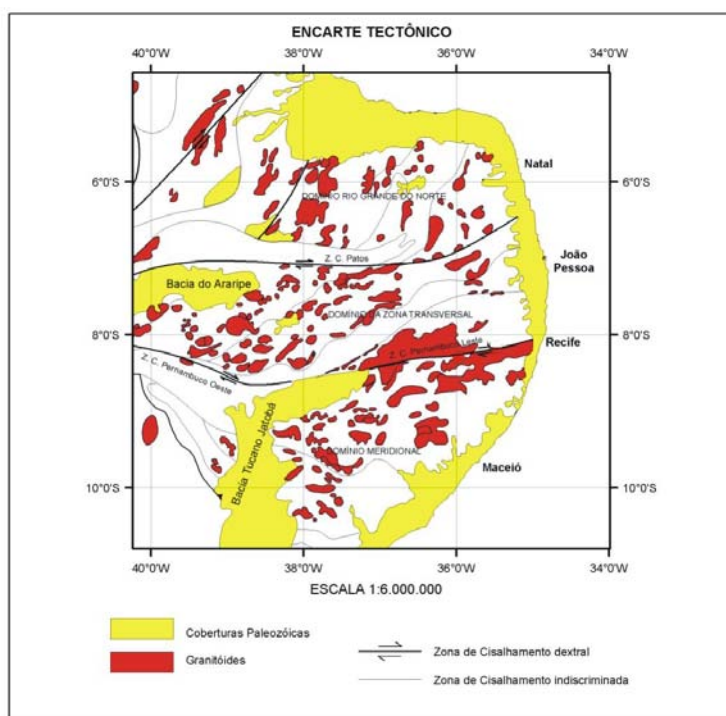


Figura 3: Província Borborema e seus setores: Norte, Central e Sul.
Fonte: Medeiros, 2004.

A área de estudo encontra-se inserida no Setor Sul (Domínio Meridional) da Província Borborema, mais especificamente no Domínio Macururé da Faixa Sergipana. O Domínio Meridional situa-se entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e o limite norte do Cráton do São Francisco-Congo. Este domínio foi dividido em quatro subdomínios: faixas móveis Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipano e o Terreno Pernambuco-Alagoas. As faixas móveis neoproterozóicas Rio Preto e Sergipano possuem seqüências metassedimentares suavemente deformadas próximo ao Cráton do São Francisco, além de associações vulcanossedimentares nas porções distais. O Terreno Pernambuco-Alagoas consiste de um embasamento granítico-migmatítico intrudido por plútons brasileiros com dimensões batolíticas.

2.1.2 – Faixa Sergipana

A Faixa Sergipana corresponde a um cinturão metavulcano-sedimentar neoproterozóico de direção NNW-SSE, intrudido por granitóides sin a pós-tectônicos nos períodos Criogeniano a Ediacarano (D’el-Rey Silva, 1995; Silva Filho *et al.*, 2003; Oliveira *et al.*, 2006), que possuem ocorrência restrita à porção setentrional da mesma. Em seu embasamento estão rochas das janelas estruturais dos domos de Itabaiana, Simão Dias e Jirau do Ponciano (ortognaisses predominantes, com ocorrência subordinada de supracrustais, com idades neoarqueanas e paleoproterozóicas).

A Faixa está limitada ao norte pelo Maciço Pernambuco-Alagoas e ao sul pelo Cráton São Francisco. A porção oeste é seccionada pela Bacia do Tucano e a porção leste atua como embasamento para a Sub-bacia de Sergipe. Ela é formada por seis domínios litoestratigráficos (Davison & Santos, 1989): Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé, Vaza Barris e Estância (Figura 4). Estes três últimos domínios são compostos principalmente de rochas metassedimentares e apresentam crescente metamorfismo. No Domínio Estância o grau metamórfico é baixo ou não ocorre. O Domínio Vaza Barris está na fácies xisto-verde e o Domínio Macururé na fácies anfibolito.

A Faixa Sergipana foi formada durante a colisão continental entre os crátons São Francisco-Congo e Maciço Pernambuco-Alagoas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano (Oliveira *et al.*, 2006.) (Figura 5).

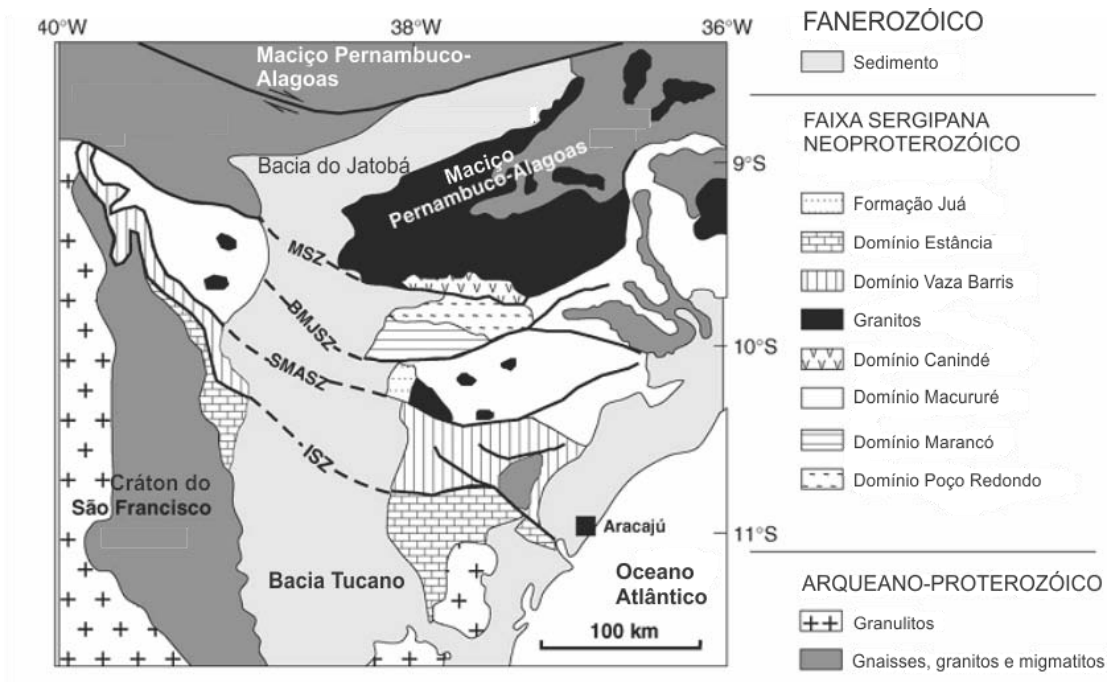


Figura 4: Faixa Sergipana: divisão dos domínios. MSZ, BMJSZ, SMASZ, ISZ que representam respectivamente as zonas de cisalhamento Macururé, Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e Itaporanga. (Oliveira *et al*, 2006).

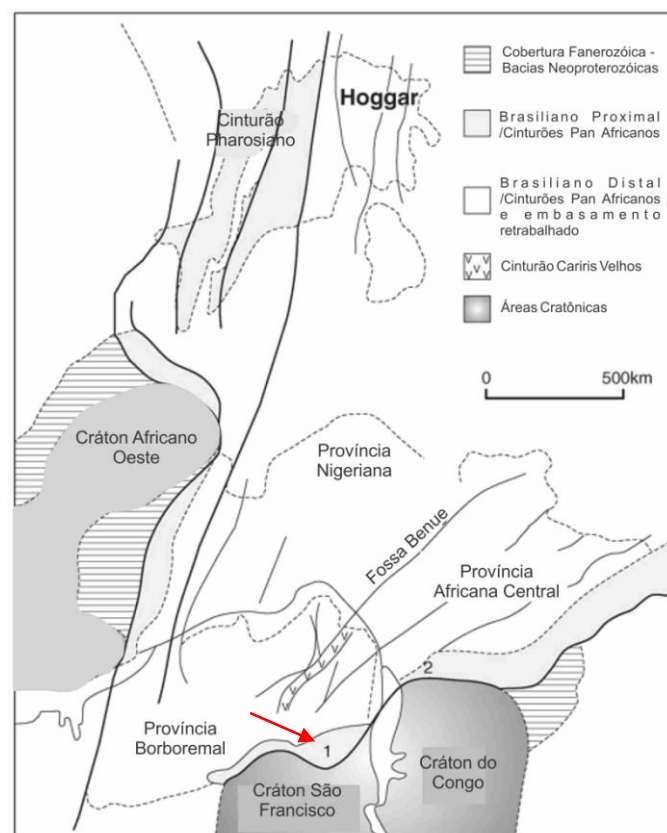


Figura 5: Mapa tectônico simplificado do Nordeste do Brasil com localização da Faixa Sergipana (1) e Yaoundé (2). (Oliveira *et al*, 2006).

O Cráton do São Francisco, ao sul, é representado por *greenstone belts* e terrenos de alto grau com idades aproximadamente entre 2080 e 3400 Ma. O Maciço Pernambuco-Alagoas, ao norte, compreende rochas do Arqueano e Paleoproterozóico. São gnaisses e migmatitos intrudidos por granitóides Brasileiro/Pan-Africanos (Oliveira *et al*, 2006).

2.1.2.1 – Domínio Estância

Constituí-se no domínio mais meridional da Faixa de Dobramentos Sergipana, composto pelos sedimentos anquimetamórficos depositados em não conformidade sobre rochas gnáissicas do embasamento cratônico na borda nordeste do Cráton do São Francisco. É composto da base para o topo dos arenitos e argilitos da Formação Jueté, dolomitos e carbonatos da Formação Acauã, arenitos e argilitos da Formação Lagarto e arenitos e lentes de conglomerados associadas da Formação Palmares. Estes sedimentos, predominantemente psamíticos, são interpretados como cronocorrelatos, em parte, com aqueles depositados mais a norte, na faixa dobrada propriamente dita. Podem também incluir sedimentos tardios, originados do retrabalhamento do orógeno. Limita-se com o Domínio Vaza-Barris pela Zona de Cisalhamento Itaporanga (CPRM, 1997).

2.1.2.2 – Domínio Vaza-Barris

O Domínio Vaza-Barris compõe-se principalmente de metassedimentos psamopelito-carbonáticos de baixo grau metamórfico dos grupos Miaba, Simão Dias e Vaza-Barris. O Grupo Miaba é composto pelos quartzitos/conglomerados na base da Formação Itabaiana, seguido acima por filitos, metagrauvacas e clorita xistos da Formação Ribeirópolis e por metapelitos da Formação Jacoca. O Grupo Simão Dias é composto por arenitos/folhelhos da Formação Lagarto-Palmares, metasiltitos da Formação Jacaré e por metagrauvacas, filitos e metarritmitos da Formação Frei Paulo. Datações de U-Pb em zircões detríticos nas metagrauvacas da Formação Frei Paulo variaram entre 657, 1039, 1934 até 2715 Ma; O zircão mais jovem encontrado possui a idade de 615 Ma, sendo esta a idade de deposição mais jovem (Oliveira *et al.*, 2006). As estruturas principais são dobramentos antiformais e sinformais de grande porte, com vergência para SSW, associados à cavalgamentos e transcorrências. Redobramentos

coaxiais são freqüentes, e o metamorfismo atinge a fácies xisto-verde. Vulcanismo ocorre muito restritamente e não há registro de plutonismo (CPRM, 1997).

2.1.2.3 – Domínio Macururé

A área de estudo está inserida neste domínio, que se compõe predominantemente por micaxistos ricos em granada e filitos, com quartzito e mármore em menores quantidades. Associado a estes micaxistos estão corpos graníticos com idade brasileira (Bueno *et al*, 2005; Long *et al.*, 2003). Zircões detríticos indicam idades nas faixas de 980 a 1100 Ma e 1800 a 2100 Ma para as rochas metassedimentares, com a ausência de zircões de idade inferior a 900 Ma (Oliveira *et al*, 2005), o que indica que sua deposição ocorreu possivelmente antes da Orogenia Brasileira. A deformação é polifásica, com orientação geral NW-SE na parte oeste do domínio, sendo mais desarmônica na parte leste. O metamorfismo é da fácies anfibolito. A primeira fase de deformação (D₁) formou dobras apertadas a isoclinais, com eixos de direção NE-SW e NW-SE, mergulho variando de 5 a 10° com sentido NE/NW. Esta fase produziu planos de foliação com direção NE e mergulho de intensidade variando de 10 a 40°. A segunda fase de deformação (D₂) retrabalhou todas estruturas pretéritas geradas na fase D₁. Como resultado, dobras do tipo aberta a apertada de micro a macroescala foram geradas, e com grande parte delas com vergência para o Cráton São Francisco (S, SE, SW). Os eixos das dobras formadas neste evento possuem direções preferências NW-SE e NE-SW com mergulhos variando de 5 a 10° para NW ou SE. O terceiro e último evento (D₃) retrabalhou e soergueu as zonas de cisalhamento de baixo ângulo formadas em eventos anteriores, quase sempre aproveitando estruturas dos eventos D₁ e D₂. Neste evento foram formadas dobras abertas a apertadas com vergência para SE, S e SW. As foliações do plano axial destas dobras apresentaram direção E-W com mergulhos subverticais a verticais. A presença de abundantes corpos de granitóides intrusivos, pré a sin-colisionais e tardi-colisionais é uma característica marcante deste domínio. Alguns deste corpos foram datados como o tonalito Camará, com idade U-Pb de 628 Ma ± 12 Ma, o Granito Coronel João Sá, com idade U-Pb de 625 Ma ± 2 Ma, estes pertencentes a uma fase pré a sin-colisional (Bueno *et al.*, 2005). Estas intrusões provocam metamorfismo de contato nos metassedimentos encaixantes e modificações nas estruturas pretéritas. Falhas transcorrentes NE-SW são freqüentes, por vezes controlando a colocação de diques básicos de espessuras métricas, provavelmente

mesozóicos. O Domínio Macururé representa um nível crustal inferior em relação ao Domínio Vaza-Barris (CPRM, 1997).

2.1.2.4 – Domínio Marancó

Limita-se com o Domínio Macururé através da zona de cisalhamento contracional oblíqua sinistral denominada Belo Monte-Jeremoabo (Fig. 5), cujo prolongamento para oeste limita parcialmente a Bacia do Tucano, em Jeremoabo. O domínio caracteriza-se pela presença de litotipos de natureza metavulcanossedimentar (quartzito, conglomerado, micaxisto, filito e lentes de andesito e dacito), imbricados tectonicamente com granitóides tipo Serra Negra. Estes metassedimentos clásticos foram datados com U-Pb e a idade obtida para os zircões datados variaram de 1100 a 950 Ma, sendo 914 Ma a idade mais jovem encontrada, indicando que ocorreu deposição após esta idade (Oliveira *et al.*, 2006). Já as lentes de andesito e dacito foram datados com idade entre 602 e 603 Ma, utilizando-se o mesmo método. Tanto os metassedimentos, como os granitóides tipo Serra Negra, mostram-se intensamente cisalhados, com foliações subverticais, subparalelas a zonas de cisalhamento dúctil contracionais oblíquas de alto ângulo, e com transcorrências rúpteis transversais superpostas. O metamorfismo é de fácies anfibolito. A paragênese original raramente é preservada, devido ao retrometamorfismo que acompanha as zonas de cisalhamento (CPRM, 1997).

2.1.2.5 – Domínio Poço Redondo

Constituí-se de uma seqüência de ortognaisses tonalito-granodioríticos e de paragneisses subordinados, freqüentemente migmatizados, denominados de Complexo Migmatítico de Poço Redondo, além de intrusões de granitóides tardi a pós-tectônicos. Alguns migmatitos foram datados utilizando-se U-Pb nos paleosomas, com idade encontrada na faixa de 960 a 980 Ma. Há também datação numa intrusão granítica, no granodiorito de Sítios Novos, com idade obtida de 651 ± 11 Ma, através do método U-Pb (Oliveira *et al.*, 2006). Limita-se a sul e norte através de zonas de cisalhamento contracionais oblíquas sinistrais de alto ângulo. A deformação é quase sempre registrada por dobramentos polifásicos desarmônicos, provavelmente, em parte, pré-brasilianos. O metamorfismo é da fácies anfibolito alto. Este compartimento pode ser considerado como um terreno exótico, devido à dificuldade de ser estabelecida sua correlação com os demais domínios. Representa nível crustal mais profundo que todos os demais,

soerguido pela tectônica compressional cujo transporte de massa foi dirigido de nordeste para sudoeste (CPRM, 1997).

2.1.2.6 – Domínio Canindé

Trata-se do domínio mais setentrional da Faixa de Dobramentos Sergipana, constituindo uma faixa de direção NW-SE, paralela ao Rio São Francisco, com cerca de quatro a dez quilômetros de largura. Seu limite sul com o Domínio Poço Redondo é marcado por expressiva zona de cisalhamento dúctil contracional, de alto ângulo, deslocada em vários pontos por falhas transcorrentes sinistrais transversais, de direção NE-SW. Estas falhas estão, em alguns pontos, preenchidas por diques básicos.

Esse domínio é constituído por rochas metavulcanossedimentares do Complexo Canindé, polideformadas, freqüentemente transpostas e cisalhadas, intrudidas por expressivo corpo gabróico diferenciado (Suíte Intrusiva Canindé). Algumas idades obtidas para estes corpos gabróicos foram de 690 Ma $\pm$ 16 Ma (Nascimento *et al.*, 2005). Já para os metassedimentos em geral foi obtida a idade mínima de 625 a 629 Ma para os zircões detríticos (Nascimento *et al.*, 2005). O metamorfismo é da fácies xisto-verde a anfibolito. Trata-se, provavelmente, de um arco magmático, ou bacia de pós-arco soldada à Faixa de Dobramentos Sergipana por processo colisional (CPRM, 1997).

2.2 – BACIA SERGIPE-ALAGOAS

2.2.1 – Introdução

A Bacia Sergipe-Alagoas está localizada no litoral do Nordeste Brasileiro. Apresenta uma forma alongada na direção NE, com extensão de 350 km. A porção emersa compreende 12.000 km² e submersa 21.000 km². A Bacia de Sergipe-Alagoas é umas das bacias que compõem as bacias da Margem Leste brasileira. São caracterizadas por bacias de margem passiva, que tiveram sua evolução ligada a uma fase inicial rifte, relacionado à abertura do Continente Gondwana, no Cretáceo Inferior (140 Ma), que evoluíram gradativamente até atingirem a configuração atual. Entre as bacias marginais brasileiras, a Bacia de Sergipe-Alagoas é a que apresenta a mais completa sucessão estratigráfica, estando representados depósitos de todos os seus estágios evolutivos: sinéclise, pré-rifte, rifte e drifte.

A porção emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas é representada por uma faixa estreita de 20 a 50 km de largura (Figura 6). Ao norte, o Lineamento PE separa a Bacia de SE-AL da Bacia PE-PB, e ao sul a Falha de Itapuã a separa da Bacia e Camamu. As sub-bacias de Sergipe e Alagoas são divididas pelo Alto de Japoatã e Penedo, situado ao longo do Rio São Francisco, ao passo que o Alto de Maragogi separa a Sub-bacia de Alagoas da Sub-bacia do Cabo, esta pertencente à Bacia Pernambuco-Paraíba. São diferenciadas com base na profundidade, configuração da superfície do embasamento, natureza da cobertura sedimentar, intensidade do falhamento e padrão de anomalias gravimétricas (Lana, 1985).

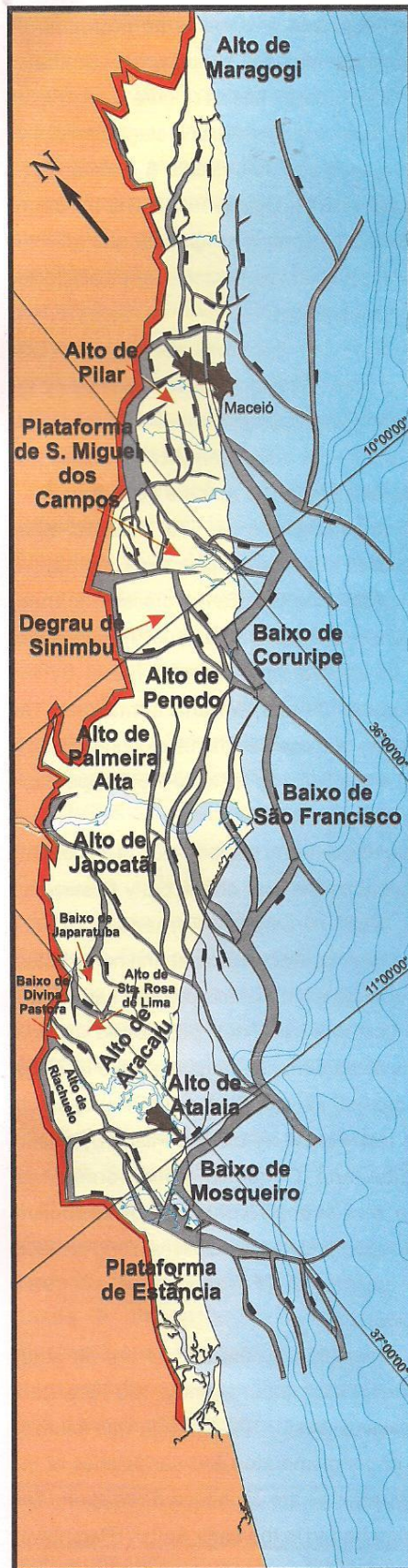


Figura 6 – Arcabouço da Bacia Sergipe-Alagoas. (Souza Lima *et al.*, 2002).

2.2.2 – Litoestratigrafia

A nomenclatura litoestratigráfica adotada para a descrição da Bacia Sergipe-Alagoas segue a proposta do Boletim de Geociências da Petrobrás de 2007, e estão contidas nas suas respectivas cartas estratigráficas, anexas a este tópico (Figuras 7 e 8).

2.2.2.1 - Grupo Igreja Nova

É formado por duas unidades: Formação Batinga de idade neocarbonífera a eopermiana e a Formação Aracaré de idade permiana.

A Formação Batinga é subdividida em três membros: Mulungu, Atalaia e Boacica. A parte proximal dessa formação, representada pelo Mb. Mulungu, é composta por paraconglomerados com seixos, calhaus e matacões compostos tanto por rochas ígneas, quanto metamórficas, imersos numa matriz siltica de coloração acinzentada. O Mb. Atalaia representa a porção mediana, e é composta por arenito grosso, esbranquiçado, imaturo e caulínítico. Já a porção mais distal da formação é composta pelos siltitos laminados do Mb. Boacica. Esses três membros ocorrem de forma interdigitada e sua deposição se deu num ambiente glácio-marinho, com um empilhamento predominantemente transgressivo. Essa formação é limitada no topo e na base por discordâncias que a separam do embasamento e das formações acima, respectivamente. Apesar de seu pobre conteúdo fossilífero admite-se idade neocarbonífera para a Formação Batinga (Schaller, 1969).

A Formação Aracaré é encontrada nas sub-bacias de Sergipe e de Alagoas, apresenta intercalações de arenito médio avermelhado com presença de estratificação cruzada, além de camadas de folhelho e calcário, associados a sílex (cherts), cuja presença é diagnóstica para o reconhecimento da unidade (Feijó, 1994). Seus contatos inferior e superior apresentam-se discordantes e a ocorrência de esporomorfos permite atribuir a estas rochas uma idade eopermiana. O ambiente interpretado para a Fm. Aracaré é costeiro, sob influência de tempestades e com retrabalhamento eólico (Schaller, 1969).

2.2.2.2 - Grupo Perucaba

É formado por unidades flúvio-lacustres, com idades neojurássica a eocretácea. Tratam-se das formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria. Essas unidades foram depositadas no segmento norte da Grande Depressão Afro-Brasileira, que representa a fase pré-rifte das bacias marginais brasileira.

A Fm. Candeeiro é constituída por arenito fino a médio, esbranquiçado e cinza avermelhado. Sobrepo-se em discordância as rochas paleozóicas ou ao embasamento. Está sotoposta concordantemente à Fm Bananeiras. Sendo afossilífera, a idade neojurássica foi atribuída por correlações de subsuperfície (Schaller, 1969). As rochas da Fm. Candeeiro representam um ambiente fluvial do tipo *braided* (Souza-Lima *et al.* 2002). Essa formação foi denominada a partir do poço Candeeiro-01 (1-CO-1-AL) em Alagoas.

A Fm. Bananeiras é constituída por folhelhos e argilitos vermelhos, acastanhados e arroxeados, depositados em ambiente lacustre. Seu contato inferior é concordante com a Fm. Candeeiro ou discordante com rochas paleozóicas ou do embasamento. O contato superior é reportado como concordante com a Fm. Serraria. A idade desta unidade é neojurássica baseada na identificação de ostracodes não-marinhos (*Bisulcocypris pricei* e *Darwinula* aff. *oblonga*) e é correlata a Fm. Aliança da Bacia do Recôncavo.

A Fm. Serraria é composta por arenitos arcoseanos e quartzosos de granulação média a grossa, as vezes conglomerático, de coloração branca, acinzentada e avermelhada, com estratificação cruzada tabular e acanalada e depositada num ambiente fluvial do tipo *braided*, localmente com retrabalhamento eólico. A idade obtida para essa formação é baseada na identificação de ostracodes não-marinhos, que atestam uma idade Eocretácea a Neojurássica. Ainda nessa unidade foram identificados grandes troncos fossilizados de coníferos (*Agathoxylon benderi*).

2.2.2.3 – Grupo Coruripe

Representa os depósitos da Fase Rifte e Transicional da bacia, constituído por rochas clásticas e evaporíticas da Sub-bacia de Alagoas. As formações que constituem esse grupo são: Feliz Deserto, Barra de Itiuba, Penedo, Rio Pitanga, Coqueiro Seco, Morro do Chaves, Poção, Ponta Verde, Macéio e Muribeca.

A Fm. Feliz Deserto representa a porção basal do Grupo Coruripe e é limitado na parte superior por uma discordância que a separa da Fm. Barra de Itiúba. Na parte inferior essa unidade possui um contato concordante com a Fm. Serraria. A deposição dessa formação se deu num ambiente lacustre. Sua idade eocretácea é interpretada a partir da presença de ostracodes não-marinhos. A discordância que limita a Formação Feliz Deserto na parte superior é a discordância que marca o início da fase rifte da Bacia Sergipe Alagoas, caracterizado por um hiato estimado de 3 Ma.

A Formação Penedo é constituída por leitos espessos de arenito arcoseano fino a grosso, mal-selecionado, branco, com estratificação cruzada acanalada, frequentemente deformado por estruturas de fluidização. Essa formação foi depositada em um ambiente flúvio-deltáico, com freqüente retrabalhamento eólico. Os fósseis encontrados são ostracodes, amostrados na camadas argilosas e indicam uma idade eocretácea. Essa unidade está sotoposta concordantemente a Fm. Coqueiro Seco e grada lateralmente para a Fm. Barra de Itiúba e Feliz Deserto.

A Formação Rio Pitanga é caracterizada pela ocorrência de conglomerados e brechas polimíticas de granulação grossa, distribuídas principalmente ao longo das falhas de borda da bacia. Essa unidade caracteriza um sistema de leques fluviais coligados aos falhamentos de borda da bacia, ativo durante as idades Aratu, Buracica e Jiquiá (Schaller, 1969). Infere-se que a idade seja do Hauteriviano ao Eoaptiano com base no conteúdo fóssil encontrado nas camadas interdigitadas.

A Formação Coqueiro Seco é constituída por alternâncias monótonas de arenitos arcoseanos finos a grossos, acastanhados a micáceos, folhelho siltico castanho e argilitos. Há uma quantidade abundante de fósseis, depositados no Mb. Morro do Chaves. Este membro consiste de conglomerados e arenitos retrabalhados, intercalados com calcilitos e camadas de coquinas. Dentre os diversos fósseis encontrados no membro Morro do Chaves podemos destacar: os bivalves *Anodontophora sp.*, *Gonodon sp.*, *Psammobia? sp.*, *Nucula sp.* e *Astarte sp.* (Borges, 1937 ; Oliveira, 1937) e em pequenos gastrópodes nas coquinas. O ambiente de deposição dessa unidade foi flúvio-deltáico-lacustre e a idade dessa unidade é eoaptiana, baseada na datação de ostracodes não-marinhos e palinomorfs (Feijó, 1994).

A Formação Ponta Verde é constituída por folhelhos cinza-esverdeados, formados durante uma ampla transgressão na área. Os folhelhos são relativamente pobres em fósseis. O pólen *Tucanopollis crisopolensis* indica idade eoaptiana (Sousa

Lima *et al.* 2002). A abundância de *Afropollis* sp. é uma característica marcante nesta formação. Interpõe-se concordantemente as formações Coqueiro Seco e Maceió, em parte da Sub-bacia de Alagoas. Estas rochas caracterizam um ambiente do tipo lacustre (Schaller, 1969).

A Formação Muribeca é formada por três membros estratigraficamente sucessivos: O Membro Carnópolis, basal constituído por conglomerados polimíticos cinzento, castanho e arenito médio a grosso com finas intercalações de siltitos e folhelhos. O Membro Ibura, sobreposto, é representado por uma sequência evaporítica contendo uma sucessão de halita, silvinita e carnalita, associada a calcarenito e calcirrudito de origem algálica, com camadas subordinadas de taquidrita, intercaladas com folhelhos. Uma ou duas camadas finas de anidrita capeiam a sequência evaporítica. O Membro Oiteirinhos contém calcilutito maciço e laminado, folhelho e silito castanho (Feijo, 1994). Este membro junto ao Membro Ibura, constitui a principal rocha-fonte para o hidrocarboneto da bacia. A Formação Muribeca sobrepõe-se em discordância ao embasamento ou a formações mais velhas, e esta sotoposta concordantemente a Formação Riachuelo. Os clásticos, carbonatos e evaporitos retratam a deposição em ambiente transicional para marinho restrito, caracterizando planícies de sabkha. A Formação Muribeca é datada, por meio de palinórfos e foraminíferos, como neoaptiana (Koutsoukos, 1989). Além desses fósseis, conchostráceos e restos de peixes são também comuns.

A Formação Maceió, contemporânea à Formação Muribeca, é constituída por intercalações de arenito arcoseano fino a grosso, cinza-claro e castanho; também ocorrem folhelhos betuminosos castanhos, com interlaminações de anidrita/dolomita e camadas de halita, denominadas de “evaporitos Paripueira”, que antecederam aos “evaporitos Ibura”, em Sergipe. A Formação Maceió ocorre principalmente na sub-bacia, onde aflora extensamente e pelo bloco baixo da Linha de Charneira Alagoas, na Sub-bacia de Sergipe. O Membro Tabuleiro dos Martins contém folhelhos betuminosos e uma camada de anidrita (Feijó, 1994). A Formação Maceió recobre concordantemente as formações Coqueiro Seco e Ponta Verde e está recoberta concordantemente pela Formação Riachuelo, grada lateralmente para a Formação Poção. Os clásticos e evaporitos da Formação Maceió caracterizam um ambiente deposicional de leques aluviais sintectônicos, inicialmente continentais, passando para um ambiente marinho em direção ao topo. Sua deposição se deu do Mesoaptiano ao Eoalbiano (Falkenhein, 1986 apud Feijo, 1994). Conchostráceos e restos de peixes são comuns nos folhelhos.

A Formação Poção é constituída por arcóseos de granulação grossa e conglomerados, localmente com matacões de composição predominantemente granítica, esta formação pode ser considerada o equivalente proximal a Formação Maceió, sua porção basal também interdigita-se com as formações Coqueiro Seco e Ponta Verde. Esta formação ocorre ao longo das falhas de borda da Bacia Alagoas. Sua idade Jiquiá-Alagoas é inferida a partir da correlação de dados sísmicos (correlação com poços), uma vez que rochas de alta energia são afossilíferas (Feijó, 1994).

2.2.2.4 – Grupo Sergipe

Engloba as formações Riachuelo e Cotinguiba, sua litologia é composta principalmente por carbonatos marinhos, de idade albiana-cenomaniana.

A Formação Riachuelo contém os primeiros sedimentos depositados sob condições francamente marinhas, esta formação interposta concordantemente as formações Muribeca e Cotinguiba. As rochas da Formação Riachuelo estão bem mais desenvolvidas na Sub-bacia de Sergipe, onde representam a primeira sedimentação essencialmente marinha. Sua idade albiana prove de determinações bioestratigráficas baseadas em foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos (Feijó, 1994). O ambiente deposicional é interpretado como leques subaquosos; todavia, ambientes costeiros rasos também podem ser inferidos (Souza-Lima *et al.* 2002). A formação engloba um complexo clástico-carbonático, onde podem ser reconhecidos três membros: Angico, Taquari e Maruim.

O Membro Angico é composto por arenitos siliciclástico/bioclástica e por conglomerados, com uma transição quase essencialmente siliciclástica a predominantemente bioclástica. O ambiente deposicional é interpretado como leques subaquosos, porém ambientes costeiros rasos também podem ser inferidos. A distribuição do Membro Angico possui forte controle tectônico.

O Membro Taquari é constituído por uma variação cíclica de calcilutitos e folhelhos cinzentos que interdigitam-se com os membros Angico e Maruim

O Membro Maruim é constituído por calcarenitos e calcirruditos oncolíticos e oolítico creme, além de recifes algálicos isolados, adjacentes a deposição nas porções mais profundas da bacia. Este membro ainda inclui os carbonatos de alta energia, dolomitizados, antes individualizados como Membro Aguilhada (Schaller, 1969).

A Formação Cotinguiba foi denominada a partir do amplo vale que corta as camadas carbonáticas desta unidade. Macro e microfauna indicam idade eocenomaniana a mesoconiasiana para esta sequência, a fauna é bastante diversificada incluindo amonóides e bivalves, é dividida em dois membros: Sapucari e Aracaju.

O Membro Sapucari é essencialmente constituído por calcilito cinzento maciço ou estratificado (Schaller, 1969). O contato inferior da Formação Cotinguiba é concordante com a Formação Riachuelo, o contato superior com a Formação Calumbi esta marcado por uma discordância erosiva. Este conjunto de rochas caracteriza um ambiente deposicional de talude e bacia oceânicos.

2.2.2.5 – Grupo Piaçabuçu

Este grupo reúne as rochas clásticas e carbonáticas marinhas, de idade neocretácea a neógena, das formações Calumbi, Mosqueiro e Marituba.

A Formação Calumbi é composta por folhelhos esverdeados, arenitos e siltitos amarelo-claro sobrepõe-se em discordância erosiva a Formação Cotinguiba, gradando vertical e lateralmente para as formações Mosqueiro e Marituba. Os pelitos da Formação Calumbi caracterizam ambiente deposicional de talude e bacia oceânicos, com arenitos depositados pela ação de correntes de turbidez. As determinações bioestratigráficas, com base em foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos, conferem-lhe idade do Neoconiaciano ao Holoceno (Feijó, 1994).

A Formação Marituba é composta por arenitos médios a grossos de coloração acinzentada distribuídos próximo à atual linha costa. O ambiente deposicional é de leques costeiros (Feijo, 1994). A formação é datada do Terciário ao Recente.

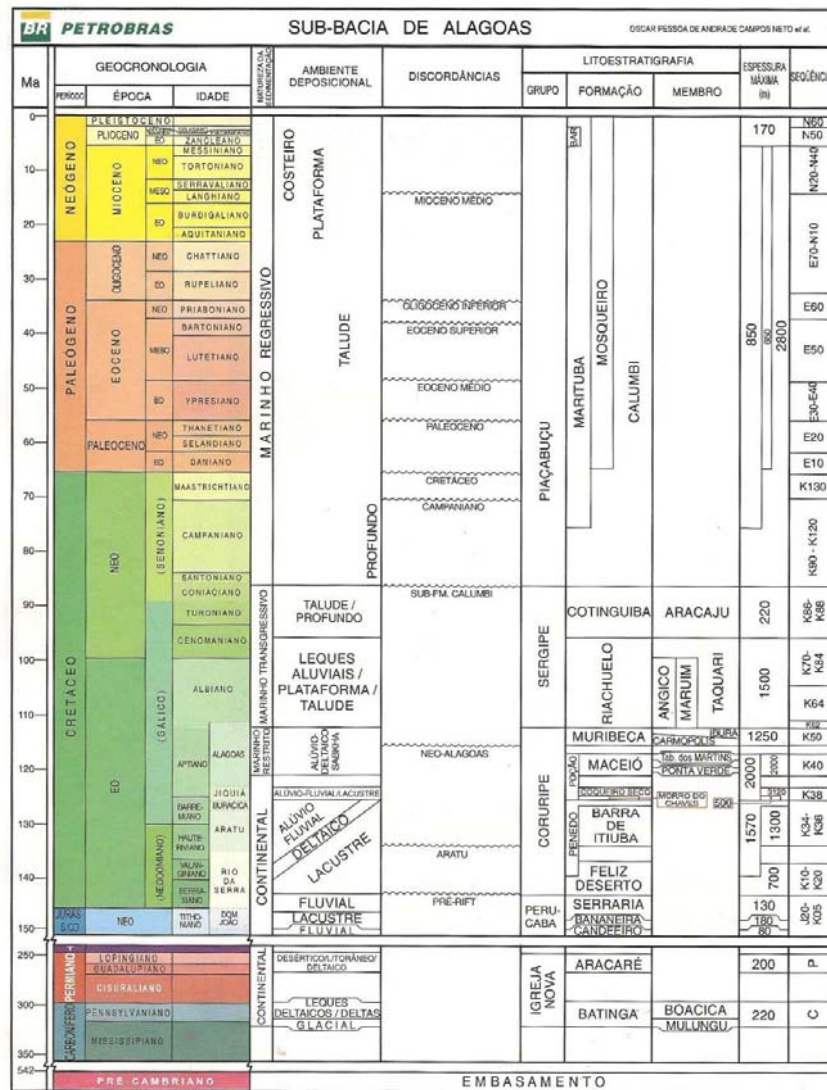
A Formação Mosqueiro é caracterizada pela presença de calcarenito bioclástico cinzento, composto basicamente por foraminíferos e moluscos; ocorre ao longo de uma faixa alongada na direção nordeste, junto a atual linha de costa. A Formação Mosqueiro grada lateralmente para as formações Marituba e Calumbi, representando a plataforma carbonática ativa do Campaniano ao Mioceno, na Sub-bacia de Alagoas, do Paleoceno ao Holoceno na Sub-bacia de Sergipe.

2.2.2.6 – Grupo Barreiras

A Formação Barreiras capeia amplas áreas da bacia, normalmente as cotas mais elevadas, apresentando idade neógena. Os sedimentos que a representam provém de fontes continentais com granulometria variando de finos a grossos (geralmente conglomeráticos). Os litotipos presentes são arenitos e conglomerados diversamente consolidados pouco selecionados a imaturos e argilitos de coloração variada e grau de compactação insignificante (Schaller, 1969).

2.2.2.7 – Corpos Vulcânicos

Rochas ígneas ocorrem nas porções mais distais das sub-bacias de Sergipe e de Alagoas, sob águas de mais de 2.000 metros de profundidade; algumas manifestações magmáticas podem ser reconhecidas em registros sísmicos (Cainelli, 1992 *apud* Feijó, 1994), constituindo corpos rochosos compactos e coniformes, com poucos quilômetros quadrados de área, interpostos as rochas sedimentares. A verdadeira natureza e idade destas rochas são desconhecidas, mas os truncamentos e deformações provocados nos refletores sísmicos permitem atribuir-lhes uma idade turoniana. Outro evento de idade mais nova, talvez eocênica, ocorre na forma de intrusões localizadas (Feijó, 1994).



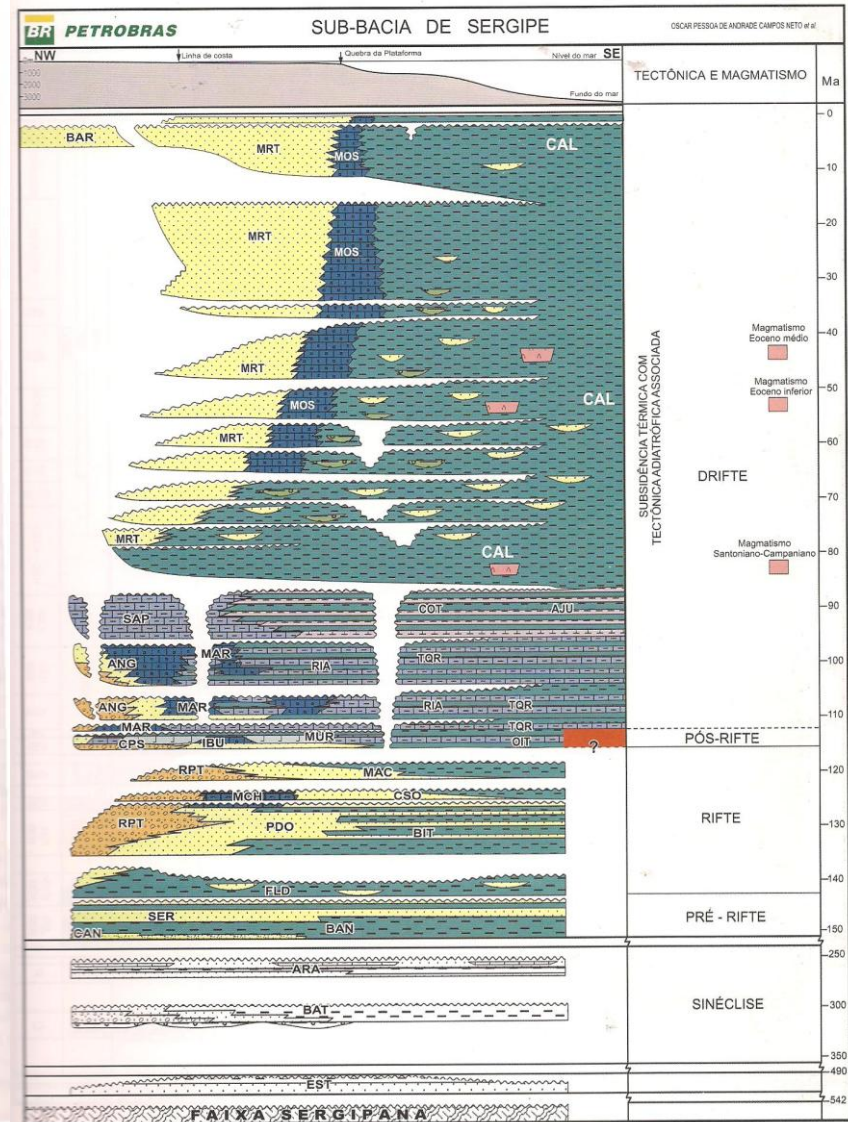
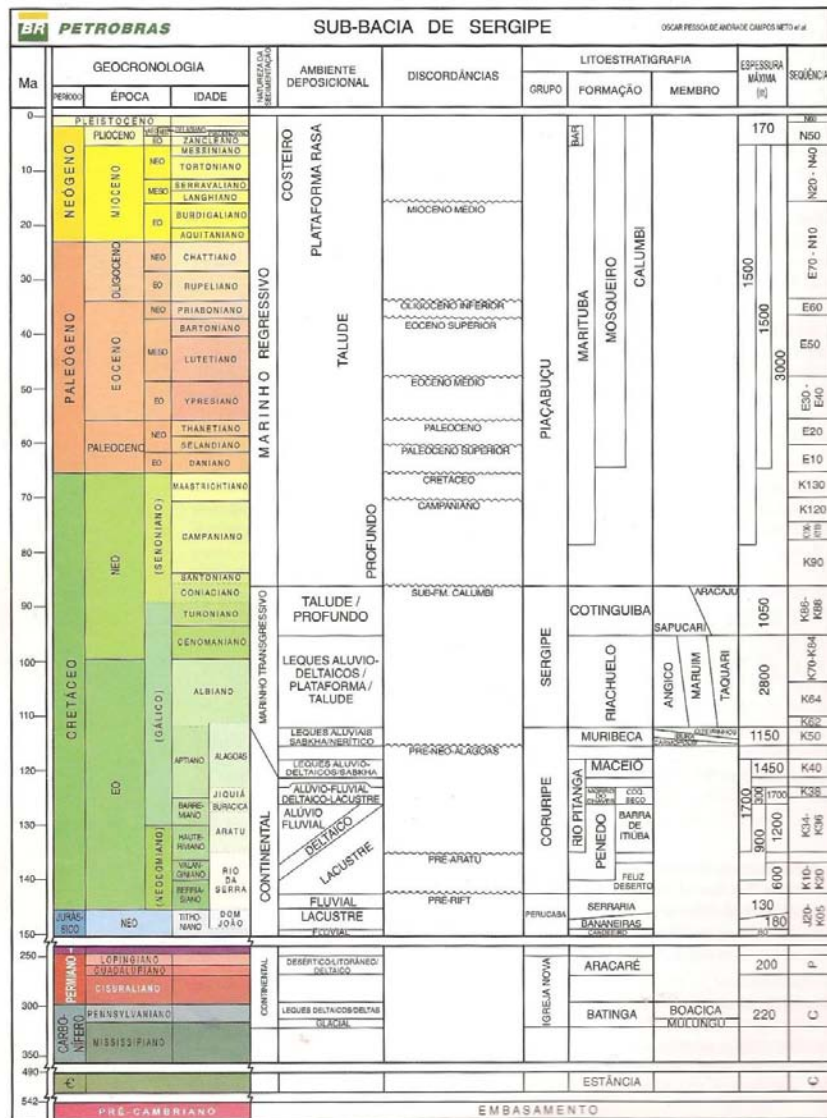


Figura 8 – Carta Estratigráfica da Sub-bacia Sergipe. (Campos Neto et al, 2007).

2.2.3 – O Domo de Igreja Nova

O Domo de igreja Nova está localizado no alto de Palmeira Alta, uma área elevada que, juntamente com os altos de Japoatã e Penedo, separa as sub-bacias de Alagoas e Sergipe (Figura 9).

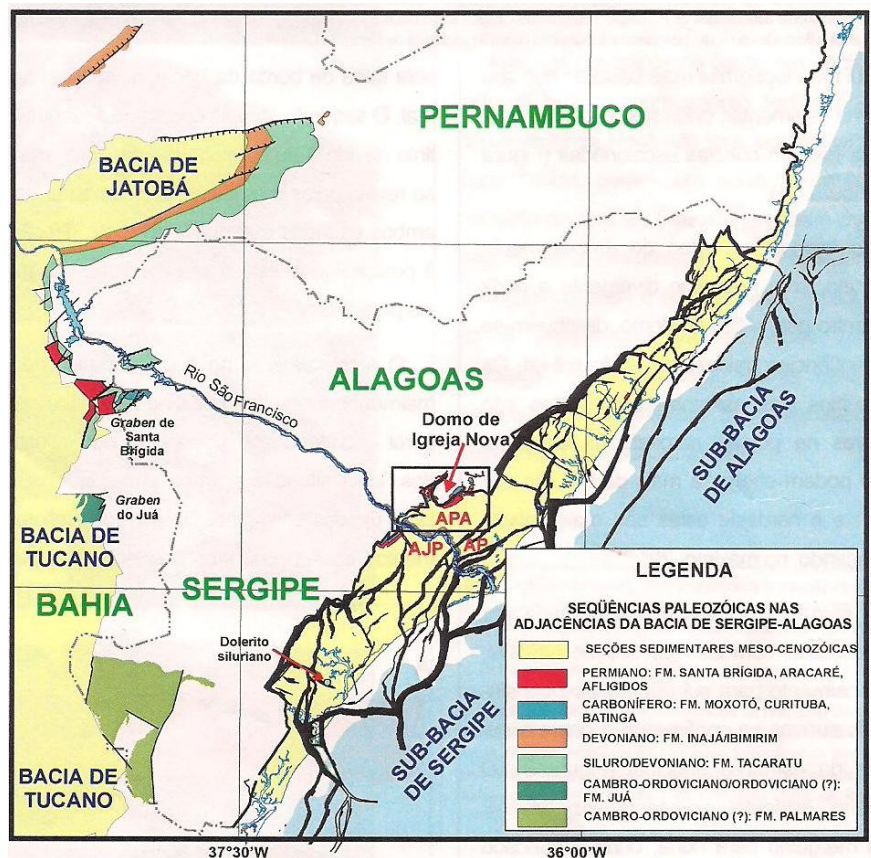


Figura 9 – Localização do Domo de Igreja Nova. (Souza Lima, 2006).

O centro do domo é formado por micaxistos neoproterozóicos, pertencentes ao Domínio Macururé da Faixa de Dobramentos Sergipana, e rochas granito-gnáissicas, localmente milonitizadas, tardi a pós-orogenia brasileira. Porém apesar de sua composição, o núcleo apresenta-se mais arrasado que o entorno, formado por rochas sedimentares, onde litotipos mais resistentes, como os arenitos silicificados da Formação Serraria, formam cuevas escalonadas.

Esta estrutura dômica é representada por uma anticlinal com eixo de direção NE-SW, com caimento suave para sul. Há também duas sinclinais suaves nas bordas oeste e sudoeste da anticlinal principal. O primeiro sinclinal, localizada na parte ocidental, possui eixo NW-SE com mergulho para norte, onde é truncado por uma falha normal de borda da bacia. Já o segundo sinclinal, é pouco distinto devido a uma ampla cobertura

terciária, mas revela pelos mergulhos das camadas em ambos os lados que convergem em direção à posição onde está o seu eixo, que mergulha para S-SW (Figura 10).

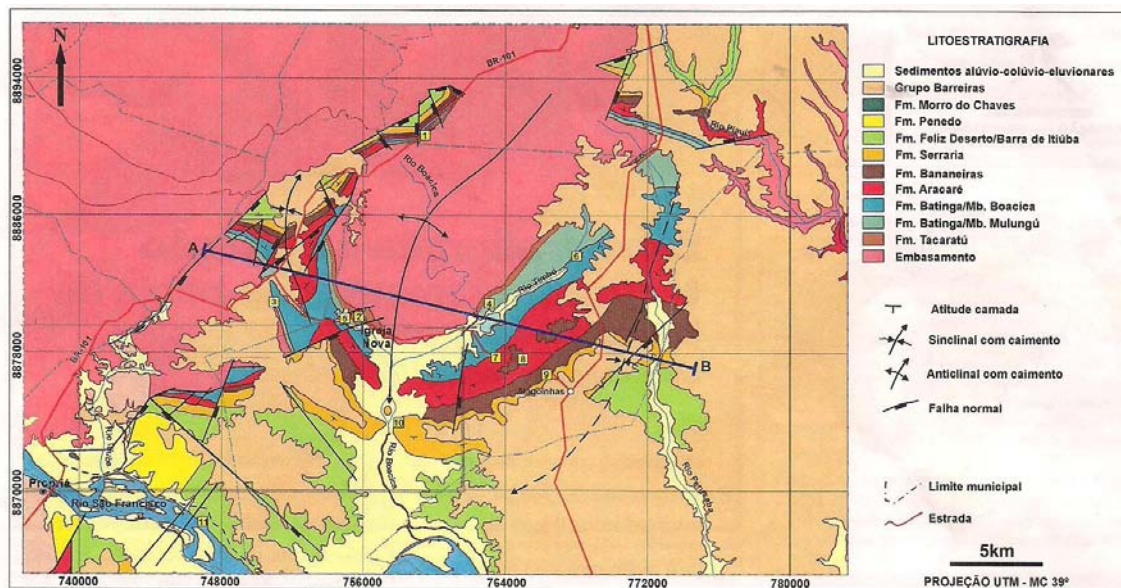


Figura 10 – Anticlinal com eixo de direção NE-SW, com caimento suave para sul. Possui dois sinclinais, um na parte ocidental com eixo NW-SE e mergulho para norte, e outro, na parte oriental com mergulho das camadas para S-SW. (Souza Lima, 2006).

A área do núcleo dômico encontra-se intensamente intemperizada, encoberta por uma espessa camada de solo, devido ao clima úmido da região. Os principais afloramentos são encontrados nos leitos dos pequenos riachos intermitentes que cortam o domo.

Os registros mais basais da seção exposta estão depositados diretamente sobre o embasamento, e estão representados por arenitos e conglomerados oligomíticos, além de conglomerados polimíticos contendo seixos, matacões e blocos, imersos numa matriz siltica, pertencentes ao Membro Mulungu da Formação Batinga.

Outros registros também presentes são formações de idade neojurássica a eocretácea, com ângulos de 5 a 20° na borda W/NW. Nessas áreas as formações estão depositadas em estruturas de meio-gráben, basculadas para sul, norte, ou noroeste; nestes casos, uma das bordas dos grábens corresponde a uma falha de pequeno rejeito, na qual a Sequência Paleozóica está justaposta ao embasamento cristalino, enquanto que a outra borda apresenta rejeito significativo, sendo ocupado por depósitos referentes às formações Penedo e Feliz Deserto/Barra de Itiúba. (Almeida, 2005).

2.2.4 - Evolução Tectono-Sedimentar

As sequências estratigráficas da Bacia Alagoas foram individualizadas com base em discordâncias de caráter regional, definidas a partir de interpretações sísmicas ou por hiatos no conteúdo bioestratigráfico e/ou litológico. As fases de evolução da bacia podem ser separadas nas seguintes fases: pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte. Porém há presença de sedimentos correspondentes a uma bacia anterior a Sergipe-Alagoas, do tipo intracratônica/foreland.

Os depósitos correspondentes a bacia anterior a Sergipe-Alagoas possui duas principais discordâncias: carbonífera/pré-cambriana e permiana/carbonífera. A discordância mais basal que separa a sequência carbonífera da pré-cambriana marca o início da deposição na bacia, que em sua fase mais elementar era do tipo intracratônica, ou interior *sag*, com um ambiente glacial bem registrado pelos depósitos de diamictitos, tilitos e varvitos da Formação Batinga. Acima, há a discordância permiana/carbonífera, que indica um novo período de subsidência nessa bacia intracratônica, assinalado pela Formação Aracaré, esta, depositada num ambiente desértico, litorâneo e deltaico, sob a influência de retrabalhamento eólico e de ondas. Essa sucessão é caracterizada por um ciclo transgressivo-regressivo (T-R) no qual folhelhos pretos são recobertos por arenitos, calcarenitos associados a sílex e laminitos algais.

A fase pré-rifte sinaliza o começo do processo de separação do Paleocontinente Gondwana, na latitude das bacias do Nordeste Brasileiro, marcado por uma deposição de folhelhos e arenitos interdigitados numa bacia do tipo *sag*. Nas bacias do sudeste, esse evento é caracterizado por um intenso magmatismo toleítico, correspondente as vulcânicas que formam o assoalho das bacias de Pelotas, Santos e Campos, além das lavas basálticas da Fm. Serra Geral, de grande expressão e importância para a Bacia do Paraná. Na Bacia Alagoas os depósitos da fase pré-rifte estão representados pelas Formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria, depositados em ambientes fluviais entrelaçados (Candeeiro e Serraria) e lacustres rasos associados a ambientes áridos (Bananeiras). A bacia era parte de uma grande depressão localizada entre a África e o Brasil, denominada Depressão Afro-Brasileira, formada pela indução de processo de estiramento litosférico, que adiante iria culminar com a separação continental.

A fase rifte corresponde a fase de subsidência mecânica da bacia, representada pelas Formações Feliz Deserto, Penedo, Barra de Itiúba, Morro do Chaves, Coqueiro Seco, Maceió e Poção. O início dessa fase é marcado pela discordância pré-Aratu, que

separa as Formações Feliz Deserto e Barra de Itiúba. Essa fase foi síncrona com as bacias do Recôncavo e do Tucano, porém o tectonismo foi muito mais suave na Bacia Alagoas. Na etapa inicial dessa fase ocorre a formação de um amplo lago tectônico com a deposição de folhelhos intercalados com arenitos finos da Formação Barra de Itiúba, associados à deposição de arenitos fluviais da Formação Penedo nas suas bordas. Logo após um forte pulso tectônico se propagou ao longo de toda bacia, no qual ocorreu a deposição do sistema alúvio-deltáico da Formação Coqueiro Seco, que prevaleciam em relação aos conglomerados aluviais da Formação Poção e aos carbonatos e folhelhos da Formação Morro do Chaves. Por fim ainda nessa fase, já na fase final do pulso do estágio rifte, delineou-se a linha de charneira da bacia. Na Sub-bacia de Alagoas ocorreu o depósito dos evaporitos “Paripueira”, que tiveram a sua interpretação como de uma salmoura marinha de influência continental. Essa fase final é composta por conglomerados de leques alúvio-deltáicos da Formação Poção e por arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilutitos da Formação Maceió.

A fase pós-rifte é caracterizada pela primeira grande incursão marinha que possibilitou a deposição da Formação Muribeca, composta por siclásticos grossos do Membro Carmópolis, evaporitos, calcários microbiais e folhelhos do Membro Ibura, além de intercalações de folhelhos e calcilutitos do Membro Oiterinhos, sedimentado num ambiente marinho raso com influência de marés, num trato de sistema de mar alto. É também nessa fase que a bacia inicia o processo de subsidência térmica, além de sofrer um basculamente para sudeste.

A fase final na evolução da bacia é a drifte, nela a bacia passa a se comportar como uma bacia de margem passiva, com a gradativa evolução da formação do assoalho oceânico do Atlântico Sul. Há duas etapas distintas dentro dessa fase: uma francamente transgressiva, relacionada a deposição de turbiditos arenosos, folhelhos de talude, margas e calcilutitos, e outra regressiva, composta pela associação de terrígenos litorâneos, passando para plataforma marinha rasa, plataforma externa e finalmente, talude continental. As formações Riachuelo, Cotinguiba, Marituba, Mosqueiro e Calumbi são depositadas nessa fase. Inicia-se com a deposição dos carbonatos da Formação Riachuelo, logo após o desaparecimento das barreiras que restringiam as incursões marinhas, no Albiano. No Neocenomaniano ao Coniaciano ocorreu um grande evento transgressivo, cujo auge foi no Turoniano, e possibilitou a deposição dos carbonatos da Formação Cotinguiba. Essas duas formações são os principais registros da fase transgressiva implantado na bacia durante o Neocretáceo. O início da deposição

da Formação Marituba indica o princípio da etapa regressiva da fase drifte, depositada em progradação em relação às formações Mosqueiro e Calumbi, estas representando os ambientes de plataforma e talude na bacia.

O rifteamento da bacia iniciou-se no Eocretáceo, com a separação dos continentes africano e sul-americano. O processo expressa-se como meio grábens *en échelon* limitados por falhas tracionais NS bem como por feições arqueadas positivas (domos) e negativas, interpretadas como associadas a falhas transcorrentes N30°E, estruturas características de um regime transtensional (Lana, 1985). A partir do Aptiano, taxas de sedimentação muito mais expressivas e depocentros controlados por falhas normais de grande rejeito e direção geral NE atestam importante distensão crustal. As idades das feições dômicas e discordâncias, nos diferentes compartimentos tectônicos da bacia, indicam propagação do rifteamento de SW para NE.

2.2.4.1 - Evolução Tectônica

Nesta parte serão descritos os quatro principais modelos propostos para a Bacia Sergipe-Alagoas, que praticamente destacam os falhamentos com orientação N-S e NE-SW.

No modelo sugerido por Lana (1985), a primeira fase tectônica corresponde a um regime de cisalhamento simples, causado por deslocamento horizontal entre a Microplaca Sergipana e o continente Africano. O sentido sinistral e a direção N45°E do deslocamento determinam a orientação dos esforços principais máximos (σ_1 , N-S), intermediário (σ_2 , vertical) e mínimo (σ_3 , E-W) (Figura 11). A segunda fase tectônica é marcada pelo estiramento crustal. As grandes falhas com rejeitos normais de até 5 km, e o desenvolvimento de uma linha de charneira N45°E, permitem inferir que ocorreu a atuação de um campo de tensões puramente distensional, com σ_1 na vertical, σ_2 com direção NE-SW e σ_3 com direção NW-SE.

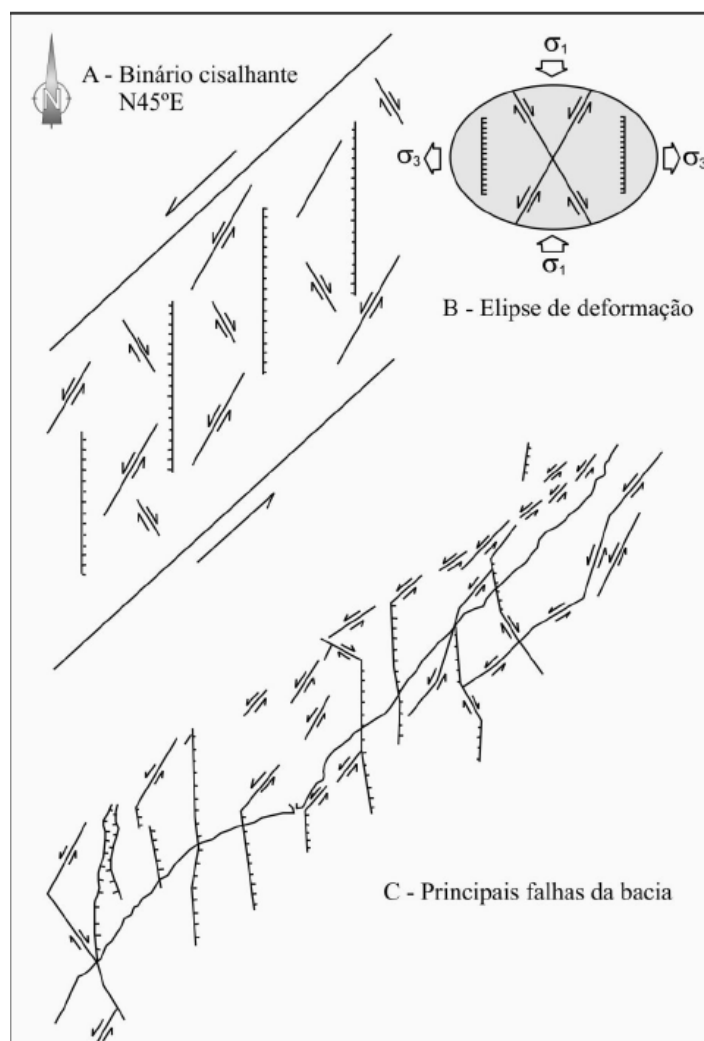


Figura 11 - Correlação entre estruturas teóricas previstas em uma zona de cisalhamento simples, criada por um binário N45°E, e estruturas observadas na bacia. Reproduzido de Lana (1985).

A mudança na orientação das tensões nas duas fases foi explicada pela reorientação do campo de tensões devido ao avanço do rifteamento para NE. A componente distensional (σ_3) aumentaria cada vez mais em intensidade, ao mesmo tempo em que mudaria de direção de E-W para NW-SE. Simultaneamente, σ_1 deslocar-se-ia de N-S para NE-SW e sua intensidade diminuiria até ser ultrapassada pela tensão vertical (originalmente σ_2), que passaria a ser a máxima (Figura 12). As falhas transcorrentes de direção NE formadas ainda nos andares Rio da Serra a Neo-Jiquiá, seriam reativadas sobre a forma de falhas normais, gerando grandes rejeitos verticais.

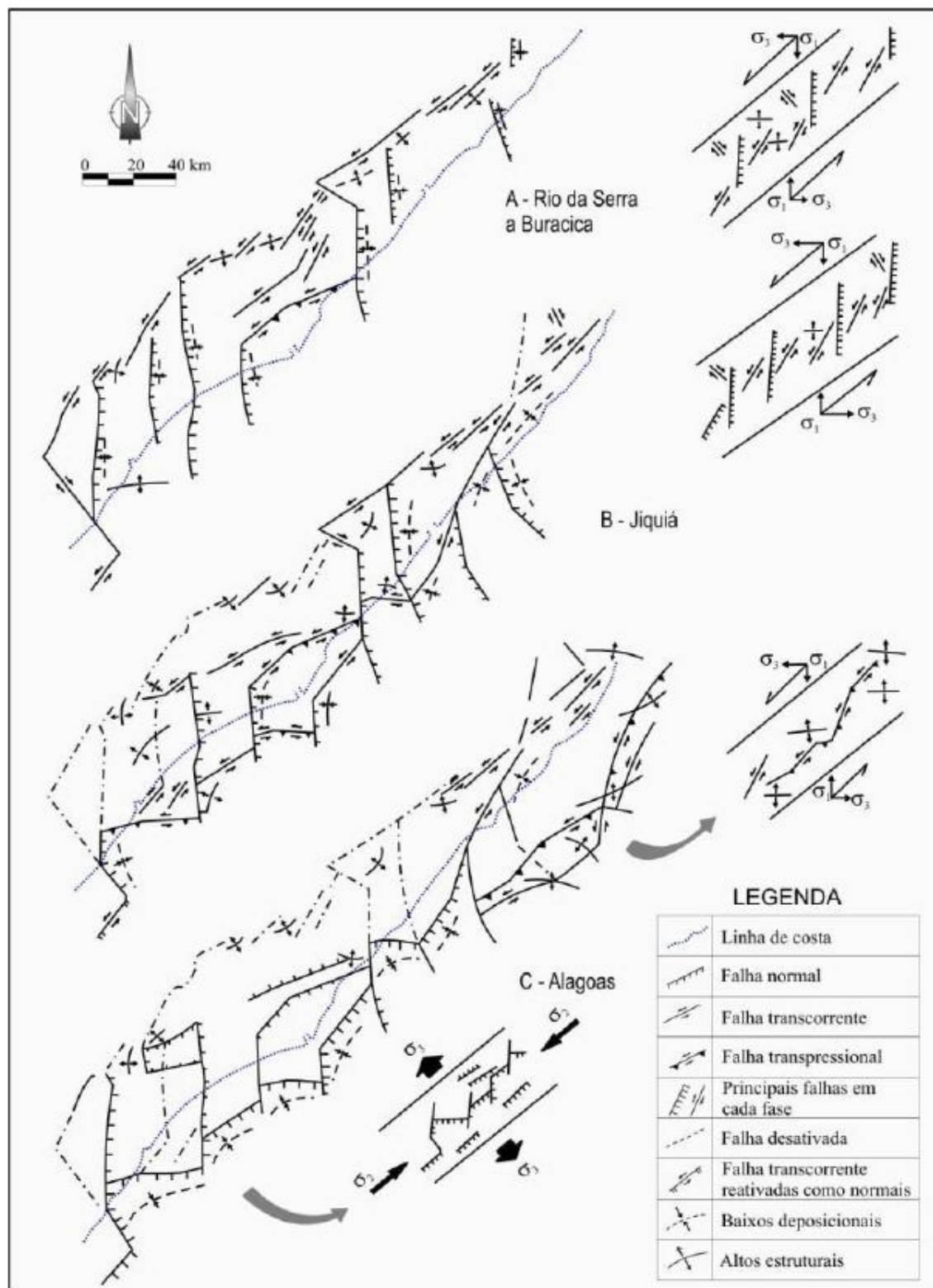


Figura 12 - Modelo proposto para a seqüência do rifteamento na Bacia Sergipe-Alagoas. Reproduzido de Lana (1985).

Outro modelo de evolução (Chagas *et al.*, 1993 apud Rancan, 2008) considera extensão ligada à transferência sob deformação polifásica como responsável pela estruturação atual da bacia. Esse modelo apresenta uma visão diferenciada com relação ao anterior e a justifica como base na pouca ocorrência (em sísmica) de estruturas transtensivas e transpressivas. A deformação inicia-se no Andar Aratu (Hauteriviano Inferior ao princípio do Barremiano Superior), pela atuação de um binário distensivo E-W, que tem como consequência a formação de falhas de direção N-S. Como o processo de extensão foi oblíquo às direções do embasamento, a propagação das falhas N-S por vezes foi interrompida ao seccionar descontinuidades do embasamento, ao longo do qual se formaram as zonas de transferência E-W, capazes de acomodar a deformação e conectar as falhas N-S. A segunda fase de deformação é definida pela atuação de um binário distensivo NW-SE durante o Neojiquiá (Aptiano Inferior) e possivelmente até o Eoalagoas (Aptiano Inferior a Médio, já como uma terceira fase), que tem como consequência falhamentos de direção NE-SW. As falhas normais N-S do Andar Aratu atuaram como bloqueios à propagação das falhas de direção NE-SW, que foi acomodada pela formação de zonas de transferência de direção NW-SE (Figura 13).

Já o modelo proposto por Falkenhein *et al.* 1985 (apud Cainelli, 1987) evidencia três estágios para o rifteamento: o primeiro é caracterizado por distensão E-W (idade Rio da Serra/Jiquia Inferior) gerando falhas normais N-S; o segundo estágio é representado por cisalhamento transpressional (idade Jiquiá) gerando falhas N-S como transcorrentes sinistrais, falhas dextrais de direção WNW e dobramentos E-W. Por último ocorreu uma distensão crustal NW-SE, de idade Jiquia superior, com a geração da Linha de Charneira Alagoas (Figura 14).

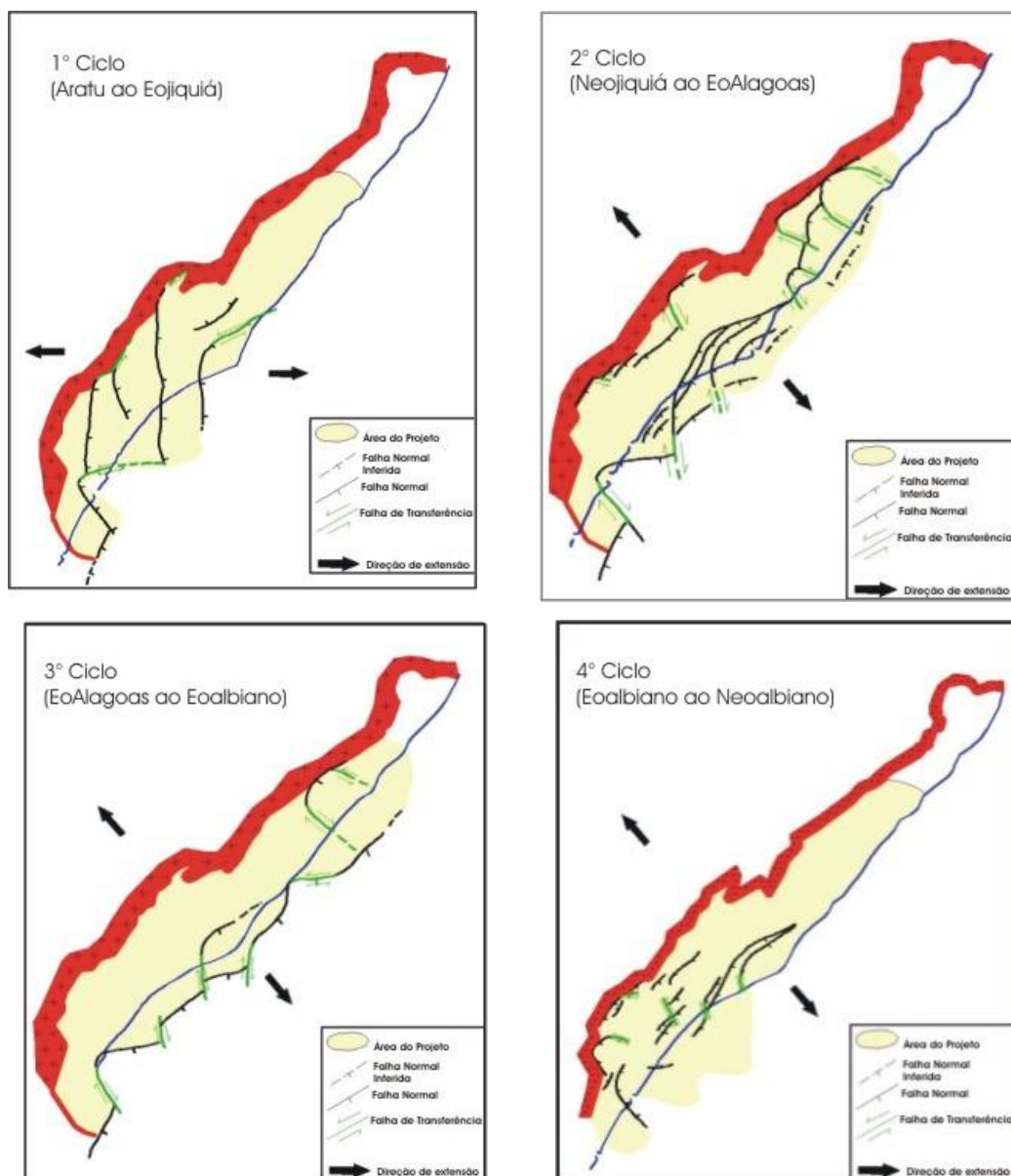


Figura 13 - Evolução tectônica da Bacia Sergipe-Alagoas do Aratu ao Neoalbiano, em 4 ciclos, caracterizados por uma distensão E-W, seguida de três pulsos de distensão NW-SE. Rancan, 2008.

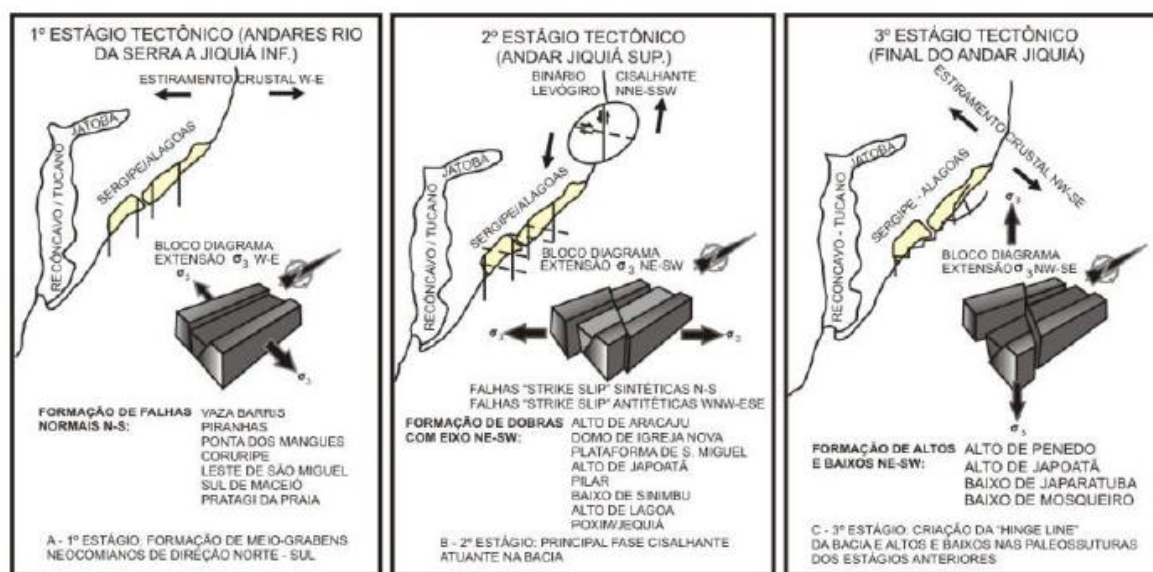


Figura 14 - Modelo idealizado por Falkenhein *et al.* 1985 (apud Cainelli, 1987) mostrando as mudanças nos eixos de tensões de acordo com a evolução do rifteamento (1° - distensão W-E, originando falhas normais N-S; 2° - cisalhamento transpressional reativando as falhas com direção N-S como transcorrentes sinistrais, falhas dextrais de direção WNW e dobramentos W-E; por último, o terceiro estágio onde ocorreu distensão crustal com criação da linha de Charneira Alagoas. Reproduzido de Cainelli (1987).

Um quarto modelo, defende um rifteamento oblíquo para a evolução tectônica da Bacia de Sergipe-Alagoas (Hamsi Jr, 2006 apud Rancan, 2008). A primeira evidência deste modelo baseia-se na própria obliquidade da bacia (direção NE-SW) em relação ao sistema de riftes da margem Leste brasileira, de direção N-S. A zona de transferência Siriri-Penedo é balizada pelo Sistema de Falhas de São Miguel do Aleixo (na junção com a Falha de Macambira) e controla a posição do Baixo de Japarutuba na porção terrestre da bacia. Em direção ao oceano termina na Zona de Fratura de Maceió-Ascensão, que aparentemente é condicionada pela posição inicial das supracitadas. A relação entre a direção do conjunto de falhas rifte N30E e essa zona de transferência N60E, sugere a direção de abertura WNW-ESE, e a atuação dessa zona de fratura a partir do Aptiano. Além da Zona de Fratura de Maceió-Ascensão, em águas profundas, a Zona de Fratura de Sergipe também define um importante lineamento de direção E-W, aparentemente condicionado por falhas transformantes em assoalho oceânico (Figura 15).

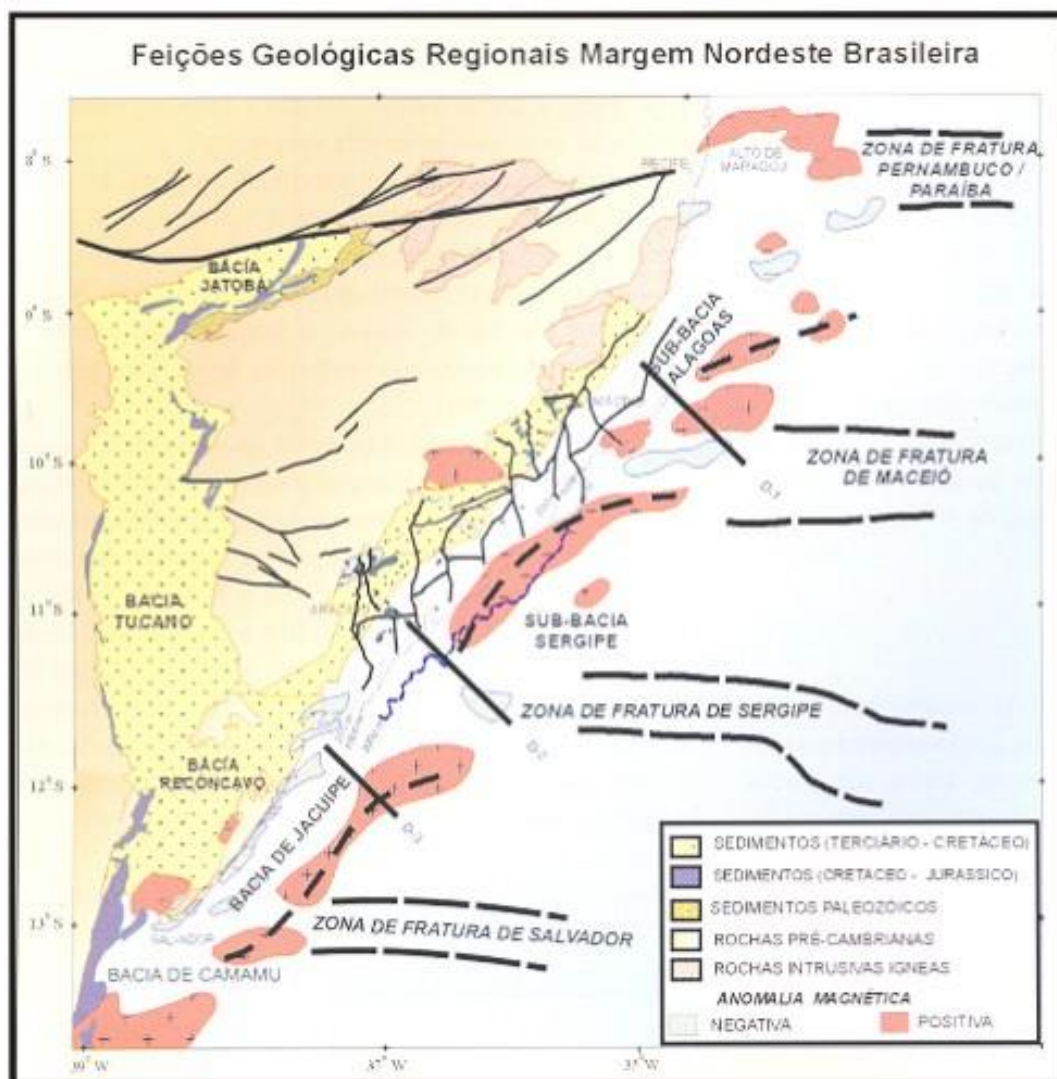


Figura 15 - Mapa regional do contexto em que está inserida a Bacia Sergipe-Alagoas, com destaque para as zonas de fratura de Sergipe e Maceió. (Mohriack, 2003).

A Bacia de Sergipe-Alagoas era considerada uma típica bacia sem vulcânicas, em função do pouco conhecimento da porção submersa distal. Mais recentemente, a integração de estudos sísmicos com métodos potenciais nessas porções distais resultou no reconhecimento de feições como montes submarinos, vulcões e rochas extrusivas, que aparentemente representam o limite entre crosta continental e oceânica. O padrão geral de estruturas maiores na bacia é condicionado pela linha de charneira NE-SW, que controla o espessamento das seqüências albianas e aptianas sobre as pré-aptianas. Uma segunda linha de charneira estaria presente, marcada por inversão na polaridade tectônica por meio de falhas lístricas antitéticas que controlam rochas vulcânicas, caracterizadas como *seaward dipping reflectors*. Essas rochas foram interpretadas como tardias em relação ao rifte e sob elas se desenvolve um seqüência sin-rifte contínua

desde a porção emersa (Hamsi *et al.*, 2006 apud Rancan, 2008). A região de crosta transicional (intensamente estirada) seria marcada pela ocorrência de rochas plutônicas e vulcânicas, enquanto o limite da crosta oceânica seria definido por refletores com padrão *hummocky* em seções sísmicas.

A tabela 1 mostra um quadro comparativo de todos diferentes modelos para evolução tectônica e surgimento das falhas na bacia (Fonte: Borba, 2009).

Idade	Falkenhein (1985)	Lana (1985) Lana e Milani (1986)	Chagas et al. (1993)	Hamsi Jr. (2006)
Rio da Serra a Eo-Jiquiá	Distensão EW: Falhas normais NS	Transtensão N45E: falhas normais NS "em echelon", falhas transcorrentes N30E e N30W	Falhas normais NS (ex: Falha Leste de SMC, Alto de Fazenda Tomada) e de transferência EW, principalmente no Andar Aratu. Algumas associadas às estruturas pretéritas do embasamento	Pouca atuação das falhas (<i>sag rift basin</i>)
Neo-Jiquiá	Binário cisalhante sinistral: falhas transcorrentes WNW e ESSE Formação da Plataforma de São Miguel dos Campos e Alto de Pilar; Distensão NW-SE:			
Alagoas (Meso-Aptiano?/Eo-Albiano?)	Não faz referência	Distensão NW-SE: falhas NE reativadas como normais	Falhas normais NE (ex: atual falha de borda da bacia); falhas de transferência NW (ex: Falha de Sinimbu)	Falhas NS a NE <i>en echelon</i> associadas a rifteamento oblíquo.
Albiano		Não faz referência	Importante tectonismo estruturou os campos de petróleo.	

Tabela 1 – Quadro comparativo de todos modelos para evolução tectônica da bacia Sergipe-Alagoas. Borba,2009.

CAPÍTULO 3 - CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA E PETROGRÁFICA

3.1 – INTRODUÇÃO

A área de estudo engloba unidades pertencentes tanto ao embasamento cristalino, quanto da Bacia Sergipe-Alagoas. As rochas pré-cambrianas são pertencentes a Faixa Sergipana. Sua composição varia de gnaisses e migmatitos arqueanos a micaxistos granatíferos neoproterozóicos. Sobre elas estão depositadas de forma discordante as rochas de idade Paleozóica do Grupo Igreja Nova, representado pelas Formações Batinga e Aracaré. Logo acima, depositados de forma igualmente discordante estão os depósitos pré-rifte de idade neojurássica da bacia. Trata-se do Grupo Perucaba, este composto pelas formações Bananeiras, Serraria e Feliz Deserto. Já os depósitos da fase rifte encontrados na área equivalem a Formação Penedo, este constituinte da porção inferior do Grupo Coruripe (Figura 16).

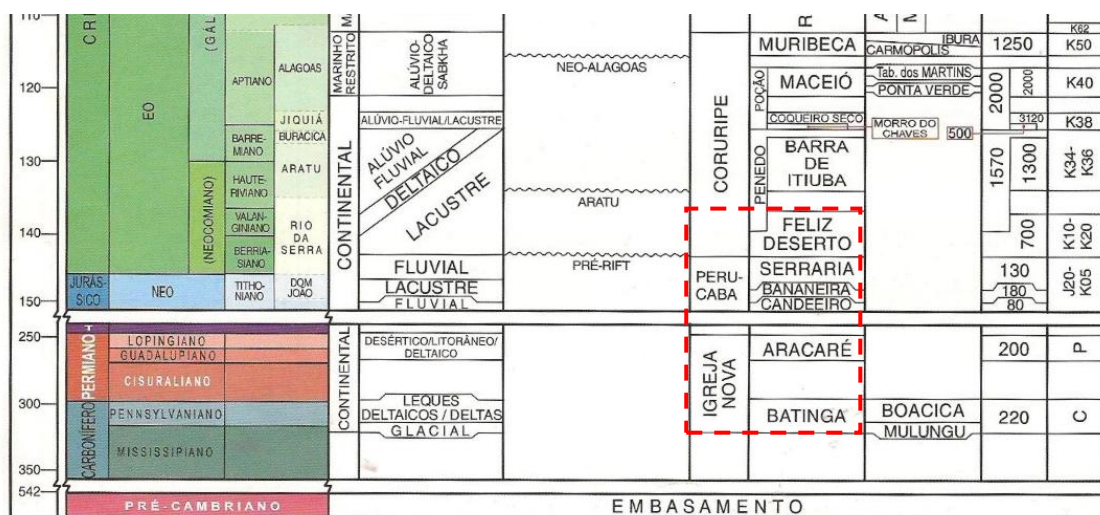


Figura 16 – Unidades estudadas na região em destaque.

O mapeamento geológico na área foi realizado através do estudo de diversos afloramentos, coleta de amostras para descrição petrográfica de algumas formações e descrição das estruturas sedimentares e tectônicas. Algumas das unidades foram amostradas para confecção de lâminas, com o intuito de complementar a descrição. Na análise dessas lâminas foram identificados parâmetros como textura, eventos diagenéticos que afetaram a rocha, além da composição do arcabouço para as rochas sedimentares. Para as rochas pertencentes ao embasamento verificou-se principalmente a constituição mineralógica das rochas.

Na região estudada as rochas pertencentes à Faixa Sergipana estão localizadas nas porções NW, NE e W. Estas englobam micaxistos granatíferos e granitóides brasileiros. Os gnaisses e migmatitos arqueanos estão localizados ao norte da área, sendo pertencentes ao Complexo de Jirau do Ponciano. As unidades paleozóicas pertencentes ao Grupo Igreja Nova estão localizadas ao redor do Domo de Igreja Nova e também nas regiões próximas ao embasamento. As unidades pré-rifte pertencentes aos grupos Perucaba e Coruripe foram mapeadas na região central da área e também na porção norte, seguindo uma direção NE imposta por uma falha que surge no embasamento. Os depósitos da Formação Barreiras ocorrem na porção central, de forma alongada seguindo uma orientação N-S e nas extremidades SW e SE da região. Por fim, os depósitos aluvionares ocorrem nas bordas do Rio São Francisco e nas bordas do Rio Boacica. (Anexo IV).

Importantes feições estruturais foram cartografadas: falhas normais e de transcorrência, distribuídas em regiões próximas ao contato com o embasamento e nas regiões central e oeste. As falhas normais apresentam uma direção predominante NE, porém também há falhas de direção N-S e NW encontradas em afloramentos, em grande parte. Já as falhas transcorrentes apresentam direções NE, mas há também algumas com direção N-S de menor expressividade. Estas apresentam cinemática sinistral preferencialmente. Por fim outra importante estrutura é o Domo de Igreja Nova, uma dobra de orientação NE-SW, localizada na porção NE da área.

3.2 – EMBASAMENTO

3.2.1 – Micaxistos granatíferos (Npm)

Ocorrem como xistos pelíticos, de granulação fina a média, compostos por biotita, muscovita, quartzo e porfiroblastos milimétricos a centimétricos de granada (Foto 17) e cianita. A estaurolita foi identificada em lâmina.



Figura 17 – Micaxisto Granatífero composto por biotita, muscovita, quartzo e porfiroblastos milimétricos a centimétricos de granada.

Em análise microscópica observou-se que a biotita define a foliação principal da rocha. Ela ocorre ora em equilíbrio com a granada, exibindo contato retilíneo com esta, e ora a substituindo, formando pseudomorfos.

A estaurolita foi identificada apenas em uma lâmina, como cristais subédricos intensamente fraturados, mas que exibem contato retilíneo com a matriz que os circunda (Figura 18).

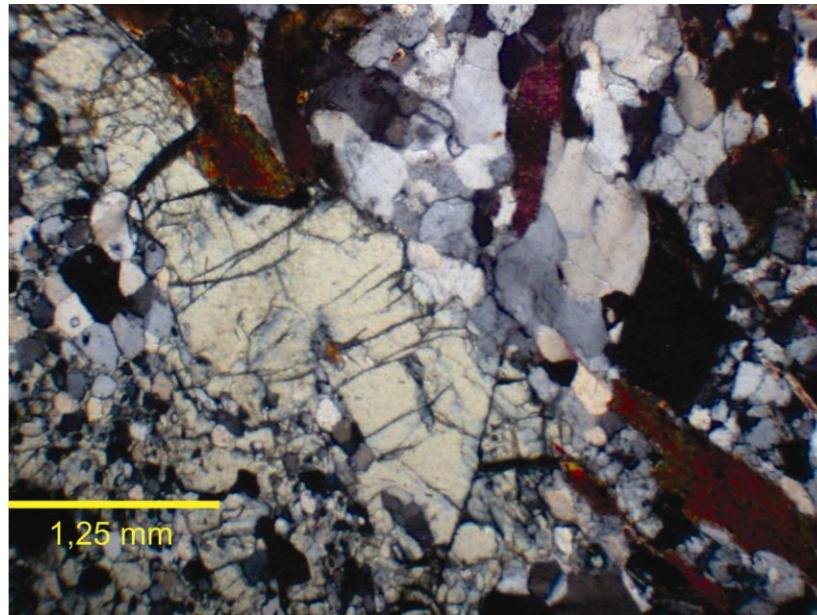


Figura 18 – Estauroлита formando cristal subédrico e fraturado. Está em contato reto com os minerais que o circunda. Objetiva de 4x. Nicóis Cruzados.

O quartzo ocorre principalmente como cristais anédricos, mas aparece também como inclusões na granada e como microveios que cortam a foliação principal.

Também foi observado em campo um xisto pelítico, homogêneo, de granulação fina a média. Apresenta cor prateada, composto por elevado teor de muscovita e biotita, mas pouco quartzo na matriz. Este ocorre sob a forma de corpos concordantes com a foliação (exsudatos), possivelmente originados por remobilização hidrotermal.

Outra litologia encontrada ainda nessa unidade foram quartzitos de granulação fina a média, de cor esbranquiçada, composto essencialmente por quartzo e muscovita. Essa litologia é bem caracterizada pelos altos relevos, devido à maior resistência ao intemperismo (Figura 19).



Figura 19 – Relevo ondulado a plano, representado os micaxistos granatíferos e ao fundo cristas de quartzitos.

3.2.2 – Ortognaisse (APPgm)

Aflora na porção norte da área e possui idade arqueana a eoproterozóica. Apresenta-se com uma rocha de granulação fina à média, composta por biotita, muscovita, quartzo e feldspato. As biotitas encontram-se ligeiramente orientadas. É intrudido por pegmatitos compostos por quartzo, feldspato potássico, biotita e muscovita. Em lâmina delgada do ortognaisse foram identificados o plagioclásio e a microclina, e também a foliação pouco desenvolvida da biotita (Figura 20).

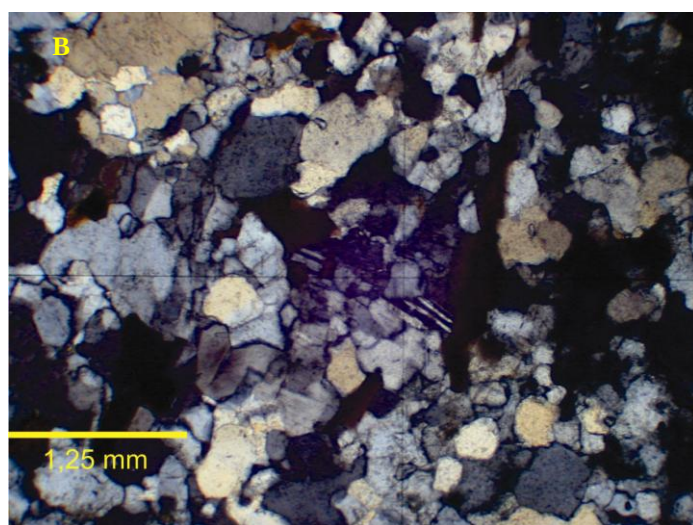
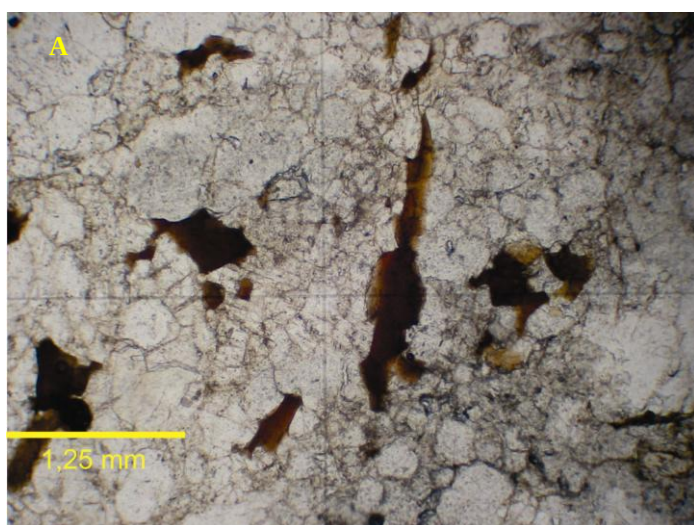


Figura 20: Cristais de biotita definindo uma foliação insipiente e grãos anédricos de quartzo e plagioclásio. Cristais. A. Nicóis Paralelos. B. Nicóis Cruzados. Objetiva 4x.

3.2.3 – Granitóides Brasileiros (Npy)

Tratam-se de granitos a granodioritos grossos a porfíricos, com megacristais de K-F zonados, com tamanhos variando de 2 até 5 cm. Sua mineralogia principal é constituída por feldspato potássico, plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo. Os feldspatos potássicos ocorrem como: pertita do tipo “chamas”, ortoclásio e microclina, com predomínio da microclina como principal feldspato potássico. Esse mineral é o que forma os maiores cristais, de dimensões de 2 a 5 cm, e possuem formas euédricas a subédricas, com fraturas e inclusão de minerais muito variados tais como biotita, plagioclásio e quartzo. Esse granito está possivelmente associado a associação cálcio alcalina de alto potássio, que representa um dos mais abundantes magmatismos de idade brasileira (Pan-Africano), pois apresenta uma feição de campo característica: de enclaves de composição diorítica (Figura 21), sugerindo diques sin-plutônicos desmembrados.



Figura 21 – Enclaves de composição diorítica, pertencentes ao granito-granodiorito grosso a porfírico, com megacristais de K-F zonados, que possivelmente está relacionado a associação alcalina de alto potássio.

3.3 – BACIA ALAGOAS

3.3.1 – Grupo Igreja Nova

3.3.1.1 – Formação Batinga

Constitui a parte mais inferior do Grupo Igreja Nova e da Seqüência Paleozóica. Seu contato inferior é discordante com o embasamento. Está sotoposta discordantemente a Formação Aracaré. A Formação Batinga está dividida em dois membros: Mulungu, na base, e Boacica, no topo. Os melhores afloramentos dessa formação estão localizados no entorno do Domo de Igreja Nova.

3.3.3.1.1 – Membro Mulungu

O Membro Mulungu é constituído por diamictitos, bem expostos na área da Pedreira do Tatu, localizado próximo a Igreja Nova, e representado por paraconglomerados com seixos, calhaus e blocos de rochas ígneas e metamórficas (granitos, gnaisses, diabásio, xistos, etc), alguns com diâmetros superiores a 1,5m e com grau de arredondamento extremamente variado. Estes clastos estão imersos numa matriz siltico argilosa de coloração acinzentada, e distribuídos de forma dispersa (Figura 22). A melhor exposição das rochas dessa unidade ocorre na Pedreira do Cabo Texeira (Figura 23).



Figura 22 – Diamictito pertencente a Formação Batinga. É caracterizado por clastos imersos numa matriz siltico argilosa de coloração acinzentada, e distribuídos de forma dispersa.



Figura 23 – Exposição do diamictito pertencente ao Mb. Mulungu, na Pedreira do Cabo Teixeira. Em destaque alguns blocos imersos na matriz siltico-argilosa.

Porém, há afloramentos localizados ao norte da Cidade de Igreja Nova que mostram fácies fluviais para esta unidade, possivelmente depositados de forma interdigitada as fácies descritas como glaciais, e estão diretamente sotopostas ao embasamento.

Esta fácies é formada por arenitos grossos, com níveis conglomeráticos bem desenvolvidos, mal selecionados, caulínítico e coloração esbranquiçada. As estruturas encontradas foram estratificações cruzadas acanaladas. Os clastos pertencentes aos níveis conglomeráticos são subangulosos, de composição principalmente feldspática e tamanho variando de seixos a grânulos (Figura 24).



Figura 24 – Arenitos grossos, com níveis conglomeráticos bem desenvolvidos. Os clastos que estão presentes nos níveis conglomeráticos são subangulosos, composição predominantemente feldspática e tamanho variando de pequenos seixos a grânulos.

A fácies anteriormente denominada de Membro Atalaia foi suprimida e aqui será adotada como fácies fluviais do Membro Mulungu (Cbm_f), de acordo com a nova carta estratigráfica do Boletim de Geociências da Petrobrás (2007), e está depositada diretamente sobre o embasamento.

3.3.3.1.2 – Membro Boacica

Este membro possui como característica principal a alternância de camadas de siltitos e folhelhos de cor mais esbranquiçada, intercalados com arenitos finos (Figura 25).



Figura 25 – Alternância de camadas de siltitos e folhelhos de cor mais acinzentada com arenitos finos de coloração mais esbranquiçada.

Nos afloramentos foram identificados estruturas como laminação plano-paralela, marcas onduladas e *climbing ripples* (Figura 26). São também muito presente fraturas, que possivelmente foram geradas por um fluxo aquoso.



Figura 26 – *Climbing ripples* presente no membro Boacica.

O contato do Membro Boacica é concordante com o Membro Mulungu, mas no seu topo há um contato discordante com a Formação Aracaré (Figura 27).

Atesta-se uma origem glacial para os sedimentos da Formação Batinga (Mbs. Batinga e Mulungu), possivelmente depositados num sistema subglacial com influência de processos costeiros e plataformais (Figura 28).

3.3.1.2 – Formação Aracaré

Essa formação compõe a parte superior da Sequência Paleozóica e do Grupo Igreja Nova. Possui um contato inferior discordante com a Formação Batinga e superior igualmente discordante com a Formação Bananeiras.

Esta formação exibe uma ampla variação faciológica, devido a diversos sistemas deposicionais que existiam na época de sua deposição e que se depositaram de forma interdigitada. As melhores exposições estão próximas ao Domo de Igreja Nova.

As litologias identificadas em afloramentos na região mapeada foram: arenitos fluviais mal-selecionados de granulometria média, arenitos eólicos de granulometria mais fina, além de folhelhos avermelhados, que ocorrem de forma pontual, e estão associados a tapetes microbianos e estromatólitos silicificados (Figura 29). Dentro destes folhelhos são também identificados nódulos de sílex.



Figura 29 – Folhelhos avermelhados associados a tapetes microbianos e estromatólitos silicificados.



Figura 27 – Contato discordante entre os arenitos finos eólicos da Formação Aracaré (Topo) e os siltitos intercalados com arenitos finos do Mb. Boacica da Formação Batinga (Base).

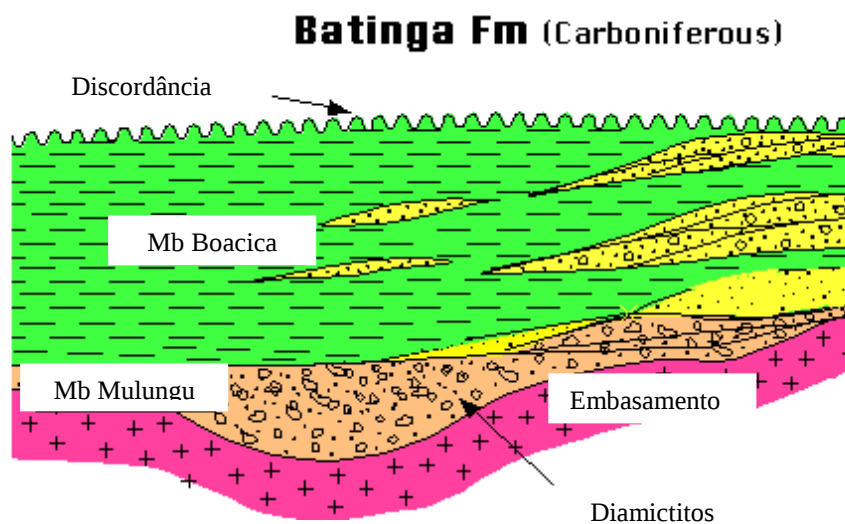


Figura 28 – Modelos de fácies para a Formação Batinga, depositado num ambiente subglacial com influência de processos costeiros e plataformais. Fonte: Cruz, 1994.

As fácies eólicas estão bem caracterizadas em afloramentos localizados nas proximidades do povoado Canoa de Baixo. Nele os arenitos exibem uma granulometria fina a média, bem selecionados, bimodal, coloração esbranquiçada, grãos subarredondados a arredondados. As principais estruturas encontradas foram estratificações cruzadas de médio a pequeno porte de alto ângulo (Figura 30).



Figura 30 – Estratificação cruzada tabular em arenito pertencente a fácies eólica da Formação Aracaré.

Petrograficamente estes arenitos possuem seu arcabouço composto por grãos de quartzo (98%), feldspatos (1%) e muscovita (1%). De acordo com a classificação de Folk(1968), trata-se de um quartzo-arenito (Figura 31).

Os grãos do arcabouço são bem selecionados, granulometria fina e subarredondados. O contato côncavo-convexo entre os grãos é predominante.

A cimentação, de composição silicosa, está representada pelo sobrecrecimento de quartzo.

Quanto à porosidade, a observada nessa amostra é do tipo intergranular, de origem primária. Porém ela possui uma distribuição não-padrão e poros com dimensões semelhantes. Há também uma porosidade secundária, mas está relacionada ao fraturamento dos grãos, que possui uma ocorrência limitada.

Como a maturidade textural possui relação com a quantidade de matriz, arredondamento e grau de seleção dos grãos, esta rocha é classificada como supermatura.

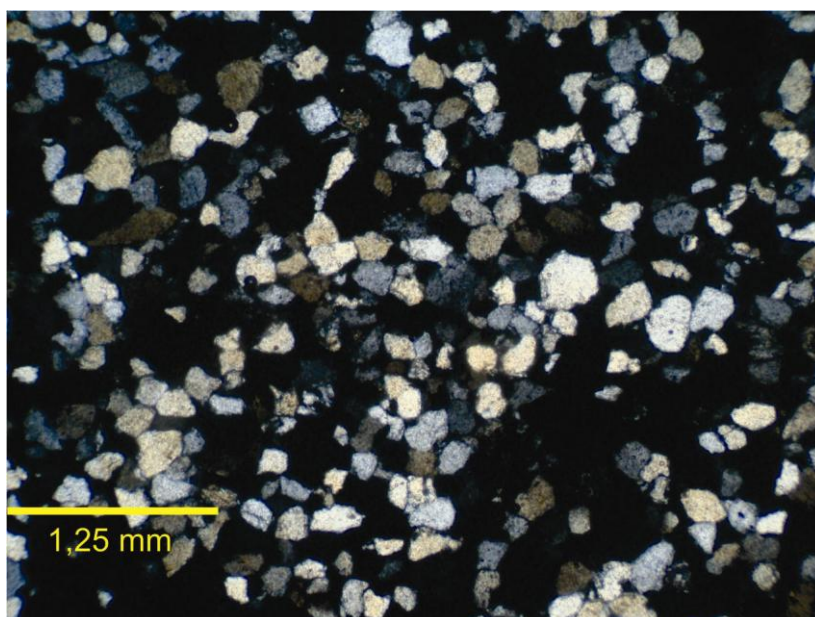


Figura 31 – Arenito bimodal, subarredondado, composto predominantemente de quartzo (98%).

A história de sedimentação na Formação Aracaré no âmbito da estratigrafia de seqüências inicia-se com um trato de sistema de mar baixo, em que deltas e dunas eólicas progradavam sob um mar interior. Esse sistema foi afogado por um trato de sistema transgressivo, em que a superfície de inundação máxima é definida pela camada de folhelhos negros. A queda na taxa de subida do nível do mar proporcionou a estruturação de um trato de sistemas de mar alto, em que se depositaram conjuntos de dunas e lagunas. A estas rochas intercala-se o registro de uma ampla plataforma carbonática (Souza-Lima, 2006), desenvolvida em função do clima árido que controlou o baixo aporte de sedimentos siliciclásticos à época, em uma praia quente e seca, que margeou um grande lago.

3.3.2 – Grupo Perucaba

3.3.2.1 - Formação Bananeira

Essa formação compõe a parte inferior da Sequência Mesozóica e do Grupo Perucaba juntamente com a Formação Candeeiro. Possui um contato inferior discordante com a Formação Aracaré e superior concordante com a Formação Serraria, compondo assim a seção Pré-Rifte da Bacia Sergipe-Alagoas.

Os melhores afloramentos encontrados desta formação foram localizados próximos ao povoado de Ipiranga e nas proximidades do povoado Coqueiro, sudeste e nordeste da região mapeada, respectivamente. Por tratar-se de uma formação constituída principalmente por argilitos e folhelhos avermelhados muito friáveis, grande parte das áreas aflorantes está intensamente intemperizada (Figura 32).

Esta formação foi depositada num ambiente flúvio-lacustre, ocupando uma bacia do tipo sinéclise antes do rifteamento eocretáceo. A cor vermelha dos sedimentos caracteriza um ambiente oxidante, com flutuações no nível de base que, quando mais alto pode depositar sedimentos de cor castanha e roxa. Ela é correlata as Formações Brejo Santo, da Bacia do Araripe e Aliança no Recôncavo-Tucano-Jatobá.



Figura 32 – Afloramento da Formação Bananeiras. Nota-se a intensa alteração da rocha, porém é possível observar sua coloração vermelha característica.

3.3.2.2 – Formação Serraria

Esta formação devido a sua grande importância econômica, já que é uma rocha com bom potencial reservatório, aliada a diversas feições tectônicas (bandas de deformações e falhas) documentadas, é o principal objeto de estudo deste capítulo. A caracterização das diversas feições tectônicas documentada nesta formação será descrita posteriormente com maior detalhamento no capítulo 4. O levantamento desta formação também contemplou uma interpretação faciológica. Para este fim empregou-se a classificação de litofácies sedimentares de ambientes fluviais de Miall (1978), como pode-se observar na Tabela 2, logo abaixo. Adicionalmente foram levantadas seções pela equipe da UFRGS, coordenadas pela Prof. Dr. Claiton Scherer, aqui utilizadas para estudo faciológico.

Tabela 2: Classificação de litofácies sedimentares de ambientes fluviais de Miall (1978):

Código	Litofácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gms	conglomerados sustentados pela matriz, maciços	nenhuma	depósitos de fluxo de detritos
Gm	conglomerados maciços ou grosseiramente acamadados	acamamento horizontal, imbricação de clastos	barras longitudinais, depósitos residuais de canais (lag), depósitos de peneiramento (sieve)
Gt	conglomerados, estratificados	estratificações cruzadas acanaladas	barras de crista sinuosa
Gp	conglomerados, estratificados	estratificações cruzadas planares	barras de crista reta ou migração deltaica sobre antigas barras
St	arenitos médios a muito grossos, por vezes com seixos	estratificações cruzadas acanaladas solitárias (q) ou agrupadas (p)	dunas subaquáticas (regime de fluxo inferior)

Sp	arenitos médios a muito grossos, por vezes com seixos	estratificações cruzadas planares solitárias (a) ou agrupadas (o)	barras transversais, linguóides e dunas (regime de fluxo inferior)
Sr	arenitos muito finos a grossos	marcas onduladas de todos os tipos	ondulações (regime de fluxo inferior)
Sh	arenitos (areia muito fina a muito grossa, podendo conter seixos)	laminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo	fluxo acamadado planar (regimes de de fluxo inferior e superior)
Sl	arenitos finos	estratificações cruzadas de baixo ângulo (< 10o)	preenchimento de sulcos, rompimento de diques marginais (crevasse splays), antidunas
Se	arenitos com intraclastos e sulcos erosivos	estratificações cruzadas incipientes	preenchimento de sulcos
Ss	arenitos finos a grossos, c/ seixos	sulcos rasos amplos incluindo estratificações cruzadas tipo h	preenchimento de sulcos
Sse, She e Spe	Arenitos	análogos a Ss, Sh e Sp	depósitos eólicos
Fl	arenitos pelíticos, pelitos arenosos e pelitos	laminação fina, ondulações de pequena amplitude	depósitos de transbordamento ou de decantação de enchentes
Fsc	pelitos (silte e lama)	laminada a maciça	depósitos de pântanos ou de planície de inundação
Fcf	pelitos (lama)	maciça, com moluscos de água doce	depósitos pantanosos inundáveis
Fm	pelitos (lama, silte)	maciça, com fendas de ressecção	depósitos de transbordamento
Fr	pelitos (silte e lama)	marcas de raízes	níveis pelíticos
C	carvão, lamias carbonosas	plantas, filmes de lama (argila)	depósitos de pântanos
P	carbonatos	feições pedogenéticas	solos

A Formação Serraria integra, juntamente com as Formações Bananeiras e Candeeiro, a seção Pré-Rifte da bacia. Sua deposição foi posterior a das formações Candeeiro e Bananeiras, e está representado por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico que assorearam o Lago Bananeiras.

A estratigrafia da Formação Serraria é caracterizada por sucessão do modelo deposicional fluvial entrelaçado, representado por canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas de meio de canal e caracterizada por alta variabilidade de descarga, além de um elevado suprimento sedimentar. Ocorrem depósitos de preenchimento de canal, depósitos de afogamento do sistema fluvial e localmente depósitos eólicos. Os corpos arenosos possuem geometria tabular-lenticular, com arranjos comuns em ciclos de granodecrescência ascendente (Barreiro *et al*, 2003).

Foram encontrados dois principais tipos de litologia para esta formação: Arenitos grossos a conglomeráticos, angulosos a subarredondados, mal selecionados e com níveis conglomeráticos bem desenvolvidos. Nestes níveis os clastos variam de pequenos seixos a pequenos blocos compostos por pedaços de quartzitos angulosos a subangulosos (Figura 33). As estruturas encontradas foram estratificações cruzadas acanaladas (Figura 34), níveis conglomeráticos com gradação normal (Figura 35) e estratificações cruzadas de pequeno a médio porte (Figura 36), além de alguns depósitos maciços. Segundo a classificação de Miall (1978), estes depósitos representam as litofácies Gm a St. Intercalados a esta primeiro tipo de litologia da Formação Serraria encontra-se um arenito médio bem selecionado, subarredondado a arredondado com estratificações cruzada tangencial, identificado apenas numa seção estratigráfica levantada (Figura 37).

Outra variação encontrada foram depósitos com arenitos médio a finos, moderadamente selecionados, subangulosos a subarredondados, com diminutos níveis conglomeráticos. As estruturas associada a esta variação são estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte (Figura 38) e estruturas de fluidização, possivelmente alguns acamamentos convolutos (Figura 39). Nos *sets* das estratificações cruzadas tangenciais pode-se observar pequenas gradações de grãos médios a finos, subarredondados. Segundo a classificação de Mial (1990), estes depósitos representam as litofácies St a Sr.

Estes depósitos estão relacionados a diferentes intervalos da Formação Serraria. Segundo Garcia, 1991, Seu registro sedimentar pode ser dividido em três intervalos (Figura 40): um intervalo basal que representa a transição com a Formação Bananeiras

constituído por arenitos finos e pelitos intercalados, um nível intermediário de arenitos médios a conglomerados, e um intervalo de arenitos finos intercalados com folhelhos no topo que marca a transição para a Formação Barra de Itiúba. Nos afloramentos descritos foram encontrados depósitos relacionados ao nível intermediário da Formação Serraria. Porém, mesmo dentro deste nível pode-se notar duas diferentes seqüências, bem evidentes nas seções levantadas.



Figura 33 – Conglomerado arenoso da Formação Serraria. Os clastos são compostos por pedaços de quartzitos angulosos a subangulosos em sua maioria.

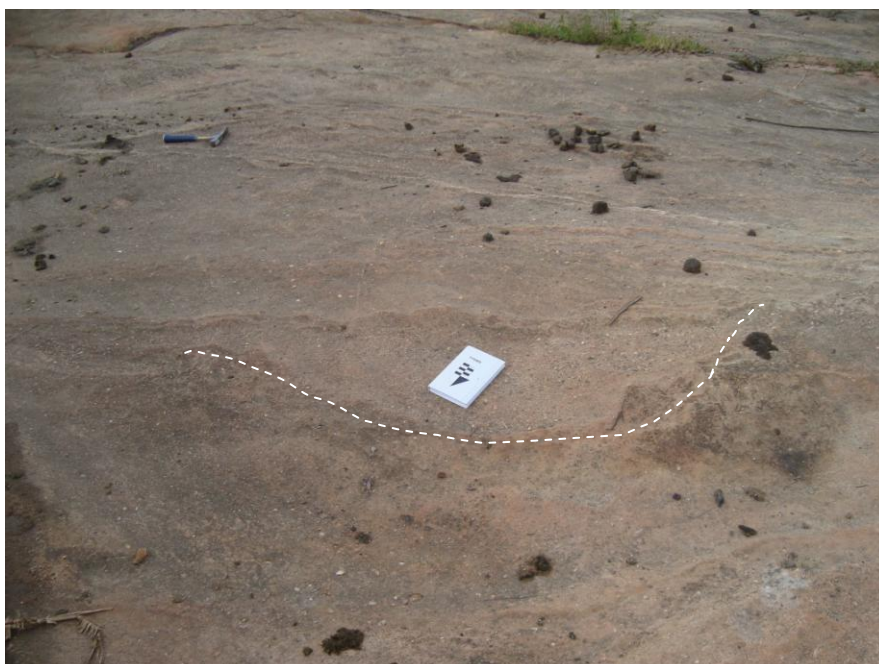


Figura 34 – Estratificação cruzada acanalada, com pequenos seixos na base gradando para arenitos grossos a médios no topo.



Figura 35 – Nível conglomerático com gradação normal. Observam-se pequenos seixos subarredondados na base e arenitos grossos no topo.



Figura 36 - Estratificações cruzadas de pequeno a médio porte em destaque no arenito grosso pertencente a Formação Serraria. Notar a presença de níveis conglomeráticos bem desenvolvidos na base da estratificação, constituída por pequenos seixos subangulosos a subarredondados.

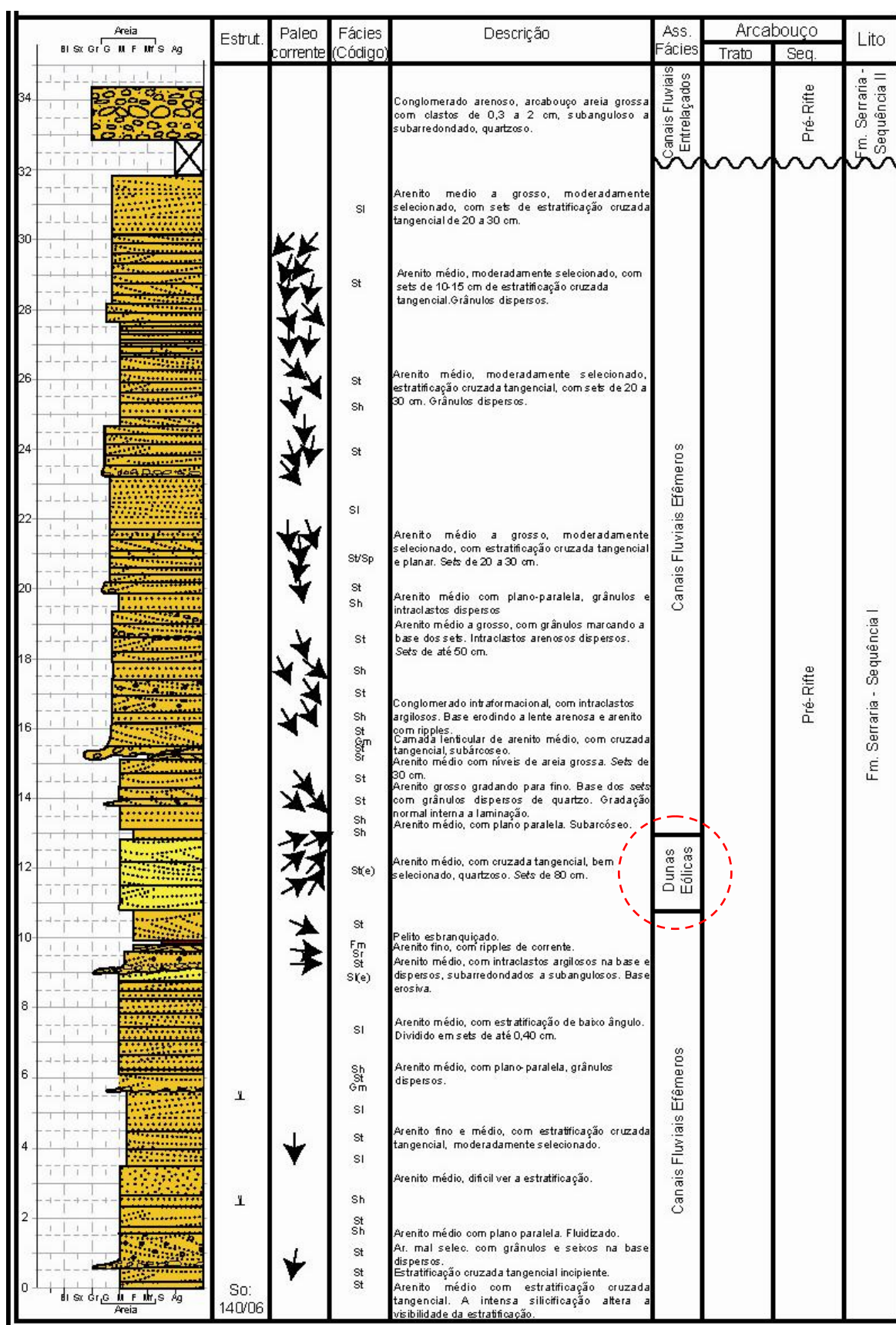


Figura 37 – Seção estratigráfica levantada na Formação Serraia. Notar a presença de um nível com arenitos correspondentes a dunas eólicas (UFRGS, 2010).



Figura 38 – Estratificação cruzada de pequeno porte encontrada no arenito médio a fino moderadamente selecionado da Formação Serraria.



Figura 39 – Acamamento deformado, possivelmente um acamamento convoluto.

(Figura 42) ou ferruginosa (Figura 43). A matriz está sob forma de um material detrítico entre os grãos do arcabouço, composta por argilominerais em sua predominância.

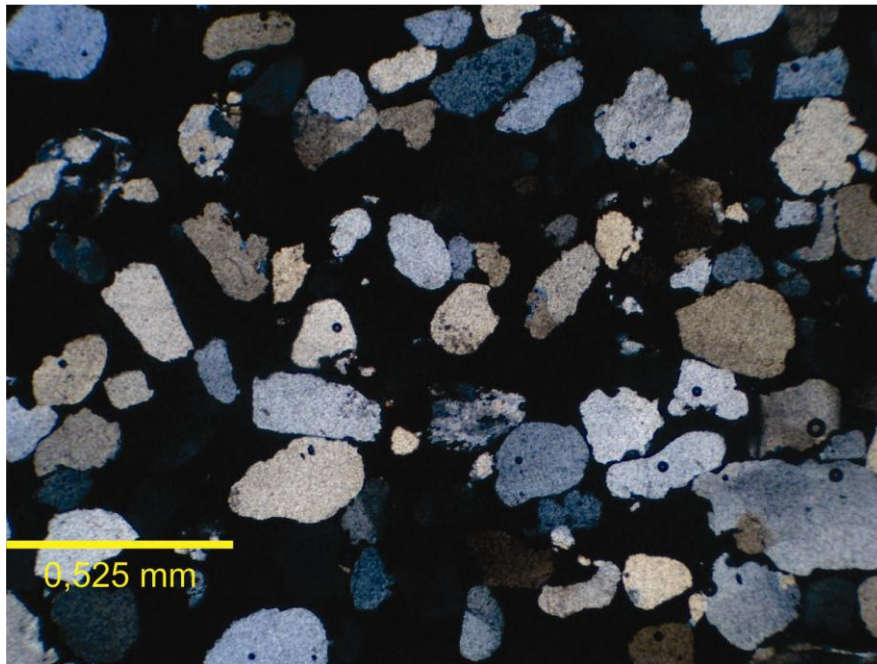


Figura 41 – Arcabouço constituído por arenito médio a grosso. Grãos subarredondados a subangulosos. Composta em quase sua totalidade por quartzo (94%).



Figura 42 – Arenito grosso pertencente a Formação Serraria com uma cimentação silicosa muito expressiva.

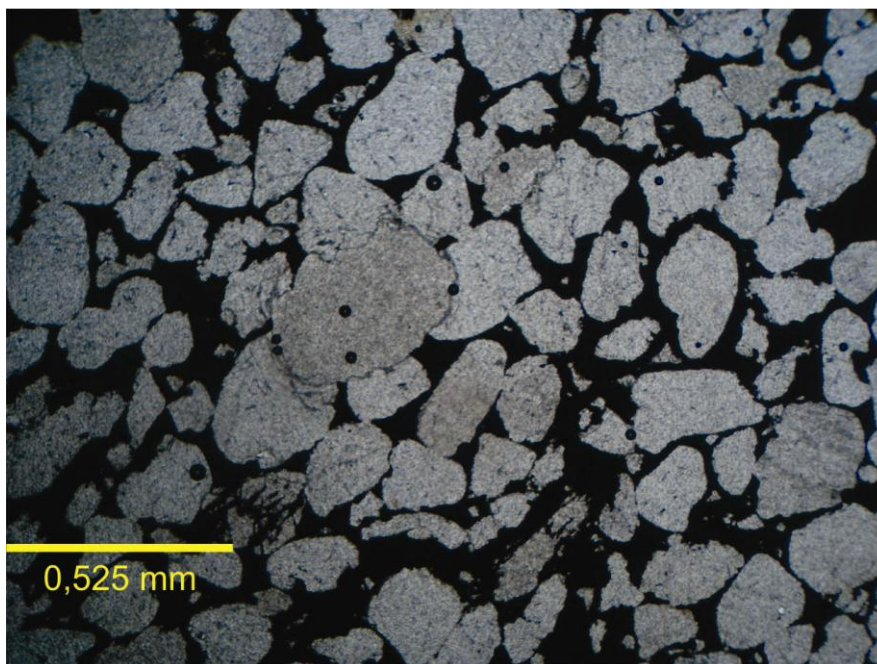


Figura 43 – Cimentação ferruginosa eliminando a porosidade primária intergranular.

3.3.2.3 – Formação Feliz Deserto

Essa formação compõe a parte inferior da Sequência Rifte e do Grupo Coruripe. Possui um contato inferior concordante com a Formação Serraria. A discordância que limita a Feliz Deserto na parte superior é a discordância que marca o início da fase Rifte da Bacia Sergipe Alagoas, caracterizado por um hiato estimado em 3 M.a (Galm e Santos, 1994), denominada de discordância Pré-Aratu.

Na parte inferior, essa unidade possui um contato concordante com a Fm. Serraria. Foi depositada num ambiente lacustre, com entrada ocasional de sistemas fluviais/ flúvio-deltaicos. Os arenitos fluviais da Formação Penedo assoreavam o Lago Feliz Deserto, resultando assim num contato interdigitado entre as mesmas.

Os melhores afloramentos encontrados desta formação foram localizados próximos ao povoado de Remendo, próximo a margem do Rio Boacica e nas proximidades do povoado de Carnaíbas, ambos localizados no sul da região mapeada.

Quanto a sua composição litológica, trata-se de uma arenito muito fino, micáceo, de coloração esbranquiçada (Figura 44). Também foi encontrado na forma de um folhelho cinza-esverdeado (Figura 45), com uma laminação plano-paralela bem desenvolvida. Por se tratar de uma ambiente deltaico lacustre, o depósito relacionado ao arenito muito fino deve estar relacionada a uma frente deltáica que desembocava no Lago Feliz Deserto. Já o folhelho cinza-esverdeado representa a parte mais central do

Lago Feliz Deserto, que era ainda de uma profundidade menos expressiva, já que a coloração esverdeada de seus sedimentos denotam um ambiente ainda oxidante.



Figura 44 – Arenito muito fino esbranquiçado, com acamamento de atitude 264Az/18°/174Az.



Figura 45 – Folhelho cinza-esverdeado intemperizado pertencente a Formação Feliz Deserto.

3.3.2.4 – Formação Penedo

Esta formação compõe, juntamente com a Formação Feliz Deserto, a parte basal da Seqüência Rifte e a base do Grupo Coruripe. Está depositado de forma interdigitada a Formação Feliz Deserto e relacionada ao início do rifteamento da bacia.

As únicas exposições pertencentes a esta unidade foram documentadas na parte sul da área, nos entornos do povoado de Carnaíbas e Tapera. Logo acima da formação está depositada a Formação Barreiras, separadas por uma discordância.

As rochas que caracterizam esta formação são arenitos arcoseanos esbranquiçado a acinzentado com granulometria média a grossa, localmente conglomeráticos, subangulosos a subarredondados, moderadamente selecionados e de coloração esbranquiçada a acinzentada. Por vezes se apresentou com uma maior quantidade de areia fina e média, além de melhor selecionado.

As estruturas identificadas foram: estratificação cruzada tabular a tangencial de pequeno porte, estratificação cruzada acanalada de médio e pequeno porte, e estruturas de fluidização, muito comuns nos afloramentos encontrados (Figura 46).



Figura 46 – Estrutura de fluidização presente na Formação Penedo.

3.3.3 - Depósitos do Neógeno

3.3.3.1– Formação Barreiras

A Formação Barreiras está amplamente distribuída em toda a área, sotoposta a Formação Penedo, principalmente, e corresponde aos depósitos terciários formados durante ampla regressão na costa brasileira. As extensas áreas planas e mais elevadas, caracterizadas por tabuleiros e platôs, são as feições geomorfológicas que a distinguem (Figura 47).



Figura 47 - As extensas áreas planas e mais elevadas, caracterizadas por tabuleiros e platôs, são as feições geomorfológicas que distingue essa formação.

Sua litologia é composta por sedimentos terrígenos pouco ou não-consolidados e imaturos, arenitos por vezes conglomeráticos, com níveis de argila alternados, siltitos e horizontes com intensa laterização.

3.3.3.2 – Cobertura Quaternárias

As coberturas quaternárias são compostas por sedimentos terrígenos geralmente compostos por areias, argilas e conglomerados, relacionados a uma origem aluvionar. Outros depósitos desta unidade são os sedimentos de origem elúvio/coluvionar. O primeiro é gerado pela alteração de rochas. Já o segundo é resultante de movimentação lenta por gravidade de curto percurso.

Os depósitos aluvionares estão localizados na porção sul, local que a drenagem é melhor desenvolvida. Seus depósitos se concentram mais especificamente nas proximidades dos rios Boacica e São Francisco (Figura 48).

Geomorfologicamente estes sedimentos ocupam as áreas mais baixas formando extensas planícies de inundação.



Figura 48 – Depósitos aluvionares na beira do rio São Francisco. Geomorfologicamente estes sedimentos ocupam as áreas mais baixas formando extensas planícies de inundação.

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 – INTRODUÇÃO

Para interpretar a evolução geodinâmica da região foram estudadas falhas identificadas em imagens de satélite e em escala de afloramento, bem como bandas de deformação. A identificação dos critérios cinemáticos foi dificultada em diversos afloramentos devido ao intemperismo ao qual as rochas foram submetidas. O principal critério utilizado para determinação da cinemática foi à identificação dos ressaltos formados no plano de falha.

De acordo com muitos autores (Aydin, 1978; Antonellini & Aydin, 1994;) as bandas de deformação representam um estágio inicial de nucleação de pequenas falhas, que vão se interceptando até formar a chamada zona de danos; geralmente pode ser observada a presença de bandas com diversas orientações, tamanhos e tipos. Destaca-se o comportamento hidropástico de muitas destas estruturas indicando um estágio incipiente de litificação das rochas hospedeiras, quando do seu desenvolvimento.

4.2 – FALHAS

4.2.1 – Bacia Sergipe-Alagoas

As falhas medidas na área estão concentradas em três setores principais: no povoado de Olho D'água do Tablado, limite norte, próximo do contato com o embasamento; ao norte da cidade de Igreja Nova, igualmente numa área limítrofe com o embasamento; e dentro do povoado de Ipiranga, porção SE e próximo ao povoado Carnaíbas, porção SW.

As formações Batinga, Serraria e Feliz Deserto foram as unidades no qual foram obtidos os planos de falhas. Na Formação Serraria, pertencente à fase pré-rifte, foram medidas falhas normais e oblíquas de direção NE-SW, com planos e estrias bem conservados, além de rejeitos verticais e oblíquos. Nas formações Batinga e Feliz Deserto foram encontradas falhas normais de direção preferencial N-S.

No afloramento localizado nas proximidades do povoado Olho D'água do Tablado foram encontrados os melhores planos de falhas de toda área mapeada. Tratam-se de planos e estrias bem conservadas. Estas falhas estão localizadas na região NW do mapa e estão associadas à falhas de transferência de direção NW a N.

A direção principal dos planos obtida neste afloramento foi NE-SW, com valores variando de 20 a 61 Az, e mergulho com valor mínimo de 10° e máximo de 55°, todos com sentido SE (Figura 49 e 50). As estrias apresentam sentido variando de 120Az a 170Az, com caimento mínimo de 8° e máximo de 50°. Muitas estrias são preenchidas por calcita e encontram-se em bom estado de conservação (Figura 51). Todas as falhas apresentam rejeito normal, determinado pela análise dos ressaltos presentes no plano de falha.

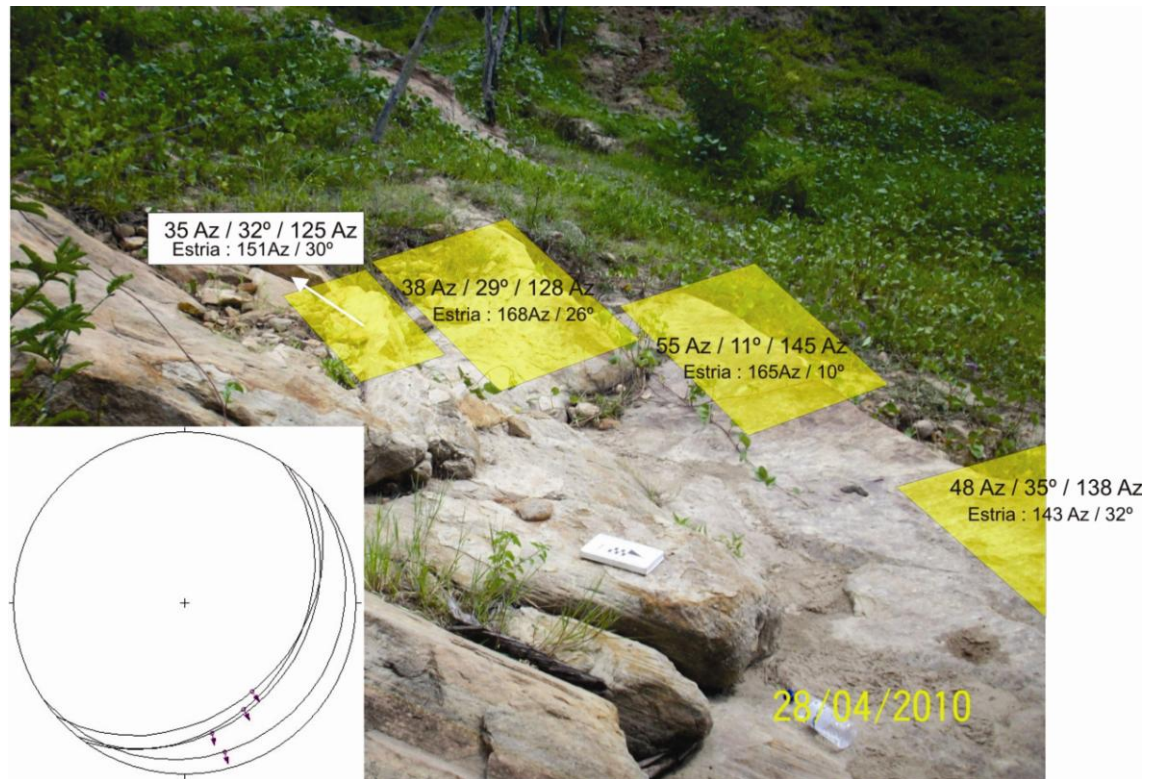


Figura 49 – Parte do afloramento localizado no povoado Olho D'água do Tablado com alguns planos de falhas medidos no arenito da Formação Serraria. Neste ponto os planos possuem a direção variando entre 35 e 55 Az e mergulho mínimo de 10° e máximo de 35°.

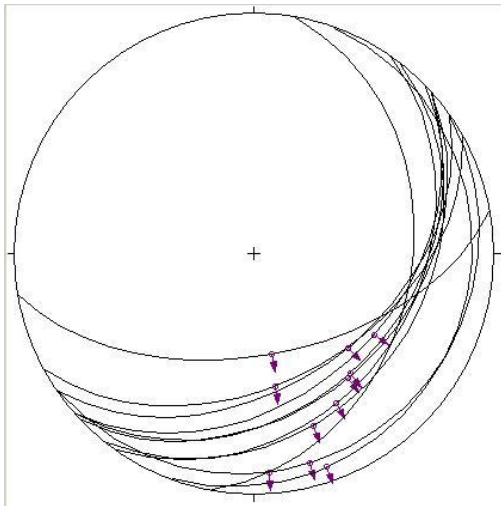


Figura 50 - Estereograma dos planos de falha encontrados no afloramento do povoado de Olho D'água do Tablado. Notar rejeitos variando de *down-dip* a oblíquos, indicado pelas estrias.

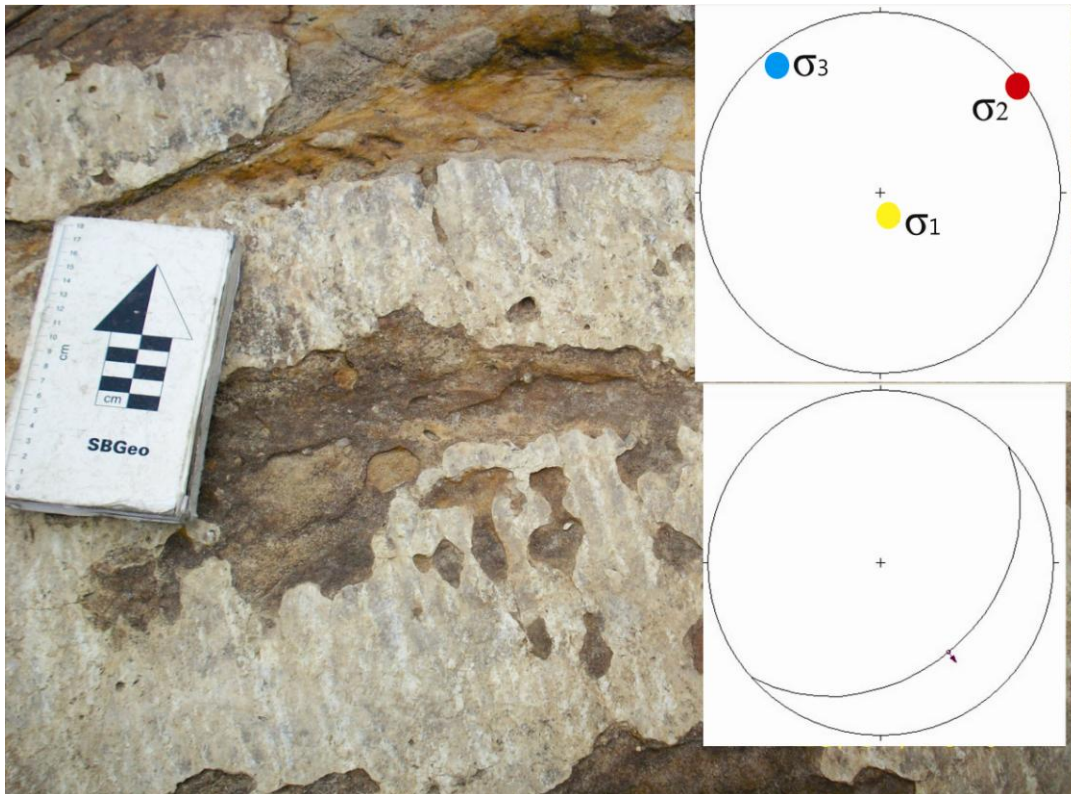


Figura 51– Plano de falha na Formação Serraria, com estrias encontradas em bom estado de conservação. As estrias medidas nesse plano possuem atitude 143Az/32°.

O desenvolvimento das falhas está possivelmente relacionado à evolução das zonas de danos associadas às bandas de deformação, hipótese que será discutida posteriormente (Figura 52). Os planos de falhas surgiram após um grande acúmulo de muitos planos de bandas numa determinada região, com grande desenvolvimento de uma zona de dano associada.

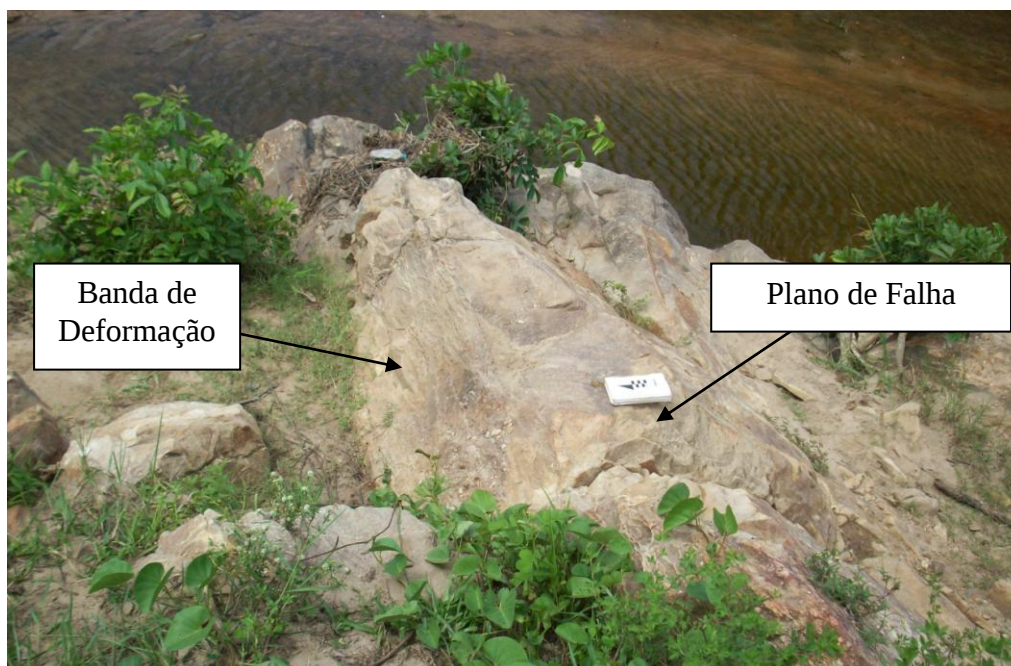


Figura 52 – Banda de deformação relacionada ao desenvolvimento do plano de falha na Formação Serraria.

No afloramento localizado no povoado Ipiranga, porção SE da área, foi medido um plano de falha localizado na Formação Serraria, com atitude 10Az/55°/100Az. As estrias observadas nesse ponto apresentam atitude 120Az/50° (Foto 53). Esta falha está bem marcada na região SW da área estudada, mapeada como uma falha normal de direção NE.



Figura 53 – Plano de falha na Formação Serraria, com atitude 10Az/55°/100Az, e estrias de atitude 120Az/ 50°. As estrias observadas estão indicadas pela lapiseira azul.

Em outro importante afloramento localizado próximo a uma reserva indígena ao norte da área, foram encontrados diversos planos de falhas, todos na Formação Serraria. As falhas encontradas neste ponto estão relacionadas a um conjunto de falhas NE localizado a esquerda do Domo de Igreja Nova, separados por falhas de transferência de direção NW. Foram descritos tanto planos de direção NE quanto NW, com rejeitos de mergulho oblíquos e direcionais. Os planos de direção NE possuem mergulhos variando de 5 a 60° e estrias de direção 50 a 140Az com caimento de intensidade variando de 2 a 54° (Figura 54). Já os planos de direção NW possuem mergulhos variando de 54 a 20° e estrias de direção 66 a 315 Az com caimento de intensidade mínima de 2 e máximo de 35° (Figura 55). Foram ainda encontrados dois planos de direção E-W aproximadamente, com mergulhos moderados e estrias indicando rejeitos oblíquos.

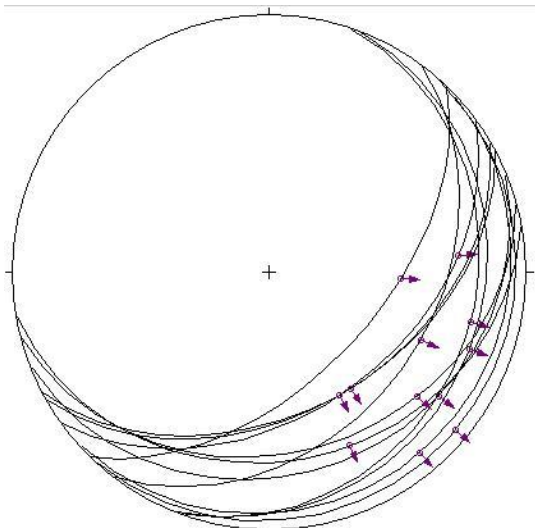


Figura 54 – Estereograma dos planos de direção NE encontrado no afloramento 3439. Notar rejeitos variando de oblíquos a direcionais, todos com mergulho suave a moderados.

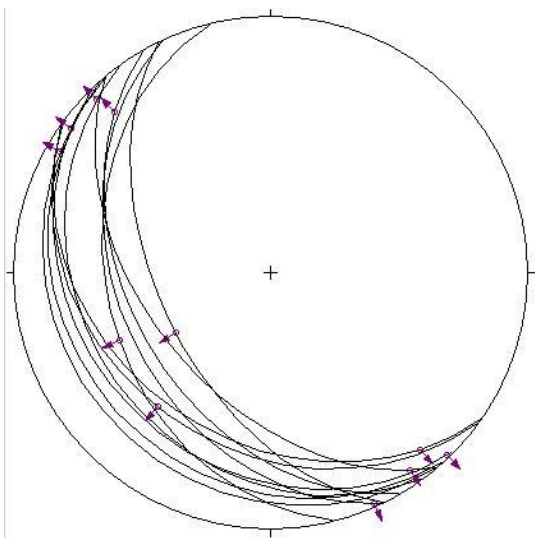


Figura 55 – Estereograma dos planos de direção NW encontrados no afloramento 3439. Notar rejeitos variando de normais, oblíquos e inversos. Os planos possuem mergulhos suaves a moderados.

Outro importante plano de falha foi obtido na Formação Batinga. Foi localizado na região limítrofe da bacia com o embasamento e apresenta uma direção N-S e vertical. A estria medida neste plano possui caimento de 89°.

Por último, obteve-se uma plano na Formação Feliz Deserto com atitude 5 Az/75°/275Az e com estria de atitude 72°/275Az.

Em outro levantamento das falhas desta região realizado por Silva, 2007, obteve-se as direções NE e NW como as principais (Figura 56), com as falhas de direção NE e mergulho com sentido SE atuando como sintéticas e as com mergulho com sentido NW, antitéticas.

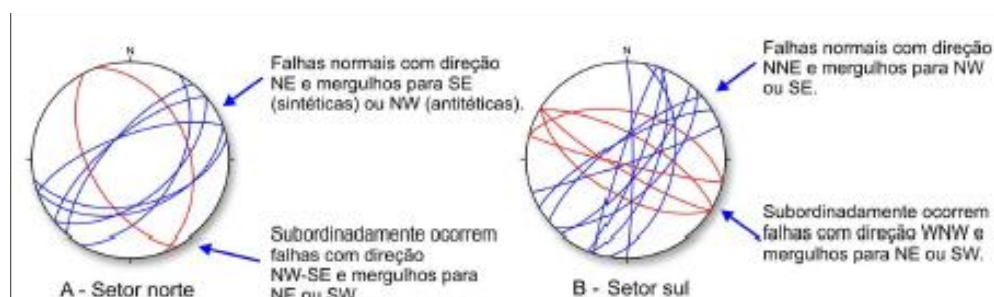


Figura 56 – As falhas estão divididas por setor: Norte, localizado acima de Igreja Nova e Sul, abaixo. Observar predominância dos *trends* NE e NW. Fonte: Silva, 2007.

4.2.2 – Embasamento

As falhas pertencentes ao embasamento foram estudadas ao longo de afloramentos localizados na BR-101, que corta a área na direção NE-SW, e nas proximidades do contato com a Bacia Sergipe-Alagoas nas regiões central e sudoeste da área mapeada. Durante este estudo também foram medidos fraturas e a foliação dos micaxistos pertencentes ao Domínio Macururé, com o intuito de analisar uma possível relação entre a evolução do rifteamento da bacia com estruturas pré-existentes.

De maneira geral, foram encontradas falhas com direções variadas e estrias tanto oblíquas. As estrias apresentaram-se tanto oblíquas, quanto horizontais, com intensidade variando de 4 a 42° e direção entre 50 e 315 Az (Figura 57). Diversos foram os critérios cinemáticos para analisar estas falhas como: deslocamento de pequenos veios de quartzo deslocados por zonas falhadas (Figura 58) e ressaltos muito bem conservados encontrados em alguns afloramentos (Figura 59).

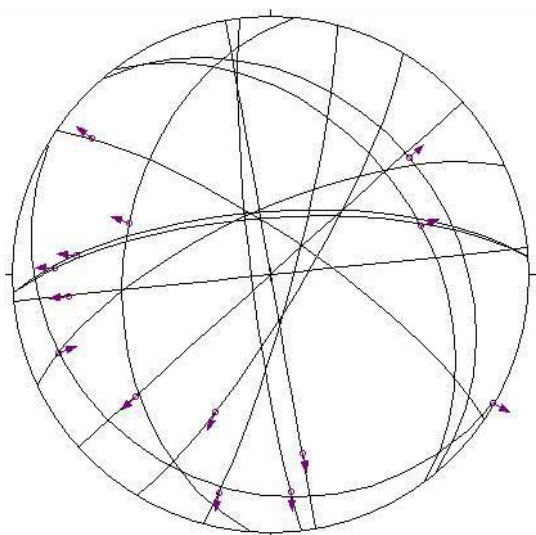


Figura 57 – Estereograma dos planos de falha encontrados no embasamento. Direções muito variadas foram encontradas.

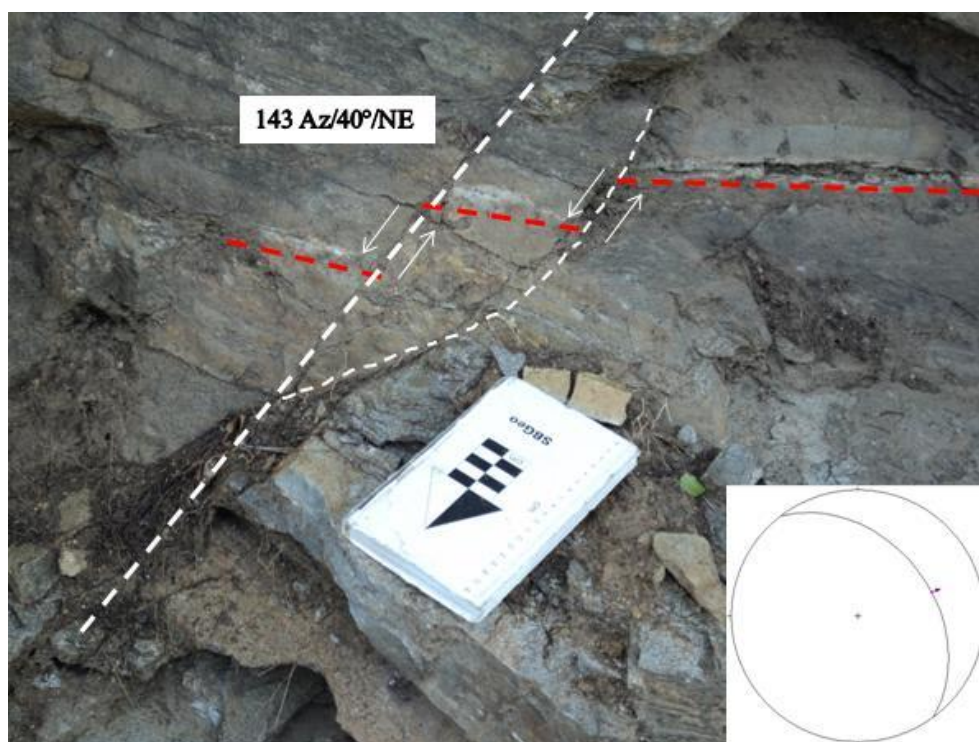


Figura 58 – Zona falhada em micaxistos, de atitude 143 Az/40°/NE, deslocando um veio de quartzo. Este deslocamento está indicando uma cinemática dextral.



Figura 59 – Ressaltos pertencentes ao plano de atitude 264Az/subvertical, com estrias de direção 264Az/22°. Este plano possui cinemática sinistral.

Assim como as falhas, as fraturas também apresentaram uma grande variação de direção. As principais direções obtidas foram NE e NW, com mergulhos superiores a 80° (Figuras 60 e 61).

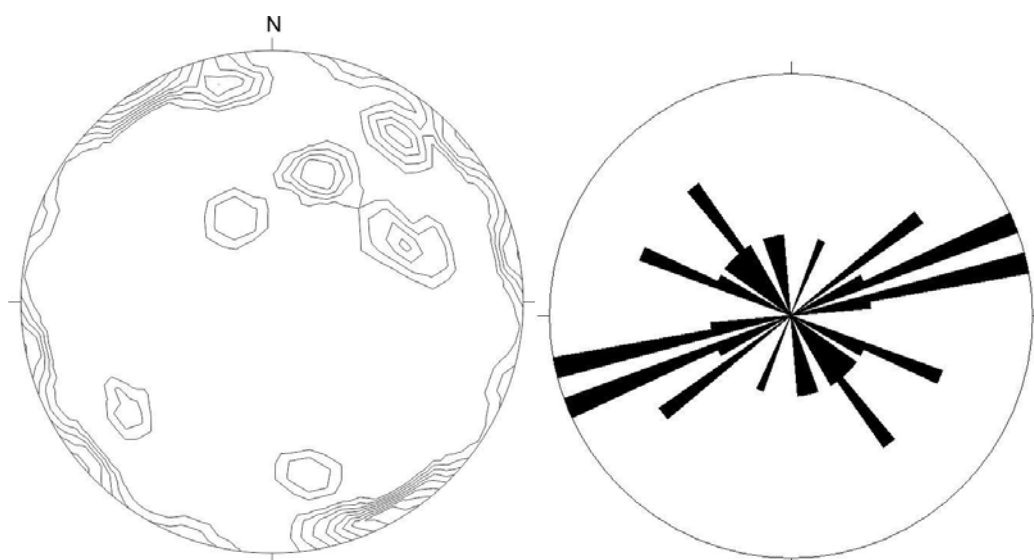


Figura 60 – A esquerda diagrama mostrando a predominância de mergulhos fortes no diagrama de densidade e a direita observam-se as principais direções obtidas nas fraturas estudadas, NE e NW, respectivamente, representadas no diagrama de roseta. Total de 31 medidas.



Figura 61 – Fraturas de direção NE subverticais.

Por último, também foram coletados dados da foliação nos micaxistos do Domínio Macururé. Estas apresentaram direções predominantes NNE a NNW, com mergulhos variando de 7 a 60° (Figura 62).

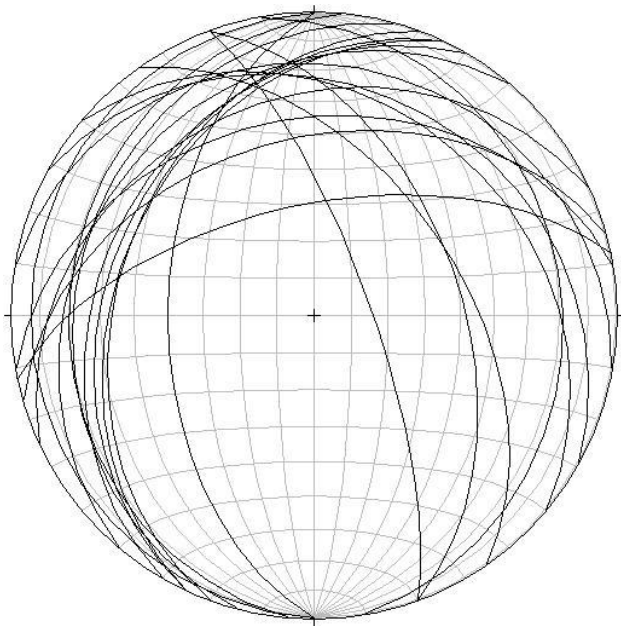


Figura 62 – Estereograma dos planos de foliação coletados no campo. Notar direções predominantes NNE a NNW, com mergulhos suaves a altos.

4.3 – BANDAS DE DEFORMAÇÃO

4.3.1 – Mecanismos de Formação: Aspectos Gerais

O mecanismo de formação das bandas de deformação é controlado pelas propriedades do material na escala dos grãos, incluindo porosidade, grau de seleção, composição mineralógica e o estado de tensão (Antonellini & Aydin, 1994).

Há dois tipos principais de bandas de deformação (Antonellini & Aydin, 1994): bandas de deformação com catáclase em zona de redução de porosidade, e bandas sem catáclase. As bandas com catáclase apresentam redução da porosidade de uma ordem de magnitude e redução da permeabilidade de três ordens comparada com a rocha não deformada (Antonellini & Aydin, 1994). Exposições desse estilo de banda de formação formam partes resistentes à erosão. Shipton & Cowie (2001) sugerem um modelo para o desenvolvimento de falhas por bandas de deformação em arenitos (Figura 63).

Em arenitos porosos com bom grau de seleção dos grãos, a deformação é localizada onde o cimento é mais fraco ou onde a forma dos grãos permite o deslizamento e rolamento entre os grãos. O rearranjo do contato entre os grãos reduz a área de contato de uma parte dos grãos e aumenta o contato tensional, conduzindo ao microfraturamento (Figura 64).

Com o contínuo cisalhamento e catáclase, os grãos têm aumento na área de contato. Por fim, com o aumento da fricção entre os grãos, as tensões não são suficientes para continuar a deformação na banda. A sequência é repetida em pequenos intervalos, até a zona de dano ter acumulado uma moderada quantidade de deslocamento (Crider & Peacock, 2004).

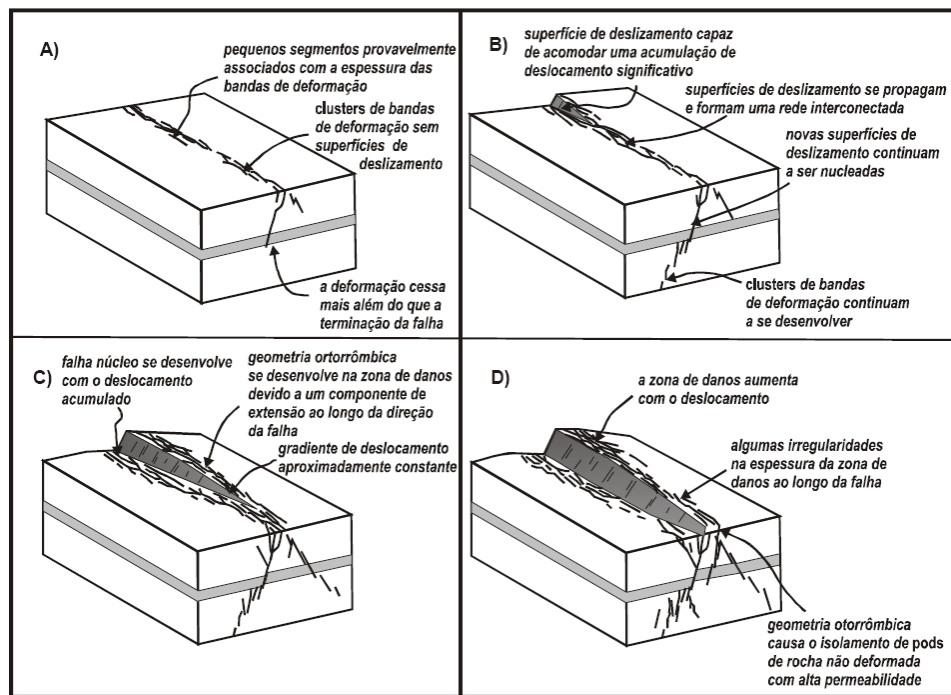


Figura 63 –Modelo de desenvolvimento de falhas a partir de bandas de deformação em arenitos porosos. A: A deformação ocorre concentrada nas terminações das bandas simples para a formação dos primeiros *clusters*; B: As superfícies de deslizamento maiores coalescem para formarem uma superfície de falha. A densidade dos *clusters* aumenta, e novas superfícies de deslizamento continuam a se formar dentro deles; C: O aumento da acumulação de deslocamento é concentrado na superfície de falha. Algumas superfícies de deslizamento continuam a ser nucleadas dentro da zona de danos. D: A espessura da zona de danos da falha aumenta com a deformação. Fonte: Ferreira, 2004.

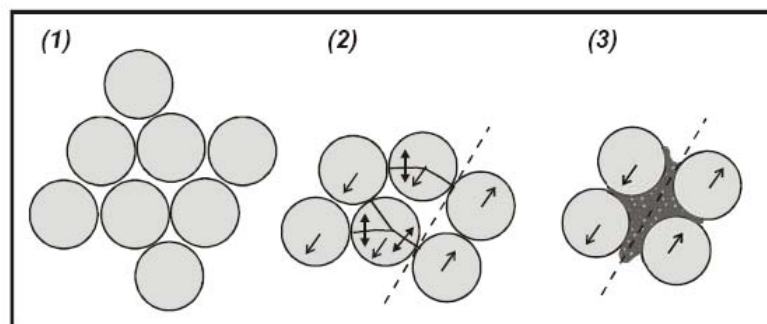


Figura 64 – Evolução microestrutural para formação de banda de deformação. (1) Empacotamento hexagonal inicial dos grãos de areia; (2) Deslizamento dos grãos ao longo de um plano de cisalhamento contendo menos pontos de contato; (3) Microfraturamento dos grãos formando uma zona de catáclase com redução de porosidade.

4.3.2 – Início de falhas: fatores controladores

Em rochas sedimentares de granulometria grossa, os próprios grãos minerais podem influenciar na textura da superfície de juntas pré-existentes produzindo asperezas que podem direcionar o aumento da cataclase. As bordas dos grãos são importantes estruturas precursoras do falhamento, tanto na formação de falhas em rochas cristalinas, como em bandas de deformação (Antonellini & Aydin, 1994).

A cimentação e a porosidade podem ter importantes influências na nucleação de falhas na escala de grãos em rochas sedimentares. Falhas em rochas fracamente cimentadas podem ser iniciadas como zonas de cisalhamento ou bandas de deformação, enquanto falhas mais competentes podem começar com fraturas distensionais. Shipton & Cowie (2001) observaram que em zona de dano em rochas de baixa porosidade existem mais contatos entre os grãos, e ocorre um fraturamento mais elevado na zona de dano em escala microscópica. Já para rochas com porosidade superior, o fraturamento na escala microscópica é observado apenas na banda de deformação (Anders & Wiltscchko, 1994). Nestas rochas o *strain* adicional pode ser acomodado pelo deslizamento e rolamento dos grãos. As rochas mais cimentadas mostram um maior fraturamento dos grãos com a predominância de zonas de cataclase. Falhas em rochas mais porosas e fracamente cimentadas aparentam ser iniciadas por reorganização e colapso dos grãos (Anders & Wiltscchko, 1994).

A composição das rochas sedimentares e suas estruturas são importantes para a natureza das fases iniciais da falha. Os planos de acamamento podem agir como descontinuidades a partir dos quais as falhas se iniciam. O acamamento geralmente controla o comprimento e espaçamento de juntas distensionais pré-existentes. A relação geométrica entre a orientação da tensão principal e o acamamento é um importante fator controlador do estilo de início da falha.

4.3.3 – Mecanismos de perturbação da tensão local

A perturbação da tensão local requer a ligação de várias estruturas precursoras ou pre-existentes para formar uma zona de falha incipiente. Em falhas de comprimentos maiores que dezenas de metros, os mecanismos de crescimento de falha começam predominantemente pelo crescimento por ligação (*linkage*) de segmentos de falhas dispersos. A ligação tem relevância na perturbação e concentração da tensão na zona

entre os segmentos. Os mecanismos de interação dos segmentos de falhas têm sido descritos e modelados por vários autores. Estes estudos mostram que a trajetória e magnitude da tensão local são perturbadas a partir de valores regionais, produzindo fraturas secundárias e variações na distribuição do deslocamento correspondente ao campo de observações. A ligação de segmentos de falhas pré-existent é um mecanismo de crescimento mais eficiente do que a propagação a partir da terminação da falha, pois as falhas individuais aumentam de comprimento em grandes intervalos de deformação (Mansfiel & Cartwright, 2001).

4.3.4 - Análise das Bandas de Deformação

As bandas de deformação estudadas na área apresentaram quatro orientações principais: N-S, NW-SE, NE-SW e E-W (Figura 65).

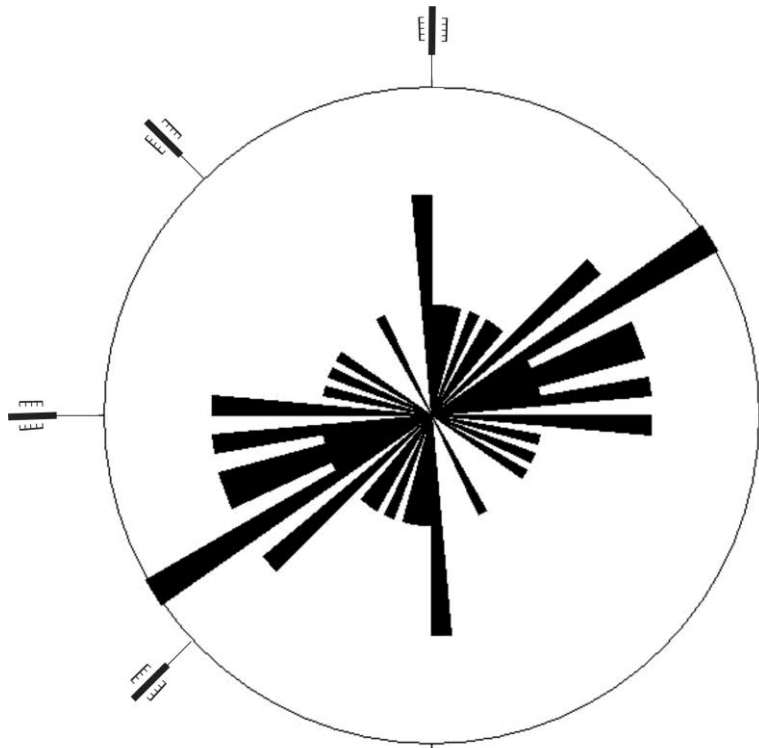


Figura 65 – Diagrama de roseta gerado a partir das orientações das bandas de deformação medidas em campo. Notam-se quatro *trends* principais: NE-SW, NW-SE, N-S e E-W.

A forma das bandas de deformação estudadas são anastomosadas e as zonas de danos mais desenvolvidas são relacionadas às bandas de direção NE-SW. Assim é possível inferir que essa é a fase de maior intensidade da atividade tectônica na região, pois além de tratar-se da orientação encontrada em maior abundância, é também neste

trend que estão presentes as estruturas com zonas de dano evoluídas até falhas encontradas em maior quantidade na área estudada (Figura 66).

As bandas de deformação pertencentes ao *trend* NE possuem direção variando de 20 a 80 Az e mergulho com intensidade mínima de 50° até subverticais. Os planos mergulham tanto para SE, em sua maioria, quanto para NW o que pode configurar em maior escala falhas sintéticas e antitéticas à direção de extensão da bacia.



Figura 66 – Banda de deformação na Formação Serraria, associada a planos de falhas de orientação NE-SW.

Bandas de deformação com direção NW-SE foram documentadas em diversos afloramentos, muitas vezes associadas as bandas de direção NE-SW. As bandas pertencentes a este *trend* possuem mergulho mínimos de 60° até subverticais, com sentido NW, principalmente.

Outro *trend* encontrado, de direção E-W, está distribuído de forma muito pontual, encontrado em alguns poucos afloramentos. As bandas encontradas com esta direção possuem mergulho máximo de 61° e mínimo de 55°, com sentido S.

Por último, bandas de direção N-S, assim como as do *trend* E-W, estão pouco presente na região. As bandas encontradas com esta direção possuem mergulho mínimo de 60° até subverticais, com sentido E, principalmente.

4.4 – INTERPRETAÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS E ASSOCIAÇÃO AOS MODELOS CINEMÁTICOS

Este tópico reúne todas as informações obtidas quanto as falhas e bandas de deformação, integrando-os, com o objetivo de se obter a orientação dos eixos de *strain* e de tensões que ocorreram na região.

Tanto as bandas de deformação quanto as falhas mapeadas na região apontam o *trend* de direção NE-SW como o principal na estruturação de toda a região. Em todos modelos de evolução propostos para a evolução da Bacia Sergipe-Alagoas, as falhas de direção NE-SW são as principais condicionantes na formação do depocentro da bacia de direção aproximada de N45E (Figura 67).

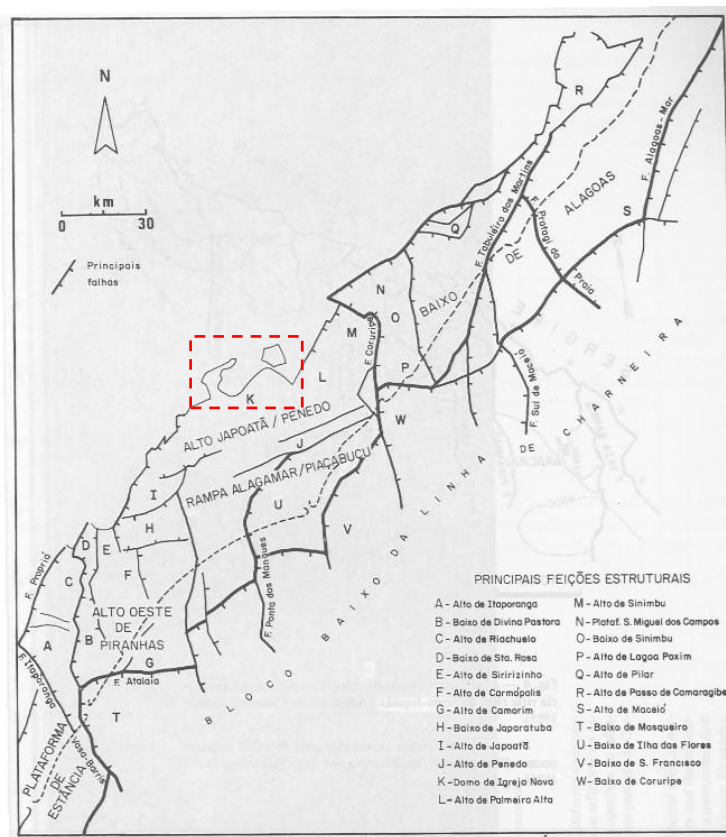


Figura 67 – Mapa estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas. Nota-se o depocentro de orientação N45E controlado por falhamentos de mesma direção. Em destaque, o Domo de Igreja Nova.
Fonte: Lana, 1990.

Estas falhas de direção NE-SW são resultado de uma extensão de direção NW-SE ocorrido em grande parte de toda Bacia Sergipe-Alagoas (Figura 68). Porém as duas bacias tiveram diferentes processos de rifteamento quando a época em que este evento ocorreu. Admite-se que o rifteamento tenha evoluído de sul para norte. É esperado que os falhamentos, tanto normais quanto de transferência, sejam mais jovens para o norte. Assim, é possível que a distensão NW, que ocorreu na Sub-bacia Sergipe durante o aptiano até o Mesoalbio, tenha sido transmitida a Sub-bacia Alagoas, onde essa distensão seria contemporânea ao final do rifteamento (tectônica desenvolvida no Neo-

aptiano, Andar Alagoas) e se propagou para a Bacia de Pernambuco, onde a distensão teria início no Neo-aptiano (andar Alagoas) e seguiu ativo até estágios posteriores a fase Drifte. Esta idéia de diacronismo hoje é amplamente difundida (Bueno, 2004).

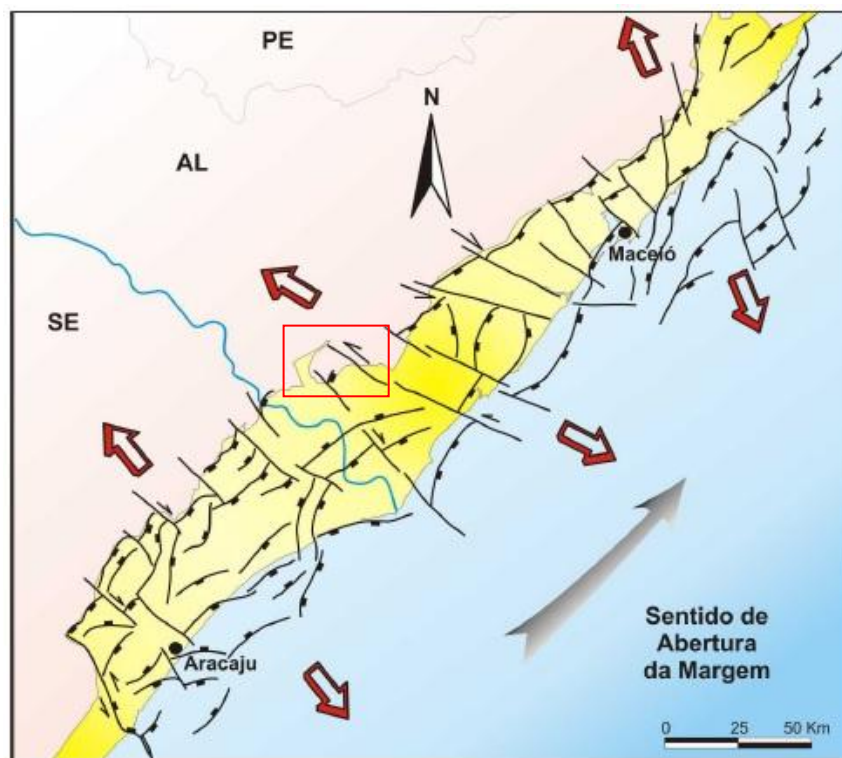


Figura 68 – Estiramento NW-SE responsável pela estruturação NE-SW encontrada na região. Fonte: Cruz, 2008.

Analisando-se numa perspectiva local as falhas de direção NE-SW foi a condicionante de toda evolução da área. Esta afirmativa é corroborada pela grande quantidade de falhas com direção NE mapeada tanto em escala de afloramento como em escala regional. Porém analisando-se bandas de deformação encontrada em alguns afloramentos (Figura 69) e a presença de rejeitos laterais encontrado em falhas de direção NE-SW (Figura 70), infere-se que ocorreu uma fase de transtensão anterior à distensão NW-SE, relacionada às fases iniciais de abertura da bacia, ainda no andar Rio da Serra a Eo-jiquiá. Os rejeitos encontrados nas falhas NE indicam que elas não apenas se comportam como falhas normais, mas também algumas como transcorrentes. As falhas de direção NE-SW com mergulho SE compõem o conjunto de falhas que controlou o basculamento da bacia.



Figura 69 – Banda de deformação na Formação Serraria de direção NE (traço cheio) cortando outra de direção N-S (traço pontilhado), gerando rejeito lateral. Isto evidencia a existência de uma fase em que os falhamentos NE foram transcorrentes. Por último, banda de deformação com direção NNE (ponto e traço) corta a de direção NE, o que comprova que estas atuaram como falhas de transferência para as falhas normais de direção NE, numa fase de estiramento posterior.

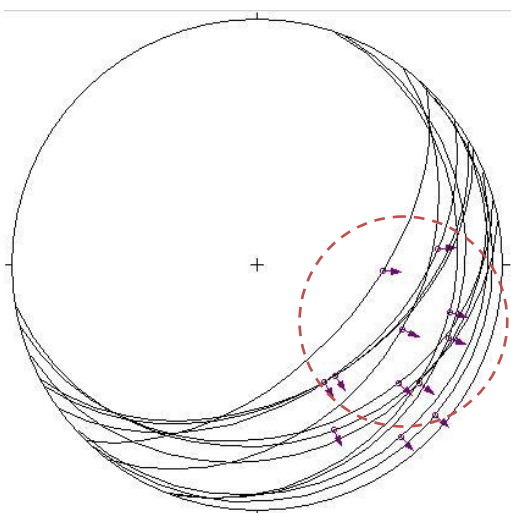


Figura 70 – Estereograma dos planos de direção NE encontrado no afloramento próximo a reserva indígena (3439). Em destaque estrias indicando movimentação lateral, ou seja, a possível existência de uma transcorrência.

Localmente, as falhas de direção NW-SE são importantes na evolução geodinâmica da região, atuando como falhas de transferência ou mesmo como falhas de alívio, a partir das medidas realizadas nas falhas e estrias medidas pertencentes a este *trend*. À medida que as falhas de direção NE-SW atuavam na estruturação da região, elas acomodavam movimentos diferenciais em diversas localidades, principalmente devido à heterogeneidade reológica que caracteriza o embasamento da área, composta de granitos, gnaisses e micaxistos, rochas com respostas a deformação dútil distintas (Figura 71).

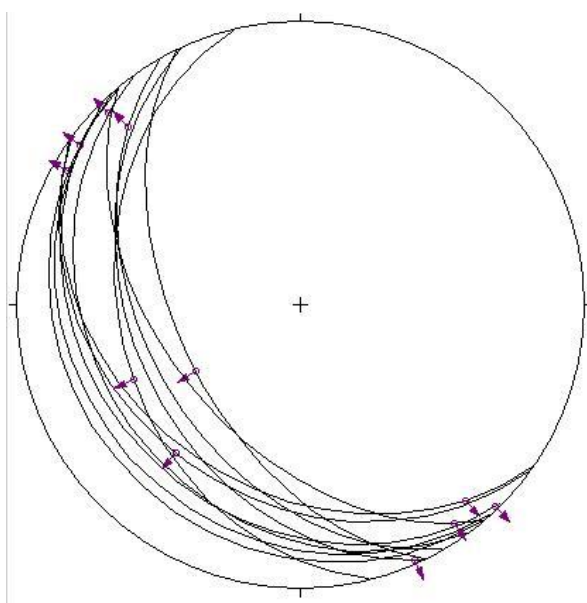


Figura 71 – Estereograma dos planos de direção NW. Em destaque estrias oblíquas indicando a existência de transcorrência na área associada a este *trend*, possivelmente relacionada as falhas de transferência e alívio encontradas na porção norte e central da área estudada.

Outra importante feição que contribui na evolução geodinâmica da região foi o surgimento do Domo de Igreja Nova. O surgimento desta estrutura modificou toda área, promovendo o soerguimento e exposição de seções paleozóicas. Esta estrutura está possivelmente relacionada a uma fase de transpressão, de idade Neo-jiquiá, defendida pelo modelo proposto por Falkenhein *et al.* (1985) e que envolveu a reativação de grandes falhas do embasamento, tanto transcorrentes como de empurrão (Figura 72). A presença de falhas inversas de direção NW mapeadas na região associada a geometria NE-SW do domo, sugerem uma transpressão de direção NW, oriunda possivelmente da reativação da falha reversa-oblíqua de São Miguel do Aleixo ocorrida no Neo-Jiquiá.

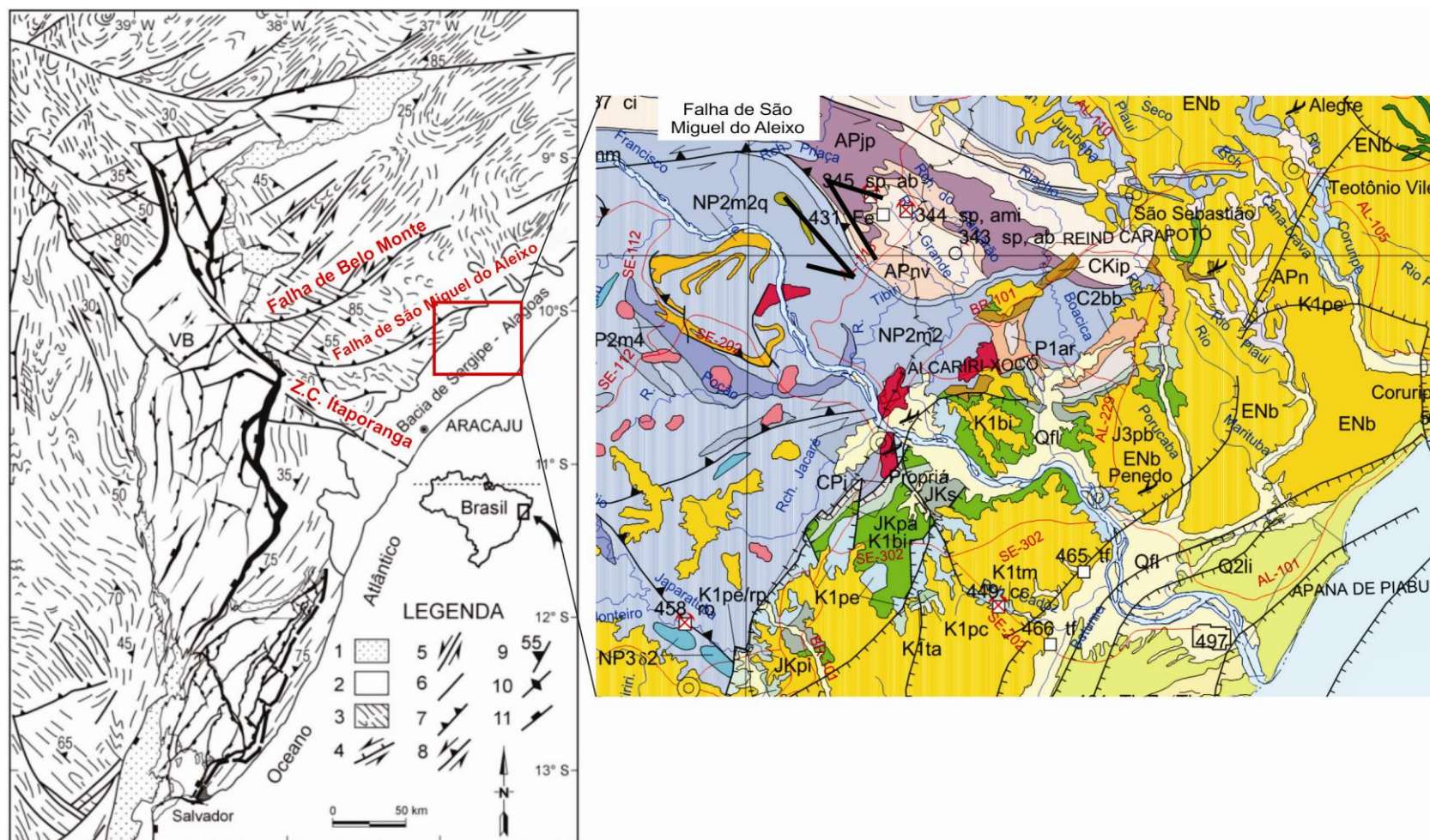


Figura 72 – Mapa regional do Rifte do Tucano-Recôncavo-Jatobá e Bacia Sergipe Alagoas. Notar a influência da Falha de São Miguel do Aleixo na formação do Domo de Igreja Nova. Legenda: VB – Arco de Vaza-Barris; 1 – Cobertura cenozóica; 2 -Recôncavo-Jatobá e Bacia Sergipe Alagoas; 3 – Traço da foliação principal; 4 – Falha distensional normal-oblíqua; 5 – Zonas de Cisalhamento direcionais (dúctil ou rúptil); 6 – Lineamento; 7 – Falhas de empurrão; 8 – Falha reverso-oblíqua; 9 – Mergulho da foliação; 10 – Foliação vertical; 11 – Falha distensional. Modificado de Destro, 2002.

CAPÍTULO 5 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os estudos das diversas feições estruturais encontradas no campo tiveram como objetivo entender a evolução tectono-estrutural da região estudada.

Dentre as principais feições mapeadas as principais encontradas foram as falhas normais com as direções NE, NW e N, as falhas transcorrentes de direção NE e NW e uma dobra de direção NNE, o Domo de Igreja Nova. Há também bandas de deformação e falhas no embasamento com direção E-W e algumas falhas pequenas com esta direção encontradas no mapeamento através de sensoriamento remoto. Algumas falhas estão relacionadas ao embasamento adjacente, como algumas de direção NE, porém com os dados levantados não é possível concluir que as estruturas encontradas na bacia são herdadas diretamente do embasamento, pois os dados de foliação e a de orientação das falhas são em muitos casos ortogonais as falhas encontradas na área da bacia. Analisando-se de forma mais regional, as principais descontinuidades da Faixa Sergipana são falhas de empurrão E-W e os grandes lineamentos de direção NW-SE que estão relacionados a junção dos diferentes domínios litotectônicos da mesma.

As falhas NS estão relacionadas à fase inicial de evolução da Bacia Sergipe-Alagoas, de acordo com todos os modelos de evolução abordados neste trabalho. Porém, alguns autores defendem que estas falhas estão relacionadas a uma fase de distensão EW (Chagas *et al.* 1993 apud Borba, 2009; Falkenhein *et al.*, 1985), com falhas EW atuando como falhas de transferência. Já outros defendem que elas estariam inseridas num contexto de transtensão de direção N45E (Lana, 1985), associadas a falhas NE e NW atuando como falhas transcorrentes. De acordo com os dados levantados na área, as falhas de direção NS estão relacionadas a uma fase de transtensão N45E inicial, pois foram encontrados afloramentos no qual bandas de direção NS são cortadas por outras de direção NE, gerando um deslocamento lateral. Isto mostra que existiu uma fase em que as falhas NE atuaram como transcorrentes. Além desta evidência há também outra falha transcorrente de direção NE ao sul do Domo de Igreja Nova, identificada tanto em afloramento, quanto no sensoriamento remoto. Dentre os modelos apresentados apenas o de Lana, 1985 trata de uma fase transtensional nas fases iniciais da evolução tectono-estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas. Assim as orientações das tensões principais seriam NS para o σ_1 , vertical para o σ_2 e EW para o σ_3 . A área estudada estaria inserida neste contexto com as orientações das tensões de acordo com

os submetidos à bacia. No embasamento não há registros destas falhas, tanto nas falhas mapeadas por sensoriamento remoto, quanto nas falhas mapeadas em campo.

Outras importantes estruturas encontradas na área e que também estão relacionadas a uma fase posterior a transtensional são as falhas NW transcorrentes, dobra de direção NE-SW, o Domo de Igreja Nova e falhas inversas mapeadas na área do embasamento com direção NE. Estas estruturas sugerem que ocorreu de fato uma fase no qual a região foi submetida a esforços transpressivos de direção NW-SE, relacionadas a uma reativação da falha reversa-oblíqua de São Miguel do Aleixo ao norte da área e de outra falha de semelhante tipo localizada a sul da região estudada, porém sem um nome determinado. O soerguimento e erosão de toda seção pré-rifte na área do domo sugere que trata-se de uma estrutura posterior a idade destas formações. Dentre os modelos estudados apenas o de Falkenhein *et al.* (1985) sugere uma fase transpressiva para a Bacia Sergipe-Alagoas de idade Neo-Jiquiá. As feições encontradas em campo e no sensoriamento remoto corroboram com esta sugestão.

Por últimos, foram mapeadas falhas normais de direção NE e falhas de transferência de direção NW. Na área a grande presença de falhas NE normais, indica que estas certamente foram importantes para a evolução da área, assim como a evolução da bacia. Os modelos que prevêem a formação destas falhas na evolução tectono-estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas são os de Chagas *et al* 1993 apud Rancan, 2008 e Lana (1985), durante o andar Alagoas. Elas estariam inseridas num ambiente de distensão com direção NW, também reativando falhas transcorrentes de direção NE como falhas normais, e posterior a transpressão prevista no modelo de Falkenhein *et al.* (1985). As falhas de direção NW atuaram como falhas de transferência. À medida que as falhas de direção NE-SW atuavam na estruturação da região, elas acomodavam movimentos diferenciais em diversas localidades, principalmente devido à heterogeneidade reológica que caracteriza o embasamento da área, composta de granitos, gnaisses e micaxistos, rochas com respostas a deformação dútil distintas. Estas falhas encontram-se mapeadas tanto em alguns afloramentos no embasamento ao longo da BR-101, quanto em escala de mapa, identificadas através de sensoriamento remoto.

Assim, a evolução tectono-estrutural proposta para a área estudada inclui três etapas principais, resultando num modelo híbrido para explicar o surgimento de todas as estruturas encontradas (Figura 73):

- Transcorrência de direção N45E, com a formação de falhas transcorrentes de direção NE, falhas normais de direção N, associado a uma ambiente transtrativo de idade Rio da Serra/Aratu;

- Transpressão NW-SE associada à reativação de grandes estruturas do embasamento. Este evento seria responsável pela formação do Domo de Igreja Nova, de idade Neo-Jiquiá;

- Distensão NW-SE, associada a reativação das falhas NE como normais e as falhas NW como de transferência, para acomodar os movimentos diferenciais devido a heterogeneidade do embasamento adjacente. Esta fase teria ocorrido no andar Alagoas.

A formação destas estruturas está inserida no contexto tectônico da Microplaca Sergipana (Figura 74) durante a fase pré-drifte, na qual enquanto a Bacia do Recôncavo encontrava-se em regime distensivo, a Bacia de Sergipe-Alagoas estava em regime direcional (*pull apart*), ao passo que a Bacia do Jatobá evoluiu em regime transtensivo e a cunha de Arcoverde transpressivo. Com o fim da fase rifte, a Bacia do Recôncavo evoluiu para um aulacógeno (o rifte é abortado) e Sergipe-Alagoas para margem passiva (Sztamari *et. al*, 1987). A partir de então a Bacia de Sergipe-Alagoas passou a evoluir como uma margem distensiva, cujas estruturas maiores possuem direção predominante NE-SW, a partir do Albiano, como demonstram os *seaward dipping reflectors*, interpretados como basaltos de crosta oceânica (Mohriak *et al.*, 1997). Apesar de certos problemas analisando-se áreas e estruturas específicas na bacia, como a existência de estruturas transpressivas não previstas neste modelo, e a existência de falhas normais e oblíquas de direção NE no contato da bacia com o embasamento, este é o modelo que melhor explica a evolução da margem como um todo, utilizando-se uma visão mais regional. Outro problema relacionado a este modelo é a falta de feições de caráter compressional relacionadas à cunha de Arcoverde. Em levantamentos de campo realizado por pesquisadores da UFPE não foi encontrada nenhum indício de reativação do Lineamento Pernambuco ao longo de todo o trecho Recife-Arcoverde.

Pode-se concluir que com os dados apenas desta área não há de fato um modelo de evolução tectono-estrutural que se encaixe perfeitamente nos dados obtidos neste trabalho. O modelo aqui apresentado engloba e tenta sugerir a origem para as diversas feições estruturais mapeadas na área, porém é possível que o mesmo não se aplique para toda Bacia Sergipe-Alagoas, visto que foram utilizados apenas dados mais localizados e analisando-se de forma mais regional, pode apresentar certas inconsistências.

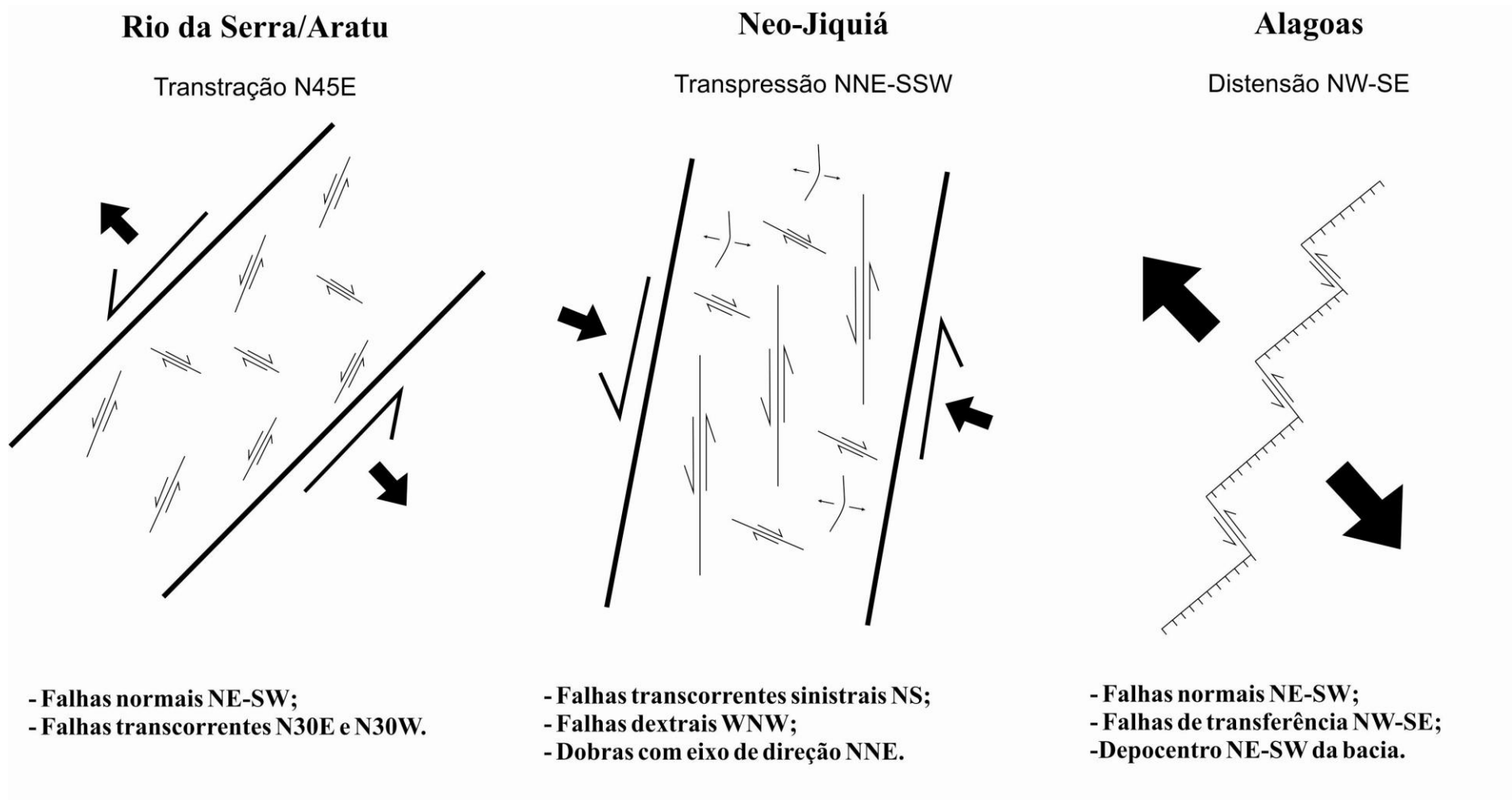


Figura 73 – Modelo de evolução tectono-estrutural proposto para a região estudada.

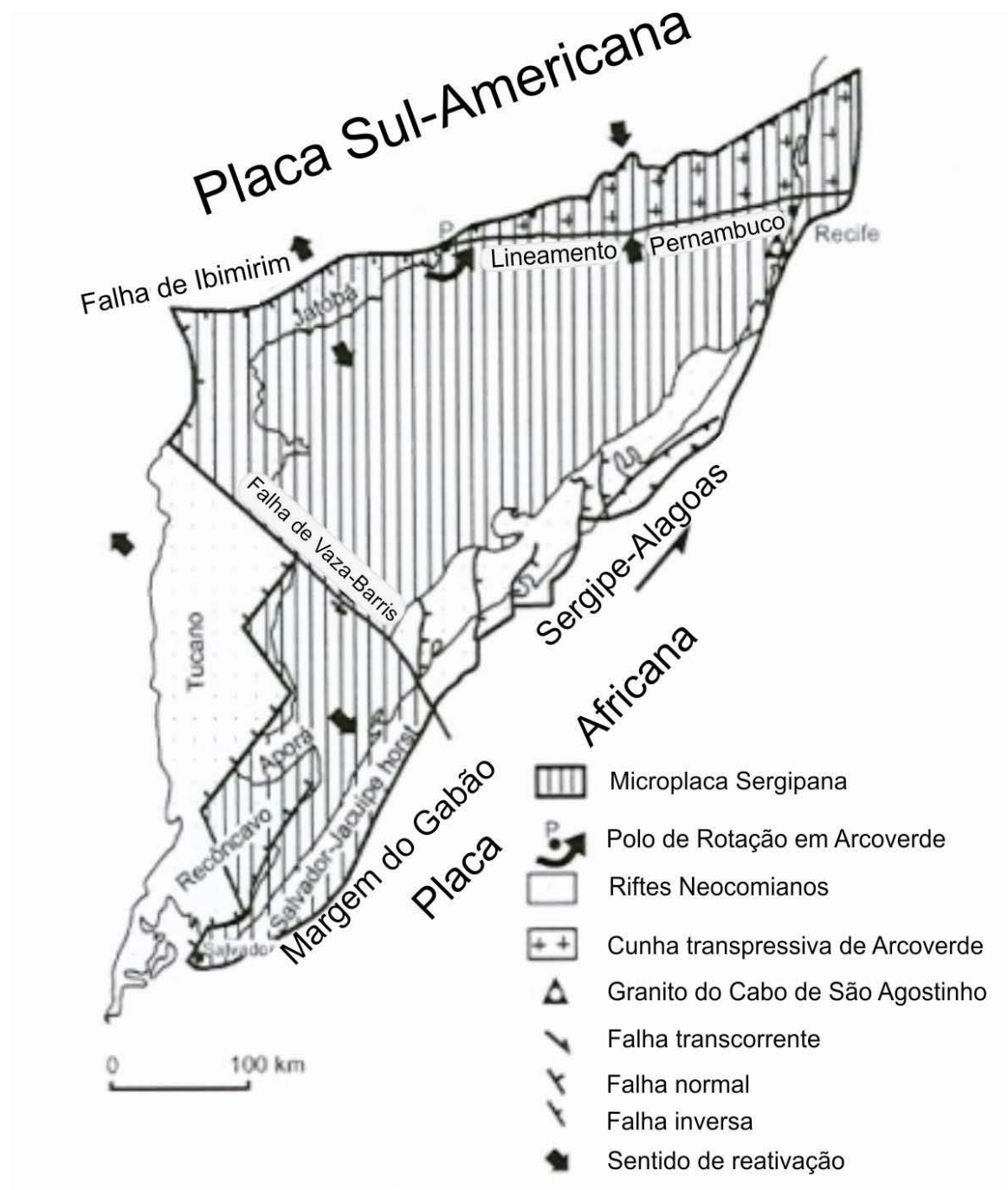


Figura 74 - Contexto tectônico da Microplaca de Sergipe durante a fase pré-drifte. Notar que enquanto a Bacia do Recôncavo encontrava-se em regime distensivo, a Bacia de Sergipe-Alagoas estava em regime direcional. Com o fim da fase rifte a Bacia do Recôncavo evoluiu para um aulacógeno, Jatobá evoluiu como bacia transtensiva, Arcoverde como zona transpressiva e Sergipe-Alagoas para margem passiva. Modificado de Szatmari *et. al*, 1987.

BIBLIOGRAFIA

- Almeida, C. B.;** Jardim de Sá, E. F.; Alves da Silva, F. C.; Torres de Sousa, A. A.; Silva, A. N. 2005. Estruturas Dômicas Sin-rifte: Exemplo do Domo de Igreja Nova, Bacia Sergipe-Alagoas, NE do Brasil, Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife/PE.
- Anders, M.H., Wiltschko, D.V.,** 1994. Microfracturing, paleostress and the growth of faults. *Journal of Structural Geology*, V.16, 795–815.
- Antonellini, M.A., Aydin, A.,** 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 78, p. 355–377.
- Aydin, A.** 1978. Small Faults Formed as Deformation Bands in Sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, V. 116, p. 913-930.
- Barreiro C.B., Mizusaki A.M.P, Garcia A.J.V.** 2003. Análise da Seção de Transição Pré-Rifte/Rifte (Formações Serraria e Barra de Itiúba) da Bacia Sergipe Alagoas. 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, Rio de Janeiro/RJ.
- Borba, C.** 2009. Estratigrafia de Alta Resolução Aplicada à Modelagem de Reservatórios do Início do Rift da Bacia Sergipe-Alagoas. Tese de Doutorado. UNISINOS.
- Borges, J.** 1937. Pesquisas de Fósseis em Jaboaão e Morro do Chaves. Nota N°15, p. 7-11, Rio de Janeiro. Serviço Geológico Mineralógico do Brasil.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., McNaughton, N.,** 2005. Granitose a deformação na Faixa Sergipana: o início da colisão entre o Cráton São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas. *Anais III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, Salvador, Bahia, 14–18 agosto de 2005, pp. 192–195.
- Bueno, G.V.,** 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul- Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 12(2): 203-229.
- Cainelli, C.** 1987. Histórico e Evidencias da Presença de Regime Transtensional/Transpressional na Bacia de Sergipe-Alagoas. In: *Seminário de Tectônica da PETROBRAS*, 1., Rio de Janeiro, 1987. *Tectos – I*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1987. p. 311-331.
- Campos Neto et al.,** 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências Petrobrás*, v. 15, p. 405-415.
- CPRM.** Mapa Geológico do Estado de Sergipe. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. 1997.

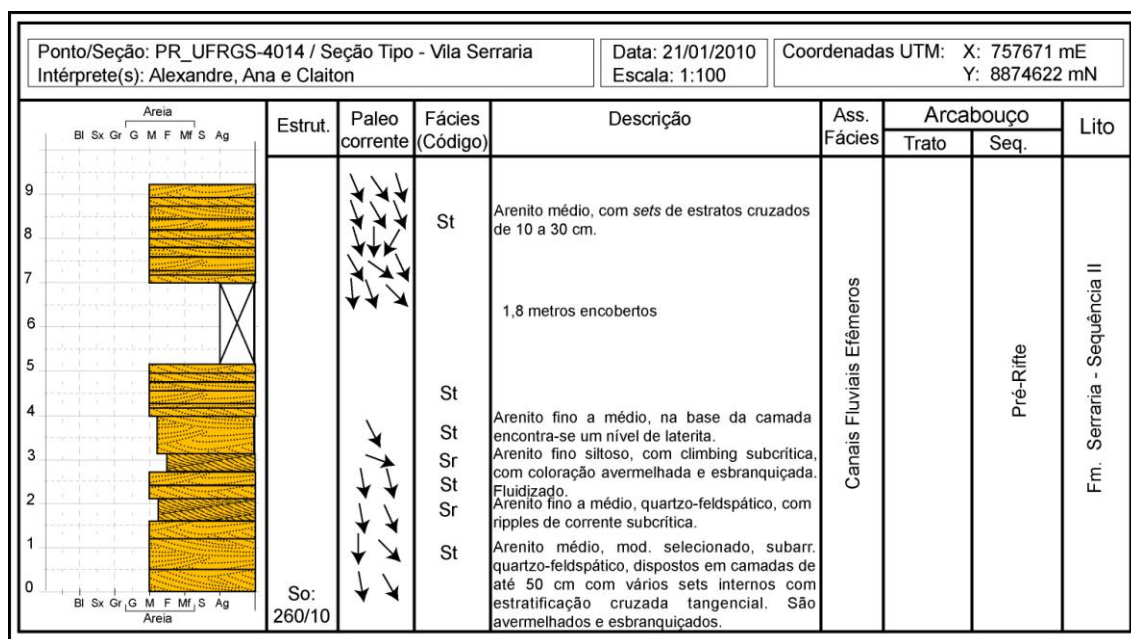
- Crider, J. G. & Peacock D. C. P.** 2004. Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations. *Journal of Structural Geology*, V.26, p. 691–707.
- Cruz, L. R.** 2008. Caracterização Tectono-Estratigráfica da Sequência Transicional na Sub-Bacia Sergipe. Tese de Doutorado. UFRN.
- Cruz, F. E.G.** 1994. Análise Estratigráfica das Formações Batinga, Aracaré e Candeeiro, Bacia Sergipe-Alagoas. PETROBRAS/DENEST.
- Davison, I., Santos, R.A.,** 1989. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Res.* 45, 319–342.
- D’el-Rey Silva, L.J.H.,** 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 315–332.
- Destro, N.** 1994. Release Fault: A variety of Cross Fault in Linked Extensional Fault Systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, No 5, p. 615-629.
- Destro, N.,** 2002. Falhas de Alívio e de Transferência: O significado Tectônico e Econômico no Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE do Brasil. 173p. UFOP.
- Feijó, F. J.** 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Bol. Geociências PETROBRAS*, p. 149-161.
- Ferreira, T.S.** 2004. Caracterização de bandas de deformação em arenitos porosos: estudo de casos nas bacias Potiguar (RN), Sergipe-Alagoas (SE) e Tucano (BA). 92p. UFRN.
- Folk, R.L.** 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas Hemphill’s bookstore. 170p.
- Galm, P. C. & Santos, D. F. Dos.** 1994. Caracterização de uma discordância de idade Pré-Aratu (Eocretáceo) na bacia Sergipe/Alagoas. *Acta Geológica Leopoldensis*, 17 (39/2): 555-562.
- Garcia, A. J. V.** Estratigrafia, sedimentação e diagênese dos arenitos da formação Serraria, Cretáceo Inferior da Bacia Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. 305p. UFRGS.
- Koutsoukos, E. A. M.** 1989. Mid- to Late Cretaceous Microbiostratigraphy, Palaeoecology and Palaeogeography of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. Plymouth, Polytechnic South West. PhD Thesis.
- Lana, M.C.** 1985. Rifteamento na Bacia Sergipe-Alagoas, Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFOP, Ouro Preto, 124p.

- Lana, M. C.** Bacia de Sergipe-Alagoas: Uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In DE RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E. J. Origem e evolução das bacias sedimentares. Petrobrás. 1990.
- Long, L.E., Castellana, C.H., Sial, A.N.,** 2003. Cooling history of the Coronel João Sá Plúton, Bahia, Brazil. IV South Am. Symp. Isotope Geology, Salvador, vol. I, 92–94.
- Mansfield, C.S., Cartwright, J.A.,** 2001. Fault growth by linkage: observations and implications from analogue models. *Journal of Structural Geology* 23, 745–763.
- Medeiros, V. C.,** 2004. Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. 200p, UFRN.
- Miall A.D.,** 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided-rivers deposits: a summary. In: Miall A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 597-604. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- Miall, A.D.,** 1990. Principles of sedimentary basin analysis. 2.ed. New York. Springer-Verlag. 668p.
- Mohriak, W. U.; Basseto, M.; Vieira, I. S.,** 1997. Observações sobre a carta estratigráfica e a evolução tectono-sedimentar das bacias de Sergipe e Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.11 (1/2), p. 84-115.
- Mohriak, W. U.,** 2003. Bacias Sedimentares da Margem continental Brasileira In **Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H.** Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e GIS. CPRM, Brasília, p. 87-165.
- Nascimento, R.S., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., McNaughton, N.,** 2005. Evolução Tectônica do Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil. Anais III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia, pp. 239–242.
- Neves & Mariano, 1999.** Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brasil. *Journal Of Stuctural Geology*, v. 21, n. 10, p. 1369-1383, 1999
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N.J. & Basilici, G.** (2006). Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44(), 470-478.

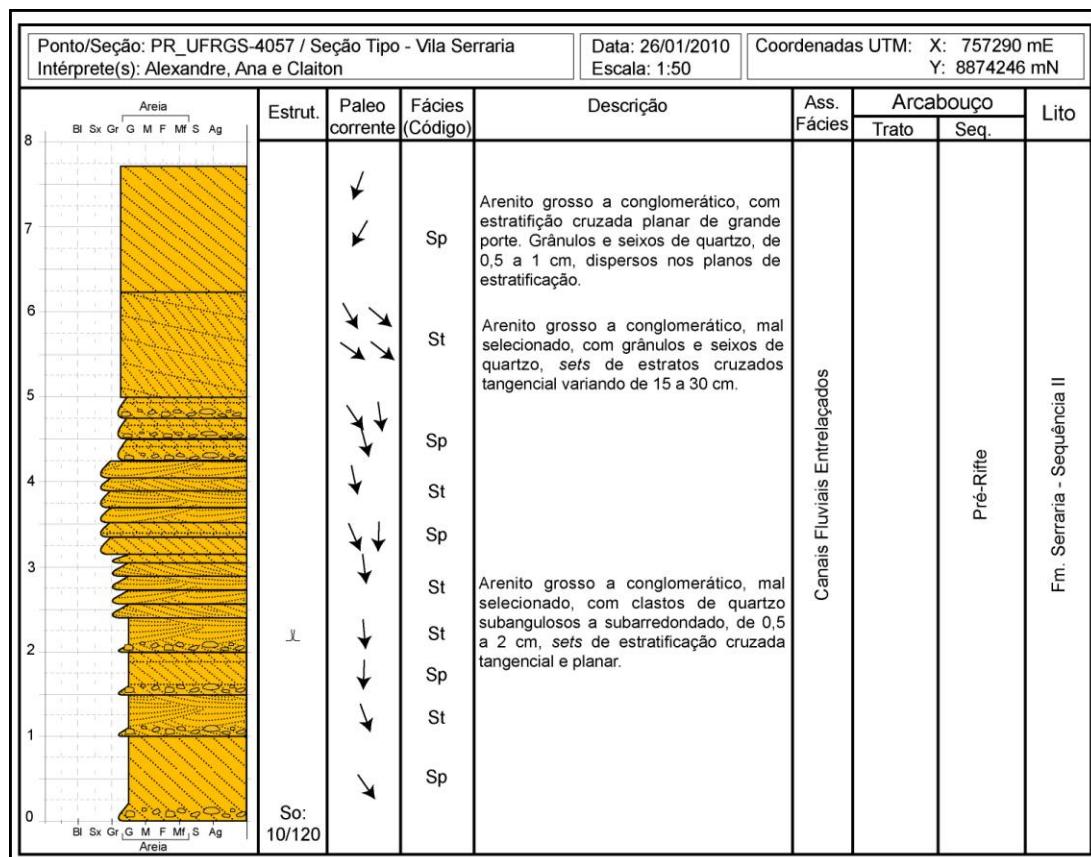
- Oliveira, E.P., Marcelo J. Carvalho, Rosemary S. Nascimento, Mário N. C. Araújo, Elton Dantas, Giorgio Basilici, Juliana F. Bueno, Neal McNaughton, 2005.** Evidence from detrital zircon geochronology and whole-rock Sm–Nd isotopes for off-craton provenance of clastic metasedimentary units of the Sergipano belt, NE Brazil. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, Paraná, 2005, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 308–311.
- Oliveira, P.E., 1937.** Fósseis de Propriá e Jaboatão. Nota N°15, p. 7-11, Rio de Janeiro. Serviço Geológico Mineralógico do Brasil.
- Oliveira E. P. S.F. Toteu, M.N.C. Araújo, M.J. Carvalho, R.S. Nascimento, J.F. Bueno, N. McNaughton and G. Basilici. 2006.** Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, V. 44, p. 470-478.
- Rancan, C.C., 2008.** Introdução a Geologia Regional a Bacia de Sergipe-Alagoas, 56p.
- Shipton, Z. K., Cowie P.A., 2001.** Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* V.23, p. 1825-1844.
- Schaller, H. 1969.** Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. Rio de Janeiro, Bol. Tec. PETROBRAS, V. 12, n. 1 p. 21-86.
- Silva, A. N. 2007.** Mapeamento Geológico da Região do Domo de Igreja Nova (Área Oeste), AL: Contribuição a Estratigrafia e a Tectônica da Bacia Sergipe-Alagoas. 95p. Monografia de Graduação. UFRN.
- Silva Filho, M.A., Acioly, A.C.A., Torres, H.H.F., Araújo, R.V., 2003.** O Complexo Jaramataia no contexto do Sistema Sergipano. *Revista de Geologia* 16, 99–110.
- Souza-Lima, W., Andrade, E. J., Bengtswon, P., Galm, P. C. 2002.** A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução Geológica, Estratigrafia e Conteúdo Fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix. Edição Especial, 34p.
- Souza-Lima, W. 2006.** Litoestratigrafia e evolução Tectono-sedimentar da Bacia de Sergipe-Alagoas: O Paleozóico e o Domo de Igreja Nova. Fundação Paleontológica Phoenix. 4p.
- Szatimari, P.; Françolin, J.B.L., Zanotto, O., Wollf. 1987.** S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira, *in* Carneiro, C.R., ed., **First symposium on the evolution of South Atlantic Ocean**, 1985. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p. 180-188.
- UFRGS, 2010.** Levantamento seções geológicas – Projeto Rifte.
- [Http://maps.google.com.br/maps](http://maps.google.com.br/maps).

ANEXOS

Anexo I – Seções estratigráficas pertencentes à Formação Serraria.



Seção Colunar I – Seção Tipo Formação Serraria. Fonte: UFRGS, 2010.



Seção Colunar II – Predominam arenitos grossos pertencentes a fácies St a Sp. Fonte: UFRGS, 2010.

Anexo II – Tabelas dos pontos referentes aos afloramentos vistos nas etapas de campo

Pontos	UTM N	UTM E	Litologia
3400	8870288	755430	Folhelho acinzentado esverdeado intercalado com siltito na base e folhelho acastanhado no topo.
3401	8890208	753228	Quartzito
3402	8889006	754979	Arenito grosso a médio silicificado fluvial com ausência de falha.
3403	8889520	755866	Gnaiss quartzo-feldspático com biotita
3404	8883236	753411	Arenito subarredondado bem selecionado fino esbranquiçado.
3405	8890374	757590	A granulometria varia de silte a areia muito grossa. Os grãos são mal selecionados e variam de angulosa a subarredondado, com níveis conglomeráticos e os clastos são subangulosos a subarredondados.
3407	8881258	750745	Diamictito matriz com grãos que variam do tamanho silte a argila de coloração acinzentada. Os clastos imersos na matriz são de tamanhos extremamente variados seixos a calhaus angulosos e de composição muito variada.
3408	8883904	750309	No topo há um arenito fino a silte de coloração branca e sem estruturas visíveis. Abaixo há um folhelho intercalado com camadas de silte a arenito fino. A camada superior é concordante.
3409	8883828	752867	Arenito quartzoso fino subarredondado com coloração avermelhada a alaranjada, com argila e silte em menor quantidade. Está silicificado.
3410	8883798	752951	Arenito médio a fino, grãos subangulares a subarredondados, quartzoso e moderadamente selecionado. Está silicificado
3411	8883722	752945	Arenito médio a fino grãos subangulares a subarredondados quartzoso e moderadamente selecionado. Está silicificado
3412	8882000	753967	Folhelho acinzentado com grãos variando de tamanho silte a argila. Intercalação de níveis cinza claro mais rico em qz fino e cinza escuro rico em MO.
3413	8883006	753705	Folhelho acinzentado com grãos variando de tamanho silte a argila. Intercalação de níveis cinza claro mais rico em qz fino e cinza escuro rico em MO. Sets de 1cm.
3414	8879404	753528	Calcário de granulação siltica e coloração esbranquiçada
3415	8878318	752998	Arenito médio a grosso subanguloso coloração avermelhada com óxido de Fe moderadamente selecionado.
3416	8879366	753511	Calcário microcristalino laminado

3417	8883878	750610	arenito avermelhado, cimentado. Granulação média a grossa com grãos subangulosos a subarredondados, moderadamente selecionados
3418	8883904	750309	arenito fino, contato com o folhelho
3419	8885606	749280	arenito grosso mal-selecionado com níveis conglomeráticos, grãos subangulosos e composição predominantemente quartzosa
3420	8885720	749341	arenito grosso, com níveis conglomeráticos, mal selecionado e grãos subangulosos
3421	8885694	749394	arenito grosso, com níveis conglomeráticos, mal selecionado e grãos subangulosos
3422	8885646	749555	arenito grosso, com níveis conglomeráticos, mal selecionado e grãos subangulosos
3423	8875766	739326	granito porfirítico, com tamanhos variando de 1 a 5 cm, zonados e de composição feldspática. Há enclaves dioríticos.
3424	8876124	739629	granito porfirítico, com tamanhos variando de 1 a 5 cm, zonados e de composição feldspática. Há enclaves dioríticos
3425	8876930	739945	Contato Granito x Xisto da Fm Macururé – Faixa Sergipana
3426	8877326	740216	Xisto
3427	8880650	747134	Paragnaisse com biotita e muscovita
3428	8881004	746848	Paragnaisse
3429	8881480	745468	Paragnaisse com granada
3430	8881204	745058	Xisto com foliação bem desenvolvida com intercalação de níveis mais escuros, rico em biotita, e claro, com predominância de quartzo e muscovita. Ainda há granada como mineral acessório e alguns níveis de qz intercalados e concordantes.
3431	8880798	744252	Xisto a duas micas com foliação bem desenvolvida
3432	8879710	741638	Xisto a duas micas com foliação bem desenvolvida
3433	8878646	740862	Xisto a duas micas com foliação bem desenvolvida
3434	8886658	750461	arenito grosso, subanguloso a anguloso, mal selecionado, silicificado. A granulometria varia de arenito fino a pequenos seixos. Na segunda parte do afl o arenito grosso é muito rico em níveis conglomeráticos com clastos angulosos e mal selecionados.
3435	8885692	751229	arenito grosso mal selecionado sem estratificação cruzada
3436	8885228	752139	arenito médio a grosso, subanguloso a subarredondado, moderadamente selecionado, com seixos pequenos

			dispersos de 0,5cm de tamanho máximo
3437	8889412	755232	silte escuro blocos angulosos de composição variada dispersos
3438	8889860	757138	arenito fino, bem selecionado, subarredondado
3439	8871590	742246	arenito médio, subarredondado, moderadamente selecionado
3440	8873348	742849	arenito médio a fino, bem selecionado, subarredondado
3441	8873380	742968	arenito fino, esbranquiçado, micáceo
3442	8873698	743183	arenito fino, esbranquiçado, micáceo
3443	8875686	746969	siltito laminado esbranquiçado
3444	8878710	733613	Xisto com granada apresentando lentes de quartzo
3445	8878730	733246	Xisto com granada apresentando lentes de quartzo
3446	8878408	733850	Xisto granatífero com bandas máficas e félsicas, apresentando lentes de quartzo.
3447	8878112	734219	Xisto granatífero micáceo com biotita e muscovita, apresentando lentes de quartzo.
3448	8876446	736016	Xisto granatífero, apresentando lentes de quartzo
3449	8875618	736490	Granito porfirítico, com fenocristais de feldspato, os feldspatos apresentam uma textura de zonação, a mineralogia é composta por biotita, anfibólio, quartzo, plagioclásio e K-feldspato
3450	8873240	733213	Xisto granatífero no topo, apresentando lentes de quartzo e ortognaisse na base.
3451	8871374	732064	Xisto com granada, apresentando lentes de quartzo
3452	8872048	732234	Xisto granatífero, apresentando lentes de quartzo
3453	8872466	732345	Xisto granatífero, apresentando lentes de quartzo
3454	8872968	732354	Xisto granatífero, apresentando lentes de quartzo
3455	8873240	733213	Xisto granatífero no topo, apresentando lentes de quartzo e ortognaisse na base.
3456	8873330	732662	Xisto granatífero, apresentando lentes de quartzo
3457	8874260	758111	Arenito grosso a médio silicificado fluvial com ausência de falha.
3458	8873628	757763	Arenito grosso a médio silicificado fluvial com ausência de falha.
3459	8879343	757408	contato ortognaisse com a Fm Barreiras
3460	8880016	754627	Intercalação entre arenito avermelhado com folhelho ou um siltito laminado

3461	8880052	754790	Intercalação entre arenito avermelhado com folhelho ou um siltito laminado
3462	8885972	747080	quartzito intercalado com xisto granatífero, mais a norte encontramos depósitos aluvionares
3463	8885956	747176	quartzito intercalado com xisto granatífero, mais a norte encontramos depósitos aluvionares
3464	8885846	747238	quartzito intercalado com xisto granatífero, mais a norte encontramos depósitos aluvionares
3465	8885684	747365	quartzito intercalado com xisto granatífero, mais a norte encontramos depósitos aluvionares
3466	8885222	747757	veios de quartzo intercalados com xisto
3467	8885088	748053	quartzito intercalado com xisto granatífero
3468	8884854	748400	arenito fino bem selecionado, quartzoso, subarredondada
3469	8884428	749190	arenito fino bem selecionado, quartzoso, subarredondada
3470	8884210	749945	arenito
3471	8889150	750163	Quartzito
3472	8888960	754646	Quartzito
3473	8890460	753068	Quartzito
3474	8890594	753182	Quartzito
3475	8890352	752862	Quartzito
3476	8890218	753070	Quartzito
3477	8889818	753260	Quartzito
3478	8882260	756337	gnaisse bastante alterado
3479	8881626	757317	Rocha bastante dura sendo uma arenito com cimentação ferruginosa
3480	8882260	756337	gnaisse bastante fraturado sua composição é quartzo, biotita, plagioclásio, muscovita
3481	8880066	756119	arenito grosso, mal selecionado, subarredondados, os conglomerados contidos neste arenito variam de 1 a 3cm
3482	8890336	757753	Arenito grosso apresentando seixos de 1 a 10cm de tamanho
3483	8873206	758054	contato da Formação Barra de Itiúba com a Formação Penedo
3484	8890336	757753	arenito com preenchimento de calcita
3485	8871138	731972	
3486	8872472	732330	Xisto com lentes de quartzo

3487	8872953	732353	Xisto com lentes de quartzo
3488	8892313	761449	Arenito grosso subanguloso moderadamente a mal-selecionado com níveis conglomeráticos.
3489	8891951	761166	Arenito intemperizado, com níveis conglomeráticos e na base mais fino e micáceo
3490	8891966	760948	Arenito médio a grosso, mal-selecionado, subangulosos.
3491	8891367	760787	Arenito grosso a conglomerático, mal selecionado, com grãos subangulosos e de composição quartzosa. Fáceis St s Gt.
3492	8891491	760843	Arenito grosso a conglomerático, mal selecionado, com grãos subangulosos e de composição quartzosa. Fáceis St s Gt.
3493	8891092	760698	Xisto com lentes de quartzo
3494	8890158	761200	Xisto com lentes de quartzo
3495	8892415	761063	Arenito médio a grosso, mal-selecionado, subangulosos.
3496	8867315	748083	Arenito muito fino esbranquiçado, micáceo
3497	8867559	748124	Arenito muito fino esbranquiçado, micáceo
3498	8868221	748059	Arenito fino intercalado com siltito cinza-esverdeado
3499	8870282	744025	Arenito muito fino/fino esbranquiçado, micáceo
3500	8880130	752802	Arenito médio a fino, feldspático, micáceo, alaranjado, intercalado com níveis de coloração acinzentada mais rica em argila. Nível argiloso também é feldspático
3501	8879036	753346	contato do arenito médio micáceo silicificado com o folhelho avermelhado
3502	8885583	752704	Arenito médio a grosso, mal-selecionado, subanguloso.
3503	8889812	756810	folhelho avermelhado
3504	8877242	765266	folhelho avermelhado