unesp

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA FASE RIFTE DA BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL

Milena Cristina Rosa

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

Rio Claro - SP
2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"Júlio de Mesquita Filho"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

Milena Cristina Rosa

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA FASE RIFTE DA BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: Norberto Morales

Rio Claro - SP
2021

R788e

Rosa, Milena Cristina
Evolução tectono-sedimentar da fase rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil / Milena Cristina Rosa. -- Rio Claro, 2021
196 p.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Norberto Morales

1. tectônica direcional. 2. bacia transtensiva. 3. riftes mesozoicos. 4. sequências deposicionais. 5. Bacia do Araripe. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

MILENA CRISTINA ROSA

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA FASE RIFTE DA BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Comissão examinadora:

Prof. Dr. NORBERTO MORALES
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. GIANCARLO SCARDIA
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. LUCAS VERISSIMO WARREN
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

Dr. LUCIANO PORTUGAL MAGNAVITA
Consultor Independente - Petrobras / Rio de Janeiro (RJ)

Dr. MARCOS ROBERTO FETTER LOPES
EGG / UFF/Niterói (RJ)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro, SP 28 de Outubro de 2021

Aos meus pais e toda a minha família,

Agradecimentos

Primeiramente a Deus, pela saúde e sabedoria que foram essenciais para a conclusão de mais esse projeto de vida.

Ao meu orientador Prof. Dr. Norberto Morales, que acreditou no meu projeto e esteve comigo nesses 4 anos e meio, influenciando, guiando e ensinando sobre como me tornar pesquisadora e professora. Obrigada pela ajuda, paciência e pelas conversas que resultaram nesta tese. Ao Prof. Dr. Mário Assine, que também acreditou no meu projeto, acompanhou os trabalhos de campo, e contribuiu com as conversas e seu já muito importante conhecimento sobre a bacia.

Aos meus pais e toda a minha família que sempre acreditou nos meus projetos de vida e contribui imensamente para meu crescimento pessoal e profissional. Obrigada por sempre acreditarem nos meus sonhos, por serem o meu suporte em todos os momentos e por tornarem essa etapa mais fácil e divertida.

Aos meus colegas de pós-graduação e laboratório (LESTE) – André Santiago, Amanda Santa Catarina, Ana Sforcin, Eder Merino, Filipe Varejão, Mariza Rodrigues, Michele Andriolli, Patrícia Mescolotti e Paloma Promenzio – obrigada pela amizade, pela força, pelas conversas, pelas contribuições e pelas incontáveis e impagáveis ajudas no laboratório e nos trabalhos de campo. Aos colegas da pós-graduação - Saul Riffel, Renata Paes, Murilo Zaine e Juliana Okubo – obrigada pela amizade, pelo "chimas", pelas conversas e por estarem sempre prontos a ajudar. Aos demais amigos e colegas de pesquisa (turma do Projeto VizGeo-UNISINOS e demais colegas de campo) que mesmo à distância se fizeram presentes e contribuíram para a conclusão desta etapa. Obrigada por tudo sempre. Agradeço as contribuições, comentários e sugestões dos Profs Luciano Magnavita, Marcos Fetter, Lucas Warren e Giancarlo Scardia.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento da bolsa de doutorado e reserva técnica que forneceram apoio para a realização desta tese. Ao Projeto de Pesquisa e Desenvolvimento "Relações entre Tectônica e Sedimentação em Bacias do Interior do Nordeste do Brasil" (Petrobras; 2014/00519-9) pelo apoio durante os trabalhos de campo. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Resumo

A Bacia do Araripe, localizada no interior do Nordeste do Brasil, evoluiu em contexto intraplaca durante os estágios de fragmentação do Gondwana. Ela faz parte de um conjunto de pequenas bacias sedimentares interiores que apresentam importantes registros tectônicos e registros estratigráficos completos, que são reflexos da porção continental aos eventos que atuaram na abertura das margens Leste e Equatorial do Oceano Atlântico Sul. Essa bacia ilustra uma complexa geometria tridimensional associada a um sistema rifte com controle exercido pela estruturação herdada do embasamento pré-cambriano, e pela tectônica direcional com a reativação das zonas de cisalhamento, sendo a principal delas a Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ). A presente tese teve como objetivo compreender e reconhecer as inter-relações entre a tectônica e a sedimentação que atuaram durante a fase rifte na Bacia do Araripe, buscando um melhor conhecimento da história tectônica e das correlações com eventos regionais registrados em outras bacias fanerozoicas em contexto intraplaca no interior do Nordeste do Brasil. Os métodos utilizados foram as análises estrutural e estratigráfica, baseadas em uma coleta sistemática de dados de campo, a análise de lineamentos morfoestruturais e a análise e interpretação de seções sísmicas. É reconhecida a influência de tectônica direcional durante a evolução da fase rifte da Bacia do Araripe, caracterizada por três conjuntos principais de falhas que, associados a deformações sin-sedimentares e padrões deposicionais específicos, indicam três estágios tectônicos distintos, sendo dois períodos de subsidência e um de leve inversão. O primeiro deles foi controlado pela reativação da Zona de Cisalhamento de Patos de modo sinistral com falhas direcionais E-W e falhas normais e oblíquas NE-SW configurando um sistema em "rabo de cavalo" distensivo com horstes e grabens alternados. Esse arranjo atuou na deposição, na preservação e no controle das ocorrências das três sequências deposicionais (SD1, SD2 e SD3) contidas nas formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara formando uma bacia alongada controlada por falhas NE-SW. Essas falhas são interpretadas como resultado de

esforços σ1 NE-SW/suborizontal, σ2 vertical e σ3 NW-SE/suborizontal que representam um regime tectônico sinistral transtrativo. Esse estágio tectônico se iniciou no Neojurássico (Tithoniano?) e foi ativo até pelo menos o Eocretáceo (Neo-Hauteriviano?) regido pelos reflexos intraplaca dos esforços que estavam atuando na abertura da Margem Leste Brasileira. O segundo estágio registra leve inversão na bacia, interpretado como um evento compressivo com σ1 suborizontal e na direção NW-SE. Durante o segundo estágio foram reativadas falhas normais e formadas falhas inversas NW-SE, levando à erosão e/ou não deposição de sedimentos no intervalo do Eo-Hauteriviano até o fim do Barremiano. Ele é o reflexo intraplaca dos esforços iniciais de abertura da Margem Equatorial e marca a mudança no sentido de reativação da PASZ, que a partir desse evento passou a ser dextral. O terceiro estágio marca a instalação definitiva do sistema de tensão transcorrente dextral responsável pela abertura da Margem Equatorial, que se propaga para ambiente intraplaca como transtrativo dextral a partir da reativação também dextral da PASZ, com desenvolvimento de falhas normais WNW-ESE controladoras da sedimentação da Formação Barbalha e modificadoras do sistema rifte NE-SW. Nesse evento σ1 é novamente suborizontal agora na direção NW-SE e σ3 também suborizontal na direção NE-SW. Os novos dados e interpretações possibilitaram elaborar um novo modelo evolutivo e a entender os estágios contidos na evolução tectono-sedimentar durante a fase rifte da Bacia do Araripe. A partir desse novo modelo foi possível mostrar a relação da sedimentação com os eventos tectônicos e esforços que atuaram nas bordas continentais para a abertura das margens Leste e Equatorial e sua propagação para o interior do continente, durante a ruptura do supercontinente Gondwana.

Palavras-chave: *tectônica direcional; bacia transtensiva; riftes mesozoicos; sequências deposicionais; Bacia do Araripe*

Abstract

The Araripe Basin, located in the interior of Northeast Brazil, developed in an intraplate context during Gondwana fragmentation stages. This basin is part of a set of small interior sedimentary basins that contain important tectonic and complete stratigraphic records. These records reflect the continental portion of the events that occurred during the opening of the East and Equatorial Brazilian margins of the South Atlantic Ocean. The basin illustrates a complex three-dimensional rift geometry controlled by structures inherited from the Precambrian basement and strike-slip tectonics induced by shear zones reactivation, the main one being the Patos Shear Zone (PASZ). This thesis aimed to understand and recognized the interrelationships between tectonics and sedimentation that occurred during the rift phase in Araripe Basin. The objective was to pursue a better knowledge about the tectonic history and correlations with regional events recorded in phanerozoic basins with the same intraplate context in the Northeastern Brazil. The methods utilized were structural and stratigraphic analysis, based on a systematic collection of field data, morphostructural lineaments analysis, and analysis and interpretation of seismic sections. The influence of strike-slip tectonics during the evolution of the rift phase of the basin is recognized, and it is characterized by three main sets of faults that, when associated with soft-sediment deformations and specific depositional patterns, indicate three distinct tectonic events, two periods of subsidence, and one of slight inversion in the basin. The first event was controlled by Patos Shear Zone sinistral reactivation with E-W faults and associated NE-SW normal and oblique faults configuring a horsetail system with alternating horsts and grabens. This arrangement worked in the deposition, preservation and control to the four deposicional sequences (SD1, SD2 and SD3) that comprise the Brejo Santo, Missão Velha and Abaiara formations, developing an elongated shaped basin controlled by NE-SW faults. Those faults are interpreted as the result of $\sigma 1$ NE-SW/sub-horizontal, $\sigma 2$ vertical, and $\sigma 3$ NW-SE/sub-horizontal stresses, which represent a sinistral transtensive tectonic regime. This

tectonic stage initiated in the Late Jurassic (Tithonian?) and was active until at least the Early Cretaceous (Late Hauterivian) as an intraplate response to the stress acting in the Brazilian East Margin opening. The second stage registers a minor inversion in the basin, interpreted as a compressive event with σ1 sub-horizontal in the NW-SE direction, resulting in the inversion of some previous faults or generation of new ones oriented NE-SW, leading to erosion and/or non-deposition of sediments from Early Hauterivian to Barremian. This event represents the intraplate response to the tectonic regime that gave rise to the initial opening of the Equatorial Margin and denotes a change in the sense of motion of the PASZ, which was reactivated right-laterally. The third stage establishes the definitive installation of the dextral strike-slip system responsible for the evolution of the Equatorial Margin, which propagates intraplate as a dextral transtension with right-lateral reactivation of the PASZ. At this stage there was the development of WNW-ESE normal and oblique faults that controlled the sedimentation of the Barbalha Formation and modified of the NE-SW rift system. In this event σ1 stay sub-horizontal NW-SE and σ3 sub-horizontal NE-SW. The new data and interpretation made possible to formulate a new evolutionary model and to understand the stages in tectono-sedimentary evolution during the rift phase of the Araripe Basin. From this model it was possible to show the relationship between sedimentation and the tectonic events and stresses that acted on the continental borders during the opening of the East and Equatorial Brazilian margins, and their propagation to the interior, during the break up of the Gondwana supercontinent.

Key-words: *strike-slip tectonics; transtensional basin; mesozoic rifts; depositional sequences; Araripe Basin;*

APRESENTAÇÃO E ORGANIZAÇÃO DA TESE

Esta tese de doutorado está organizada de forma a apresentar seus principais resultados obtidos em forma de artigos científicos que estão dispostos como capítulos na tese. A numeração das figuras e tabelas também segue a ordem individual de cada artigo. O sumário de figuras e tabelas inseridas nesta tese é referente aos demais capítulos.

Os capítulos 1, 2 e 3 apresentam a introdução da tese com os assuntos que serão abordados, as problemáticas envolvidas nesta tese, suas justificativas e seus objetivos.

O capítulo 4 apresenta os materiais e métodos utilizados para a confecção desta tese com descrições específicas de todas as análises feitas, assim como em cada artigo específico.

O capítulo 5 apresenta o estado da arte sobre deformação em áreas associadas a falhas direcionais bem como a evolução integrada entre essas falhas e a formação de bacias sedimentares.

O capítulo 6 apresenta um panorama sobre a evolução do arcabouço geológico regional de toda a região nordeste brasileira que é importante para contextualizar a área de estudo. O capítulo aborda a evolução proterozoica e fanerozoica da Província Borborema e também estão descritas as sequências sedimentares que compõem a Bacia do Araripe.

Capítulo 7 apresenta os resultados obtidos nesta tese. Para tal foi subdividido em subcapítulos que correspondem:

Subcapítulo 7.1 apresenta os resultados obtidos com as análises de escala macro que compreende as análises de lineamentos e análise estrutural do quadro geral aos artigos propostos.

Subcapítulos (7.2 e 7.3) seguintes correspondem aos artigos elaborados com base nos resultados obtidos, visando a submissão para os periódicos selecionados.

Subcapítulo 7.4 apresenta os resultados em subsuperfície, com a apresentação das interpretações sísmicas, mapa geológico-estrutural e seções geológicas e discussões acerca da evolução tectono-sedimentar da bacia durante a fase rifte.

Finalmente, o Capítulo 8 traz um apanhado geral conclusivo, consubstanciando o quadro evolutivo reconhecido para a formação, preservação e deformação da Bacia Rifte do Araripe e sua dependência da (e associação com a) tectônica direcional intracontinental, decorrente dos processos de abertura do Oceano Atlântico ao longo da Margem Leste e da Margem Equatorial.

Capítulo 9 apresenta a lista com todas as referências bibliográficas utilizadas para a confecção dos capítulos da tese e dos artigos.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 1

1.1 Localização da Área de Estudo 3

2. JUSTIFICATIVA 5

3. OBJETIVO 6

4. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO 7

4.1 Análise de lineamentos 7
4.2 Análise e Interpretação de Seções Sísmicas 8
4.3 Análise estrutural 9
4.4 Análise de fácies sedimentares 11
4.5 Levantamento de perfis estratigráficos 12
4.6 Análise de paleocorrentes 12
4.7 Análise de Estratigrafia de Sequência e correlações estratigráficas 13
4.8 Análise da deformação sin-sedimentar 13

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: DEFORMAÇÃO E FORMAÇÃO DE BACIAS ASSOCIADAS À TECTÔNICA *STRIKE-SLIP* 15

5.1 Introdução 15
5.2 Arranjo estrutural e o sistema de falhas *strike-slip* 18
5.3 Bacias em zonas *strike-slip* 20

6. ARCABOUÇO GEOLÓGICO 26

6.1 Província Borborema 26
6.1.1 Evolução proterozoica 26
6.1.2 Evolução Fanerozoica: Bacias Interiores do Nordeste 30
6.2 Bacia do Araripe: contextualização estratigráfica 33
6.2.1 Sequência Pré-Rifte 37
6.2.2 Sequência Rifte 39
6.2.3 Sequência Pós-Rifte 40

7. RESULTADOS 44

7.1 Análise do quadro geral 44
7.1.1 Lineamentos estruturais 44
7.1.2. Falhas 47
7.2 Artigo 1 - Transtensão intraplaca durante a ruptura do Gondwana: dois regimes tectônicos contrastantes no Juro-Cretáceo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil 53
Introdução 54
Contexto Geológico 55
Embasamento pré-cambriano 57
Bacia do Araripe 58
Dados e Métodos 60
Resultados 62

Discussão *82*
Evolução Tectônica 82
Diferenças entre dois regimes tectônicos contrastantes 88
Conclusão *95*
Referências *97*
7.3 ARTIGO 2 – FASE SIN-RIFTE DA BACIA DO ARARIPE (JURO-CRETÁCEO DO NORDESTE DO BRASIL): UM REGISTRO COMPOSTO DE EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA BACIA EM RESPOSTA À TECTÔNICA DIRECIONAL 98
Introdução *99*
Contexto Geológico *100*
Arcabouço estratigráfico 101
Arcabouço tectônico 106
Materiais e Métodos *108*
Resultados *108*
Fácies 111
Formação Brejo Santo 114
Formação Missão Velha 121
Formação Abaiara 133
Limites de sequência 145
Discussão *150*
Paleogeografia e interpretação das sequências sedimentares do Grupo Vale do Cariri 150
Conclusão *154*
Referências *155*
7.4. SUBSUPERFÍCIE 156
7.4.1 Seções Sísmicas *156*
7.4.2 Seções Geológicas *161*
7.5 DISCUSSÃO 163
7.5.1 Evolução tectono-estratigráfica da fase rifte da Bacia do Araripe em contexto de rifte transtensional *163*
7.5.2 Bacia do Araripe como um registro de bacia formada na porção terminal da Zona de Cisalhamento de Patos *168*
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES 171
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 179

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa hipsiométrico mostrando o contorno da Província Borborema (PB) em branco no nordeste do Brasil e da Bacia Sedimentar do Araripe (BA) em amarelo, construído a partir de imagens SRTM com 30m de resolução horizontal sob a forma de um modelo digital de elevação (DEM).....3

Figura 2. Mapa de localização da área de estudo construído com uma composição de imagens de satélite (Google Earth) sobre modelos digitais de elevação obtidos a partir de imagens SRTM com 30m de resolução horizontal. Mapa superior mostrando a localização da Província Borborema e das bacias interiores e marginais do NE do Brasil, além da área de estudo; mapa inferior mostrando a área de estudo com o mapa geológico da porção leste da Bacia Sedimentar do Araripe.....4

Figura 3. Mapa mostrando a localização das linhas sísmicas e poços utilizados neste trabalho.....8

Figura 4. Linha sísmica 141-RL-09 em tempo (TWT) com a calibração do poço 2-AP-1-CE e os horizontes sísmicos identificados e interpretados. 9

Figura 5. Classificação genética das principais falhas strike-slip de acordo com o contexto tectônico (Fonte: Woodcock, 1986). 17

Figura 6. Vista, em planta das estruturas associadas a uma falha strike-slip dextral; Falha strike-slip dextral com componente divergente (transtrativa), formação de bacias pull-apart, falhas normais en échelon e grabens (Fonte: Allen e Allen, 2013, compilado de Christie-Blick e Biddle, 1985) 19

Figura 7. Relação angular entre as estruturas que formam um modelo de cisalhamento simples dextral (Christie-Blick e Biddle, 1985). a. Fraturas e dobras superimpostas em uma elipse de deformação (terminologia de Wilcox et al. (1973)). b. Terminologia cisalhamento Riedel modificada de Tchalenko e Ambraseys (1970) e Bartlett et al. (1981). 19

Figura 8. Principais características de uma seção idealizada de falha strike-slip. A parte superior da seção onde a falha apresenta as ramificações é denominada estrutura em flor (Fonte: Chistie-Blick e Biddle 1985). 20

Figura 9. Diversos padrões de falhas strike-slip que produzem bacias de subsidência associadas a regimes distensivos e compressivos, e blocos soerguidos: a. falha de traço curvo, b. padrões divergentes e convergentes, c. falha anastomosada, d. falhas terminais, e. falhas paralelas. (Fonte: Reading, 1980).....22

Figura 10. Diagrama esquemático mostrando a classificação dos tipos de bacias strike-slip. a. Bacia strike-slip pouco espessa, que são as hipotermais. b. Bacia strike-slip com manto envolvido que são hipertermais. (Fonte: Allen e Allen, 2013). 23

Figura 11. Mapas e diagramas dos tipos de bacias associadas a falha strike-slip (Modificado de Nilsen e Sylvester, 1995). 24

Figura 12. A. Mapa geológico simplificado com a localização da Província Borborema além da distribuição das principais bacias sedimentares e zonas de cisalhamento. B. detalhe para a área entre a Zona de Cisalhamento de Patos a norte e a Zona de Cisalhamento de Pernambuco a sul. (base cartográfica da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – CPRM) 27

Figura 13. Mapa com as subdivisões tectônicas da Província Borborema. A. Subdivisão crustal mostrando os limites para os principais domínios tectonoestratigráficos e os terrenos consagrados (Fonte: adaptado de Moraes-Neto, 2009 que foi modificado de Brito Neves et al., 2000 e van Schmus et al., 2008). B. Mapa com os granitoides neoproterozoicos (Fonte: compilado de Brito Neves et al., 2000 e Bizzi et al., 2001). 29

Figura 14. Mapa Geológico da Bacia do Araripe. Fonte: Modificado a partir de Assine (2007). 34
Figura 15. Carta estratigráfica da Bacia do Araripe. Modificado de Assine (2007).....35
Figura 16. Mapa com a distribuição regional dos registros sedimentares da sequência pré-rifte no nordeste do Brasil e regiões próximas da África (Fonte: Silva et al., 2012, modificado de Da Rosa, 1996).....38
Figura 17. Arcabouço estratigráfico do Andar Alagoas na Bacia do Araripe com a representação das três sequências deposicionais limitadas por desconformidades, com onlap costeiro de ESE para WNW, constituintes da sequência Pós-rifte I. Fonte: Assine et al. (2014). 41
Figura 18. Mapas com os traços de lineamentos interpretados para o embasamento no entorno da Bacia do Araripe; A. Mapa construído com a imagem de satélite obtida pelo Google Earth; B. mapa de um modelo digital de elevação construído com uma imagem SRTM de 30m de resolução. AB – Bacia do Araripe; CB – Bacia de Cedro; SJBB – Bacia de São José do Belmonte; BB – Bacia de Barro; S-SIB – Bacia de Socorro-Santo Iáci.o.....45
Figura 19. Mapas com os traços de lineamentos interpretados para a parte leste da Bacia do Araripe; A. Mapa construído com a imagem de satélite obtida pelo Google Earth; B. mapa de um modelo digital de elevação construído com uma imagem SRTM de 30m de resolução.....46
Figura 20. Aspecto em campo das exposições da Formação Cariri na Ferrovia Transnordestina, camadas rotacionadas e deformação por falhas normais NE-SW.....48
Figura 21. Aspecto em campo das exposições da Formação Brejo Santo na Ferrovia Transnordestina, anticlinais e sinclinais de arrasto associados a falhas NE-SW, camadas rotacionadas e deformação por falhas normais NE-SW associadas.....49
Figura 22. Aspecto em campo das exposições da Formação Missão Velha na Ferrovia Transnordestina, sinclinal de arrasto, camadas rotacionadas e deformação por falhas em dominó, todos com orientação preferencial NE-SW. 49
Figura 23. Aspecto em campo das exposições da Formação Abaiara na Ferrovia Transnordestina, camadas rotacionadas e falhas normais NE-SW formando pequenos grabens com pequenas deformações associadas.....50
Figura 24. Prancha de fotos mostrando falhas, planos de falha, estrias e bandas de deformação. A: Plano de falha normal com preenchimento de sílica e degraus bem acentuados. B: Plano de falha normal estriado com desenvolvimento de slickensides. C: Plano de falha direcional dextral estriado. D: Plano de falha direcional dextral com degraus de falha. E – falha inversa com dobra de arrasto associada F: Falha inversa. G: Bandas de deformação. H. Falha de crescimento em pacote com estratos rotacionados da Formação Abaiara. 51
Figura 25. A: Seção sísmica 141-RL-09 calibrada pelo poço 2-AP-1-CE e linha sísmica 141-RL-09 interpretada. **B**. Seção sísmica 141-RL-10 calibrada pelo poço 4-BO-1-PE e linha sísmica 141-RL-10 interpretada e um recorte de um detalhe de falha a esquerda, com reconhecimento de feição tipo "flor positiva"afetando a Fm. Barbalha. **C**. Mapa geológico com a localização das linhas sísmicas e poços.....159
Figura 26. A: Linha sísmica 141-RL-06 e linha sísmica 141-RL-06 interpretada. **B**. Linha sísmica 141-RL-01 e linha sísmica 141-RL-01 interpretada com dois recortes de detalhes de falhas abaixo, indicando feições tipo "flor negativa". Legenda das seções e mapa de localização das seções na Figura 25.....160
Figura 27. Mapa Geológico com a localização das principais estruturas interpretadas em profundidade. Seções geológicas W-E e SW-NE. 162
Figura 28. Quadro comparativo com perfil vertical, seções e blocos diagramas esquemáticos mostrando a evolução e os principais estágios tectônicos e estratigráficos da Fase Rifte da bacia. 166

Figura 29. (A) Modelo teórico de Christie-Blick & Biddle (1985) mostrando em planta todas as estruturas formadas em uma falha direcional sinistral. (B) Bloco diagrama teórico de Mitchell & Reading (1986) mostrando uma bacia formada em porção terminal de uma falha direcional. (C) Mapa da parte leste da Bacia do Araripe mostrando as principais falhas NE e ENE que compõem a bacia e com as setas em preto indicando os principais eixos de esforços que atuaram a durante a deposição das unidades que compõem a fase rifte. 170
Figura 30. Modelo evolutivo proposto para a Bacia do Araripe do Jurássico Superior (Tithoniano ?) até o Cretáceo Inferior (Aptiano) mostrando a relação com os campos de esforços vigentes. (A) Localização da área de estudo. (B) fase rifte com os sedimentos depositados durante o primeiro evento tectônico directional com reativação sinistral da PASZ e uma bacia em "rabo de cavalo". (C) Inversão da bacia com soerguimento dos sedimentos depositados na fase rifte, reflexo da mudança dos regimes de esforços intraplaca; (D) Deformação Pós-Rifte com deposição dos sedimentos da fase pós-rifte I durante o segundo evento tectônico direcional com reativação dextral da PASZ. 178

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação das falhas strike-slip de Miall (2013). 16
Tabela 2. Classificação das falhas strike-slip segundo Sylvester (1988). 17

1. INTRODUÇÃO

Os registros sedimentares mais espessos são encontrados em regiões da crosta que foram submetidas a extensivos e prolongados processos de subsidência (Bally & Snelson 1980). A grande complexidade das histórias geológicas resulta em uma infinidade de bacias ativas e seus remanescentes mais antigos. As bacias sedimentares mais antigas representam os primeiros registros, e a totalidade das bacias contém importantes registros de informação sobre a evolução da Terra nos últimos bilhões de anos (Allen & Allen, 2013).

Para que seja possível analisar a história evolutiva de uma bacia sedimentar é preciso levar em consideração tanto os processos tectônicos quanto o seu preenchimento sedimentar. Os processos tectônicos podem ocorrer em diversas escalas e são responsáveis por controlar a geração de espaço para o acúmulo dos sedimentos durante longos períodos de tempo. Determinam o tipo de deformação e a taxa na qual a bacia e suas estruturas se formam, controlam a história termal, magmatismo e o soterramento. Os sedimentos que formam o preenchimento sedimentar de uma bacia são gerados por processos de intemperismo e erosão e liberados por sistemas de dispersão (Allen, 2008). Esses sistemas são alimentados por processos tectônicos, que atuam tanto no soerguimento das porções de rocha quanto na deposição dos sedimentos para dar origem a um empilhamento estratigráfico que é fortemente modulado pela dinâmica externa e taxas de subsidência. O sistema de encaminhamento dos sedimentos determina os ambientes deposicionais e suas geometrias estratigráficas, sendo fortemente influenciado pela deformação tectônica, reativação estrutural e exumação.

O estudo de bacias do tipo rifte tem sido foco de muitos pesquisadores e inúmeros deles têm como objetivo entender tanto os processos de extensão da litosfera quanto a influência da tectônica na geometria da bacia e na taxa de suplementação e acomodação dos sedimentos em todas as fases de rifteamento (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe e Leeder, 2000). No entanto, é importante destacar também a existência de bacias formados por subsidência acompanhada de deformação direcional (Cabrera et al., 1988). Algumas bacias rifte se formam associadas a um sistema direcional onde as falhas normais e oblíquas dominam e os arranjos em *échelon* são comuns (Waldron, 2005), associados a um comportamento onde a extensão é dominante. Ao longo do deslocamento de falhas ou zonas de falhas direcionais principais podem ocorrer áreas que acomodam a extensão (Crowell 1974; Christie-Blick & Biddle 1985), representando os locais onde os sedimentos se acumulam e onde se formam as bacias sedimentares. Tais bacias sedimentares podem se formar em áreas de “releasing bends” (arcos

de alívio ou distensivos) ao longo do traçado e nas porções terminais das falhas e podem se assemelhar com bacias do tipo rifte tradicionais por serem formadas predominantemente por conjuntos de falhas normais predominantemente (Crowel 1974).

A Bacia do Araripe (Figura 1) apresenta o mais extenso e completo registro geológico de uma bacia interior mesozoica no Nordeste do Brasil. Ela apresenta uma história evolutiva bastante complexa com geometrias tridimensionais em sistemas de riftes e um forte controle do embasamento pré-cambriano. Ela é também um importante registro cronoestratigráfico sobre os eventos que culminaram no rompimento do Supercontinente Gondwana. O estudo da evolução dessa bacia nos possibilita entender sua complexa história geológica, integrando o ponto de vista estrutural com as informações sedimentares e estratigráficas. Por meio deste trabalho foi possível entender os diversos eventos e controles associados à sua formação, deposição, posterior deformação e atual conservação.

Essa tese procurou apresentar o quadro evolutivo da fase rifte da Bacia do Araripe e o forte controle da tectônica direcional na sua evolução, associados a processos intracontinentais de reativação dos cinturões de cisalhamento, na época de abertura do Oceano Atlântico sul. Ela buscou também identificar os limites entre os principais estágios evolutivos e unidades litoestratigráficas, analisar as associações de fácies com os padrões de paleocorrentes para cada paleoambiente deposicional e analisar a associação do empilhamento estratigráfico com o quadro tectônico transtrativo. Esses objetivos buscaram estabelecer uma revisão sobre a história evolutiva tectono-sedimentar desta bacia desde o Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior (andares locais Dom João, Rio da Serra e Aratu).

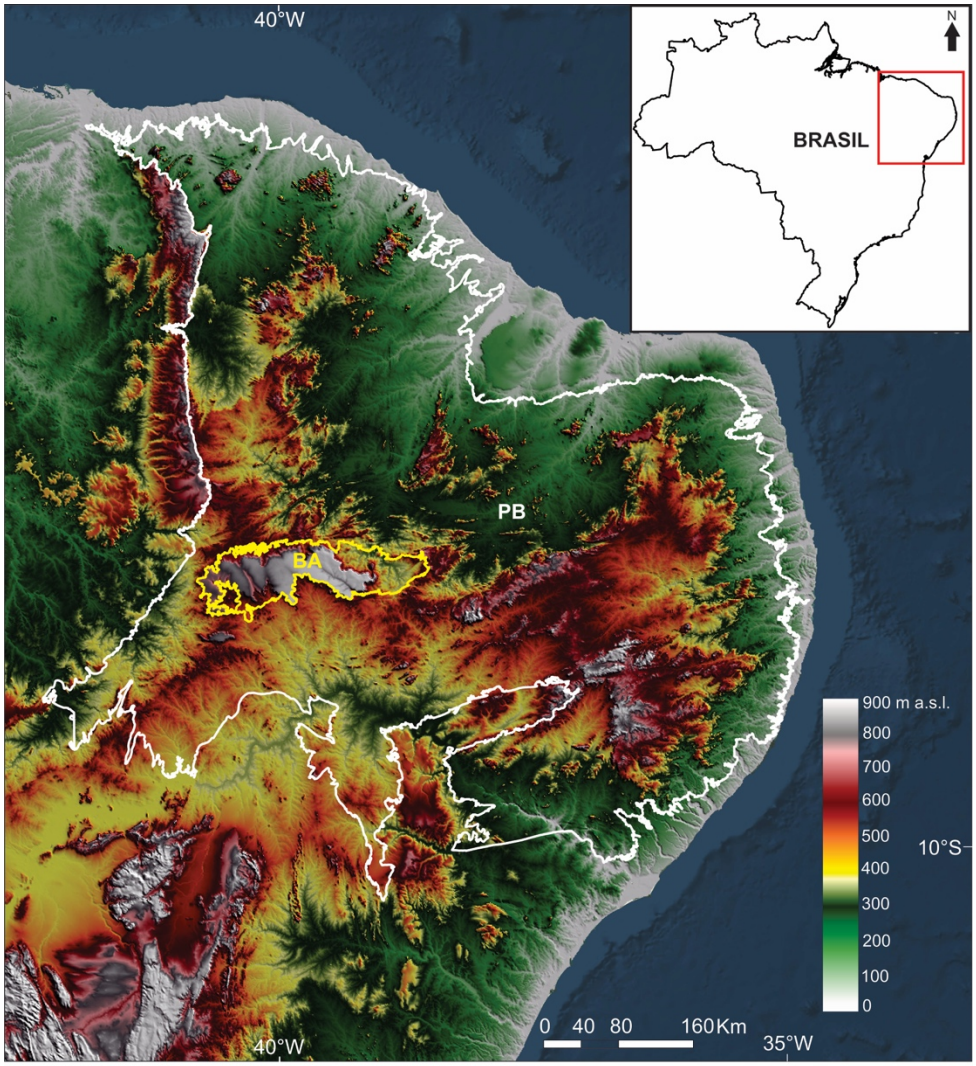

Figura 1. Mapa hipsiométrico mostrando o contorno da Província Borborema (PB) em branco no nordeste do Brasil e da Bacia Sedimentar do Araripe (BA) em amarelo, construído a partir de imagens SRTM com 30m de resolução horizontal sob a forma de um modelo digital de elevação (DEM).

1.1 Localização da Área de Estudo

A Bacia do Araripe está localizada na região limítrofe dos estados do Ceará, Piauí, Paraíba e Pernambuco, entre as coordenadas geográficas 07º00' e 08º00' de latitude sul, e 38º30' e 41º00' de longitude oeste (Figura 2). A área de estudo está localizada na parte leste da Bacia do Araripe, onde afloram as unidades sedimentares correspondentes à fase rifte da bacia, assim como os contatos com os embasamentos pré-cambriano e eo-paleozoico.

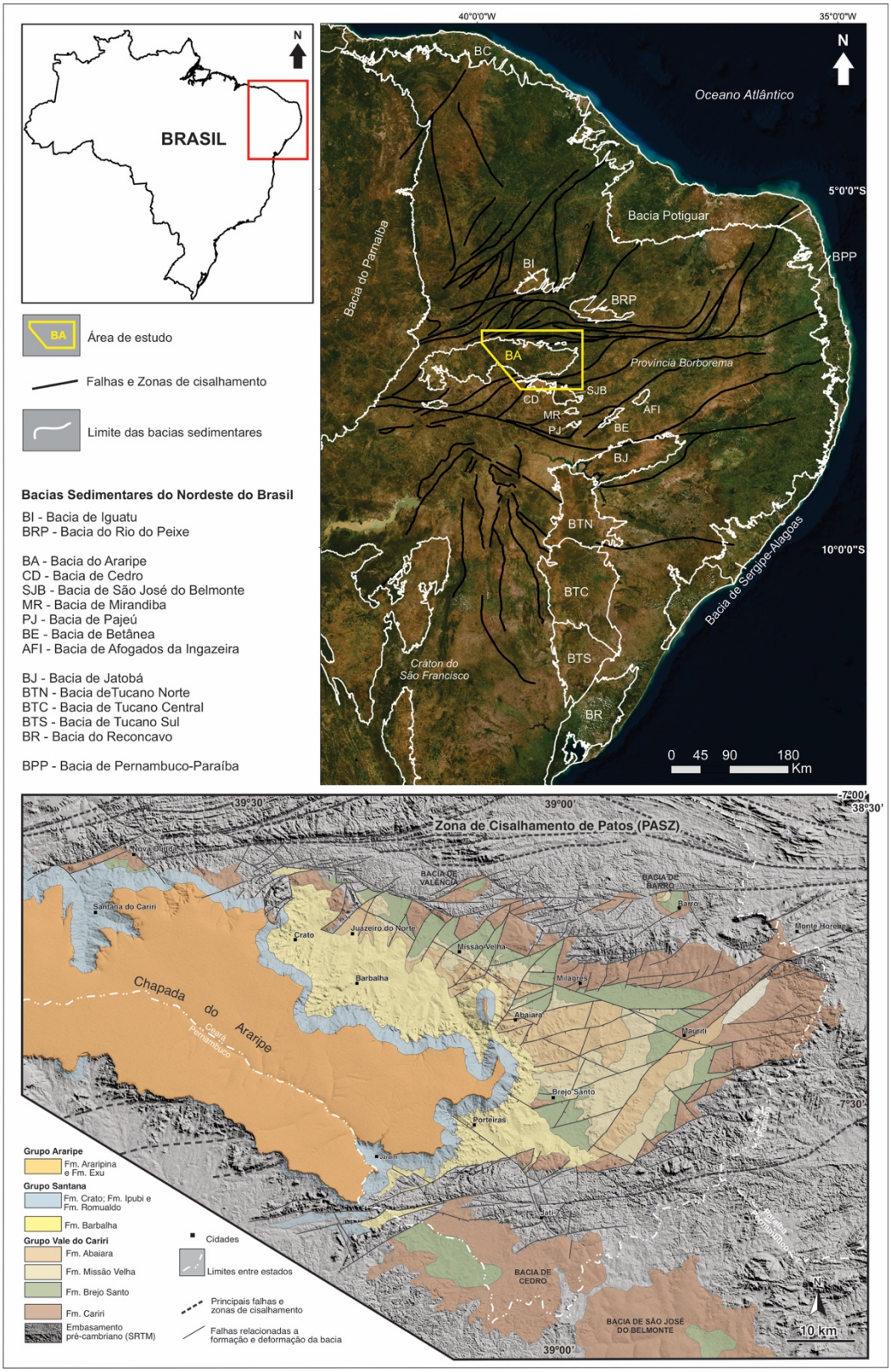

Figura 2. Mapa de localização da área de estudo construído com uma composição de imagens de satélite (Google Earth) sobre modelos digitais de elevação obtidos a partir de imagens SRTM com 30m de resolução horizontal. Mapa superior mostrando a localização da Província Borborema e das bacias interiores e marginais do NE do Brasil, além da área de estudo; mapa inferior mostrando a área de estudo com o mapa geológico da porção leste da Bacia Sedimentar do Araripe.

2. JUSTIFICATIVA

O melhor entendimento da evolução tectono-sedimentar da Bacia do Araripe é fundamental para que se compreenda adequadamente o comportamento do interior da Região Nordeste do Brasil durante a ruptura de Gondwana no Cretáceo, e a formação das bacias marginais nordestinas e de seus recursos minerais e petrolíferos.

Seu estudo justifica-se também porque a bacia possui importantes recursos minerais e jazigos paleontológicos de inestimável valor. Além disso, a bacia comporta em suas sequências sedimentares rochas com alta porosidade, que constituem bons aquíferos ainda não suficientemente conhecidos e explorados, situados numa região carente de recursos hídricos e que concentra a maior densidade populacional no sul do Estado do Ceará.

A bacia é portadora de espesso registro sedimentar, grande parte dele com porções aflorantes, possibilitando o reconhecimento das feições deposicionais, e com ótimos afloramentos de estruturas deformacionais (cujo reconhecimento foi favorecido pela construção da Ferrovia Transnordestina). Ela representa uma oportunidade de investigação e reconhecimento do quadro evolutivo local e regional sendo que a mesma preserva registros geológicos de momentos importantes da quebra do continente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Por se tratar de uma área continental a Bacia do Araripe apresenta uma evolução que tem como pano de fundo a importância das grandes descontinuidades do embasamento pré-cambriano na formação e deformação de uma bacia intracontinental.

3. OBJETIVO

A presente tese tem como escopo compreender e reconhecer as inter-relações entre a tectônica e a sedimentação que atuaram durante a fase rifte na Bacia de Araripe para obter melhor conhecimento da sua tectônica, estratigrafia e das correlações com eventos regionais registrados nas outras bacias fanerozoicas, contribuindo para a reconstituição da evolução tectono-sedimentar e sua correlação com os processos relacionados à evolução das margens continentais brasileiras Leste e Equatorial.

Sob esta ótica, os objetivos foram:

1. Definir a tectônica formadora e deformadora da bacia, visando compreender a geometria e cinemática das estruturas que atuaram na formação, deformação e preservação das unidades sedimentares que se depositaram durante a tectônica rifte da bacia e com isso estabelecer uma evolução estrutural para a fase rifte da Bacia do Araripe.

2. Documentar evidências de relações entre tectônica sindeposicional e o registro geológico, presença de tectofácies, estruturas sedimentares, deformações pene-contemporâneas (fluidificações, convoluções, deformações interestratais feições de escorregamento, etc) e associadas a movimentos ao longo de planos de falha (brechas, dobras de arrasto, fraturas, estrias).

3. Estabelecer relações entre tectônica e sedimentação em escala de bacia, com enfoque nas geometrias das unidades estratigráficas, nas variações de espessura de unidades, no crescimento de seções associadas a grandes falhas, na existência de altos sin-deposicionais, na variação da proveniência sedimentar, na interação entre paleocorrentes e paleogeografia.

4. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

O desenvolvimento dos métodos desta tese foi feito em duas escalas. Caracterização em macroescala utilizado mapas, aerogeofísica e dados de satélite e mesoescala utilizando dados de afloramento coletados em campo. Os dados de aerogeofísica foram obtidos no banco de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) (http://geosbg.cprm.gov.br/). As imagens de satélite foram obtidas no portal *Earth Explorer* que pertence ao Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) (https://earthexplorer.usgs.gov/).

4.1 Análise de lineamentos

Foram usadas imagens da família Landsat – SRTM (*Shuttle Radar Topagraphy Mission*) para a investigação dos dados de lineamentos topográficos utilizando as técnicas de sombreamento (Onorati et al., 1992; Salamuni et al., 2004). As técnicas aplicadas permitiram a criação de Modelos Digitais de Elevação (MDE) com diferentes direções de iluminação conforme método adotado por Liu (1984 e 1987). Os MDE foram obtidos utilizando as imagens SRTM com resolução horizontal de 30m. Foram confeccionados 6 (seis) mapas MDE com diferentes parâmetros de iluminação (Az 0, Az45, Az135, Az90, Az225 e Az315) que permitiram a identificação de lineamentos topográficos perpendiculares às diferentes direções de sombreamentos. A escolha dessas direções baseou-se nas direções das principais estruturas que ocorrem na área de estudo, como o Lineamento de Patos.

Para a identificação e extração dos lineamentos topográficos foram utilizados os seguintes critérios de seleção: cristas alinhadas (altos topográficos) e segmentos de vales alinhados (baixos topográficos). Foram feitas as identificações dos lineamentos em dois setores distintos: embasamento e cobertura sedimentar. Os dados foram tratados e trabalhados pelo *software* ArcGis 10.3 onde os azimutes e comprimentos foram identificados e calculados. Durante a medida dos lineamentos topográficos não foram estipulados comprimentos mínimos e foram feitas medidas nas escalas de 1:250.000, principalmente no embasamento adjacente e 1:100.000 na cobertura sedimentar; os que apresentavam curvaturas foram divididos em diferentes segmentos retilíneos. A partir desses dados foram construídos diagramas de roseta com intervalos de 5 graus de azimute que ilustram os lineamentos extraídos permitindo uma visualização das principais direções das estruturas que ocorrem em toda a área de estudo.

4.2 Análise e Interpretação de Seções Sísmicas

A análise das seções sísmicas foi executada a partir de dados de sísmica de reflexão disponíveis em seções 2D para a Bacia do Araripe. O banco de dados consiste em 10 linhas sísmicas 2D e 3 poços (2-AP-1-CE, 4-BO-01-PE e IPS-12) (Figura 3) que foram disponibilizados pela ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) para fins acadêmicos. Foi utilizado o *software* Opendtect* para as conversões tempo x profundidade utilizando os poços disponíveis e as correlações entre poço e sísmica. O poço 2-AP-1-CE está localizado sobre o traçado da linha sísmica 141-RL-09 e essa amarração entre os dados de poço (em profundidade) e a linha sísmica (em tempo) permitiu determinar e correlacionar os principais horizontes sísmicos que foram interpretados (Figura 4).

As linhas sísmicas 141-RL-06, 141-RL-07 e 141-RL-08 estão localizadas na parte leste da bacia, sobre a Sub-bacia Cariri e onde afloram, majoritariamente as unidades sedimentares atribuídas a fase rifte definida nesta tese. A interpretação sísmica consistiu no reconhecimento das características geológicas, estruturais e estratigráficas refletidas no dado sísmico, que posteriormente foram rebatidas para o mapa geológico. Durante essa etapa foram interpretadas as falhas com seus padrões geométricos e rejeitos, determinando os padrões de empilhamento e variação de espessura das camadas lateralmente (*pinch-outs*). Essa análise permitiu determinar, de modo mais regional, como ocorre em subsuperfície a distribuição e geometria das estruturas tectônicas, e os espessamentos e o afinamento das sequências sedimentares.

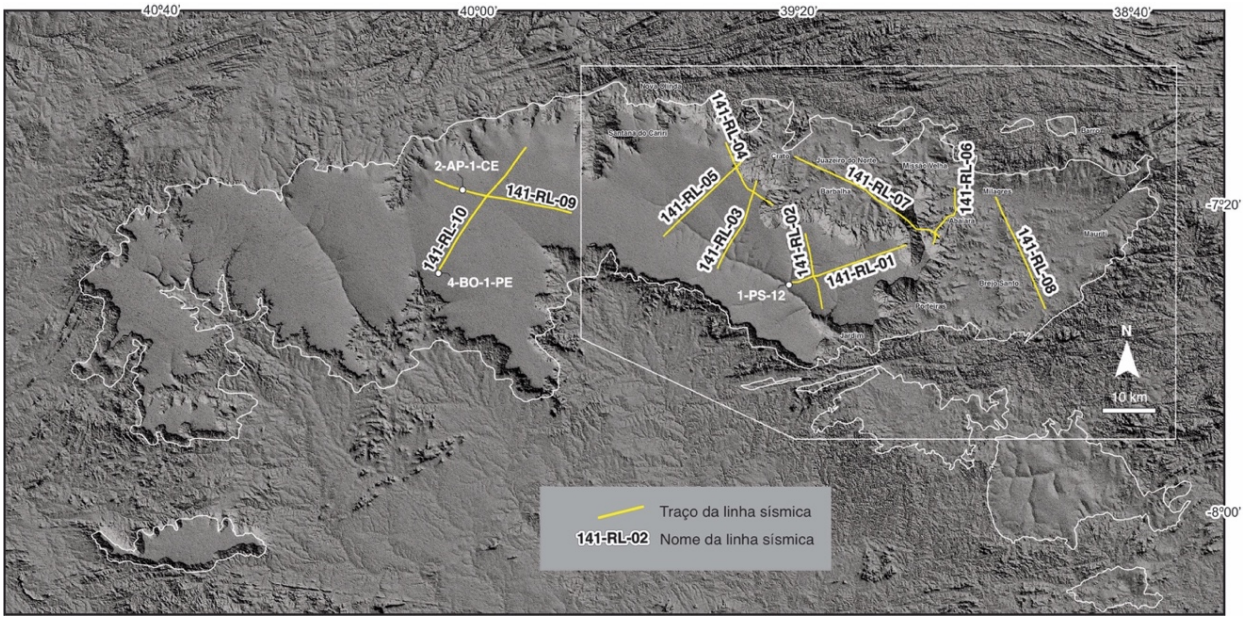

Figura 3. Mapa mostrando a localização das linhas sísmicas e poços utilizados neste trabalho.

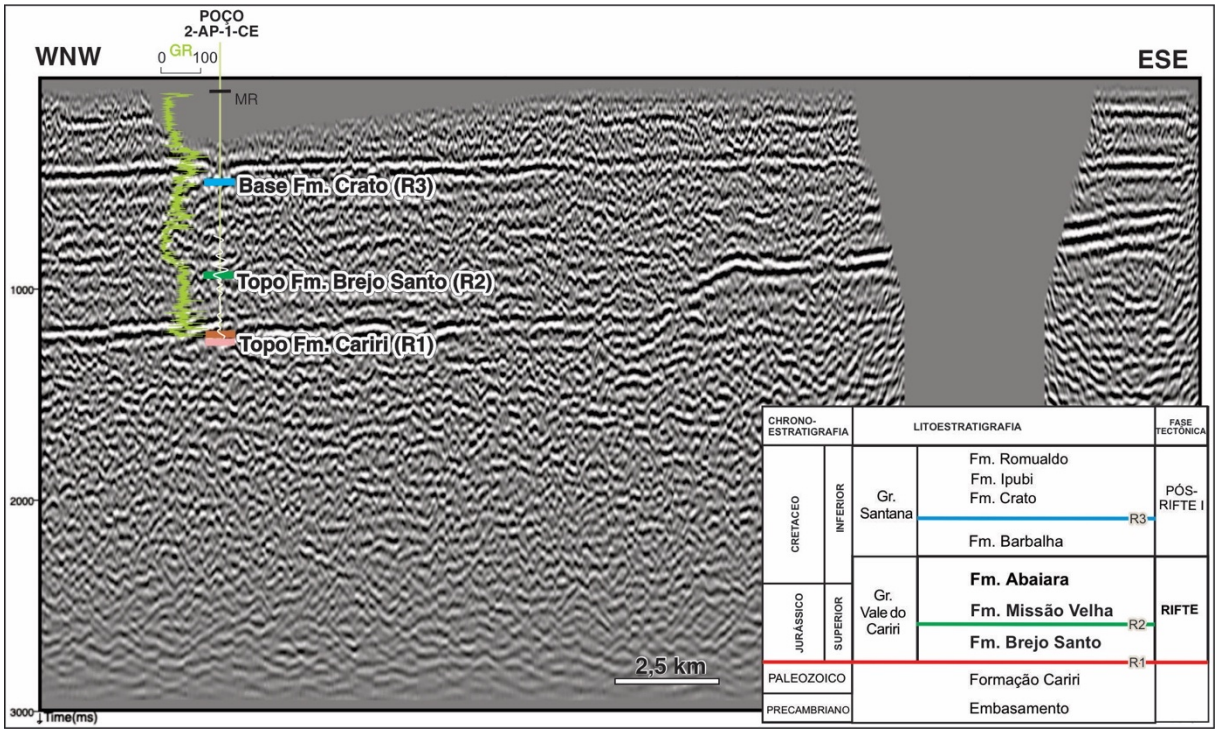

Figura 4. Linha sísmica 141-RL-09 em tempo (TWT) com a calibração do poço 2-AP-1-CE e os horizontes sísmicos identificados e interpretados.

4.3 Análise estrutural

Os dados estruturais foram levantados, enfatizando as falhas e estruturas associadas, considerando-se as etapas deformacionais reconhecidas. As etapas de campo foram conduzidas de forma a coletar as atitudes dos planos de falha (direção do mergulho e ângulo do mergulho), orientação do movimento (estria; rumo do mergulho e mergulho), sentido do movimento (e.g. Petit, 1987; Angelier, 1994, Doblas, 1998; Tjia, 2014) e a relação entre os planos de falha. Os afloramentos foram selecionados pela disponibilidade - ou seja, a maior parte deles está localizado na porção leste e ao longo da borda da bacia sob a forma de cortes de rodovia, cortes da ferrovia Transnordestina, obras de Transposição do Rio São Francisco, minas a céu aberto e afloramentos naturais. As estrias formadas mecanicamente e pelo crescimento de fibras minerais foram usadas como indicadores de direção e sentido. Foram registradas as relações oblíquas entre as falhas, ou seja, falhas sendo cortadas por outras falhas e as estrias nos espelhos de falha. A sobreposição das estrias nos espelhos de falha não foi utilizada para determinar a ordem cronológica entre os movimentos pois é muito difícil determinar a idade relativa entre as estrias (Spender e Zweigel, 2010).

Foram estabelecidos critérios para a coleta dos dados em campo e posteriormente os mesmos critérios foram utilizados no tratamento desses dados para auxiliar no posicionamento dos sistemas de esforços em ordem cronológica relativa. Nos trabalhos de campo, foram descritas e medidas feições estruturais e analisadas as relações com as fácies afetadas, buscando-se, definir se as feições observadas são de fundo tectônico sin-deposicional ou pós-deposicional. Esta análise foi fundamental para avaliar a influência da tectônica na sedimentação, bem como entender o controle de possíveis reativações e seu registro no padrão sedimentar das unidades. Sendo assim assumiram-se os seguintes critérios:

- As populações de falhas sin-deposicionais forneceram datação direta dos eventos tectônicos analisados.

- As falhas foram analisadas a partir das unidades estratigraficamente mais recentes e menos afetadas pelas deformações e em seguida foram sendo sucessivamente analisadas nas unidades estratigraficamente inferiores. Esse critério possibilita estabelecer uma cronologia relativa entre os eventos deformacionais com uma datação relativa de idade mínima entre o último evento e os eventos anteriores.

- Foram separadas em conjuntos específicos as falhas que afetavam as unidades sedimentares e se limitavam ao topo ou à base de estratos.

- Foi analisada a relação entre a frequência de ocorrência das principais direções dos planos de falha, bem como a direção predominante e a sua incidência em determinada unidade sedimentar para auxiliar na separação dos conjuntos e determinação dos eventos com cronologia relativa.

Todas as medidas estruturais foram coletadas com declinação magnética corrigida. Os planos de falha foram separados em conjuntos onde se assumiu que:

- Medidas em falhas de escala de afloramento são representativas de esforços regionais e a rotação do bloco local não distorceu os campos de esforços significativamente.

- O material é homogêneo em larga escala, de forma que a inversão do plano de falha fornece a deformação infinitesimal, que pode ser diretamente ligada aos eixos dos tensores de esforços principais.

- Os dados coletados permitiram a separação em múltiplos eventos de esforços.

Os dados estruturais foram processados utilizando o método dos diedros retos (Angelier and Mechler, 1977; Angelier, 1979; Angelier, 1984) no *software* Wintensor (Delvaux, 2011 e 2012). Para essa análise deve-se assumir que o movimento observado no plano de falha e a tensão de cisalhamento calculada sejam semelhantes em orientação e sentido para cada uma das

falhas de um determinado conjunto e que as mesmas se moveram independentemente sob um único regime de tensão. Pelo fato de os dados consistirem em orientação e sentido, e não em magnitudes, o resultado é a reconstrução dos eixos de paleotensões (Angelier, 1989) com a determinação da orientação dos eixos de tensão σ_1, σ_2 e σ_3. Os princípios, as condições de aplicação e os limites do método foram descritos e discutidos em detalhe por Angelier (1984, 1989 e 1990).

Para a reconstrução da sequência evolutiva dos eventos tectônicos, foram considerados e interpretados a partir dos eventos mais jovens (nas etapas rifte) como aqueles presentes (e marcantes) na Formação Barbalha, alocados em evento tectônico mais recente; o quadro intermediário foi reconhecido por afetar os pacotes já existentes, com a presença de falhas de empurrão/falhas inversas que não foram reconhecidas na Formação Barbalha, associadas ao processo de ligeira inversão da bacia; o pacote mais antigo relacionado à implantação da tectônica transtrativa é marcado pelas falhas transcorrentes na bordas da bacia e falhas normais a normais oblíquas predominantes no setor central. Para fins de evolução, os eventos são apresentados de acordo com o reconhecimento de sua atividade tectônica e controle na sedimentação, tanto em superfície quanto em subsuperfície.

4.4 Análise de fácies sedimentares

Para as unidades litológicas foram adotados procedimentos usuais na descrição e interpretação de fácies sedimentares. As fácies sedimentares são compreendidas como um corpo de rocha individual caracterizado por seus atributos físicos, não confinado a uma posição estratigráfica e definido a partir de critérios descritivos (Walker, 1992). Os dados obtidos em campo foram organizados e representados através de: a) documentação fotográfica para cada fácies identificada; b) confecção de esquemas e foto mosaicos de afloramentos; c) montagem de perfis estratigráficos verticais (escala 1:20).

Foram descritas macroscopicamente as rochas siliciclásticas utilizando critérios de Folk (1980) e a terminologia de código de fácies formalizada por Miall (1988; 1991; 2006; 2014). O código de fácies utilizado estabelece a combinação de letras maiúsculas em inglês (G, de *gravel* para fácies conglomeráticas; S, de *sand*, para fácies arenosas, etc.) para designar a litologia e minúsculas, também em inglês (t, de *trough cross-stratification*, para estratificação cruzada acanalada, etc.), para designar a estrutura encontrada na fácies.

A interpretação paleoambiental foi feita por meio da associação das fácies geneticamente relacionadas. Cada unidade individual formada por uma fácies sedimentar descrita e interpretada representa a atuação de um determinado processo deposicional de formação, e a soma de todos os processos, com suas caraterísticas e inter-relações, permite que se delineie o ambiente de sedimentação

4.5 Levantamento de perfis estratigráficos

Perfis estratigráficos (seções-colunares) foram levantados com os objetivos de caracterizar o arranjo vertical de fácies, identificar descontinuidades e determinar padrões de variação textural, conforme descrito por Visher (1965). Para o levantamento dos perfis estratigráficos verticais foi utilizado o método tradicional (trena ou fita métrica).

4.6 Análise de paleocorrentes

Foram feitas estações de levantamento de direções (rumos) de paleocorrentes para se interpretar os padrões de paleofluxo e dispersão sedimentar atuantes durante a deposição das camadas. Os dados foram discriminados segundo as diferentes associações de fácies, separando-se em conjuntos diferentes as paleocorrentes geradas por processos distintos. As medidas foram coletadas em diferentes superfícies deposicionais (*foresets* de estratificação cruzadas acanaladas, planar e sigmoide) compondo estações onde, sempre que possível, continham ao menos 25 medidas, número mínimo recomendado para determinar o vetor médio do sentido geral de transporte (Miall, 1974; Selley, 1982, Miall, 2014).

A definição do padrão das paleocorrentes é um dos procedimentos utilizados para auxiliar na definição das áreas-fonte da unidade, definir o mergulho deposicional, além de fornecer subsídios para interpretação dos tratos de sistemas deposicionais. As etapas de campo foram conduzidas de forma a coletar as atitudes das superfícies deposicionais (rumo do mergulho e ângulo do mergulho) e também as atitudes do acamamento (S_0) (rumo do mergulho e ângulo do mergulho) no topo e base das camadas. Os dados de paleocorrente foram corrigidos para as camadas inclinadas e tratados no *software* gratuito PALEOCOR 2.0 e Stereonet 10.0.

4.7 Análise de Estratigrafia de Sequência e correlações estratigráficas

Os perfis estratigráficos verticais foram analisados verticalmente e lateralmente por meio de correlações com o objetivo de identificar as descontinuidades no registro sedimentar, os limites de sequências e superfícies de expansão, padrões de variação arquitetural nas associações de fácies, tratos de sistemas deposicionais e ciclos de diferentes frequências.

Para essa análise foi empregado o método de Estratigrafia de Sequência onde interpretaram-se as espessas sucessões sedimentares do ponto de vista genético, geométrico e evolutivo, bem como foram feitas correlações de diferentes sucessões em nível de bacia (Vail, 1987; Van Wagoner et al., 1988; Posamentier e Vail, 1988; Posamentier et al., 1988; Martinsen et al. 1999). Essa análise permite verificar se os eventos registrados localmente são reconhecidos em escala de bacia (regional) e estabelecer se os mesmos são de natureza climática e/ou tectônica.

4.8 Análise da deformação sin-sedimentar

As estruturas de deformação encontradas em sedimentos não consolidados ou *soft-sediment deformation structures* (SSDS) ocorrem, como o próprio nome já diz, em sedimentos poucos coesivos ou não coesivos que foram submetidos a eventos de deformação durante a sua deposição, logo após o início do soterramento ou até mesmo durante a sua diagênese (Allen, 1982; Mills, 1983; Owen, 1996; Owen & Moretti, 2011).

Tais estruturas foram encontradas em intervalos estratigráficos de algumas das unidades sedimentares estudadas. Durante os trabalhos de campo foram descritas e medidas todas as feições de deformação sin-sedimentar e feita uma análise das relações delas com as fácies afetadas. Esta análise é fundamental para avaliar a influência ou não da tectônica durante os processos de sedimentação, bem como o controle de possíveis reativações. As estruturas foram identificadas e classificadas como associadas ou não à atividade tectônica segundo critérios propostos por Owen & Moretti (2011) e Moretti et al. (2014). A identificação da origem sísmica para as estruturas de deformação sin-sedimentar é bastante complexa e sua interpretação como tal é muitas vezes controversa. Para evitar tais controversas, durante os trabalhos de campo, as estruturas de deformação foram descritas e foram relacionadas com as estruturas e litologias adjacentes para descartar quaisquer outros agentes desencadeadores (e. g. pegadas, estruturas evaporíticas, etc.).

Para o caso das feições deformacionais, procurou-se reconhecer e documentar falhas sindeposicionais (ou de crescimento), presentes em número significativo nos domínios das rochas sedimentares e que foram relacionadas aos processos deposicionais das unidades. Tais estruturas foram também consideradas a chave no reconhecimento da relação entre a tectônica e a sedimentação.

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA: DEFORMAÇÃO E FORMAÇÃO DE BACIAS ASSOCIADAS À TECTÔNICA *STRIKE-SLIP*

5.1 Introdução

As falhas classificadas como direcionais, ou *strike-slip faults,* são aquelas que apresentam prioritariamente movimento horizontal e paralelo à direção da falha. Elas são típicas de regiões de alta atividade sísmica e podem ocorrer em diversos ambientes, como aqueles dominados pela tectônica transcorrente, mas também durante o soerguimento e erosão de montanhas na forma de rampas laterais, associadas a zonas de acomodação ou de transferência em sistemas distensivos. No caso dos sistemas transcorrentes, a elas podem se associar a formação e sedimentação de bacias com rápida subsidência. Essas falhas foram chamadas de "falhas fundamentais" por De Sitter (1964) devido a características próprias, como a sua grande extensão, grande profundidade e a sua longa história de movimentos. Outros autores (e.g. Harland, 1978 e Norris et al., 1978) descrevem as falhas *strike-slip* como "transcorrentes" considerando a ruptura de toda a litosfera e ainda outros autores (e.g. Moody, 1973) utilizam o termo transcorrente como sinônimo de *wrench faults.* O termo "Falhas Transformantes" (Wilson, 1965) é utilizado para descrever as falhas *strike-slip* que são encontradas nas dorsais oceânicas e nas zonas de subducção. Nos oceanos essas falhas podem ser de dois tipos: *ridge transform fault*, formadas durante o processo de abertura do oceano e consideradas secundárias; e "transformantes primárias" ou "falhas transformantes de borda" que são as falhas resultantes de fraturas preexistentes da crosta continental, também denominadas falhas fundamentais.

No estudo dos regimes tectônicos, em um primeiro momento, Harland (1971) descreve os movimentos relativos entre as placas de modo simplificado como sendo de três tipos: distensivo (divergente), transcorrente (conservativo) e compressivo (convergente). No entanto, nas zonas onde ocorrem as falhas do tipo *strike-slip* os movimentos relativos entre as placas são normalmente oblíquos e o movimento *strike-slip* pode ser tanto divergente como convergente (Wilcox et al, 1973). Harland (1971) sugere então a combinação dos termos transcorrente e distensivo obtendo assim o termo "transtrativo" e a junção dos termos transcorrente e compressivo para obter o termo "transpressivo". Os regimes transtrativos são marcados por associação local com falhas normais e normais oblíquas, formação de bacias e vulcanismo. Os regimes transpressivos são marcados pela presença de falhas de empurrão, falhas inversas, dobramentos e soerguimentos associados. Tais classificações mostram que o

deslocamento predominante das falhas do tipo *strike-slip* é horizontal; no entanto, é a componente de movimentação vertical relativa associada entre os blocos que vai produzir os maiores efeitos e consequentemente a formação de áreas soerguidas e montanhosas ou a formação de bacias sedimentares.

Alguns autores propõem algumas classificações para as falhas do tipo *strike-slip*. Miall (2013) fez a separação das falhas segundo a tectônica de placas (Tabela 1). Sylvester (1988) propôs uma classificação em variedades interplacas e intraplaca (Tabela 2). Esse mesmo autor recomenda o uso do termo falha transformante para as do tipo interplacas que se estendem a grandes profundidades verticais e falhas transcorrentes para as do tipo intraplaca que estão confinadas à crosta continental. Além disso, as zonas *strike-slip* podem estar associadas com os limites de placas como no caso do sistema da Falha de San Andreas na Califórnia e o sistema da Falha Alpina na Nova Zelândia, com bordas de microplacas, com deformações intraplaca ou pequenas fraturas e limitados deslocamentos (Figura 5).

Tabela 1. Classificação das falhas *strike-slip* de Miall (2013).

Classe	*exemplos*
1. Falhas Transformantes de borda de placa ***Intracontinental***	San Andreas (Califórnia), Alpine (Nova Zelândia), Mar Morto (Oriente Médio)
Intraoceânica	El Pilar-Oca, Caribe, Greater Antillean-Cayman, Magellan-North Scotia
Oceano com fragmentos de margem de crosta continental	Bismark (Nova Guiné), Fairweather-Queen Charlotte (oeste Canadá)
2. Falhas transformantes de margem divergente ***(Dorsais oceânicas e zonas de fraturas)***	Spitzbergen (Falha Hornsund) (Svalbard), Romanche (Oceano Atlântico), Falkland-Agulhas (Oceano Atlântico), Mendocito (Pacífico)
3. Falhas transcorrentes de margem convergentes	Sumatra (Sundra Arc), Atacama (Chile), Median Tectonic Line (Japão)
4. Falhas transcorrentes de zona de sutura ***(Colisão oblíqua)***	Hornelen Basin faults (Noruega), Altyn Tagh e Kunlun (Tibet), North Antolian (Turquia), Vienna Basin faults (Austria)

Tabela 2. Classificação das falhas *strike-slip* segundo Sylvester (1988).

1. Falhas transformantes interplaca (profundas, limites de placa)	**2. Falhas transcorrentes intraplaca** (restrita à crosta)
1.1 Falhas transformantes de dorsal oceânica Deslocamento de segmentos da crosta oceânica com vetores similares de abertura Ex. Zona de fratura de Romanche (Oceano Atlântico)	2.1 Falhas direcionais ligadas a endentação. Circulando blocos continentais em zonas de colisão Ex. North Anatolian (Turquia), Altyn Tagh e Kunlun (Tibet)
1.2 Falhas transformantes de borda Separação de placas paralela à borda das placas. Ex. San Andreas (Califórnia), Falha Alpina (Nova Zelândia)	2.2 Falhas intracontinentais *strike-slip* Separação entre blocos alóctones com estilos tectônicos diferentes
1.3 Falhas direcionais ligadas a trincheiras. Acomodação da componente horizontal de uma subducção oblíqua Ex. Falha do Atacama (Chile), Median Tectonic Line (Japão)	2.3 Falhas em tesoura Acomoda diferentes deslocamentos em um dado bloco alóctone ou entre blocos alóctones e unidades estruturais adjacentes Ex. Asiak fold thrust belt (Canada)
	2.4 Falhas de transferência Falhas *strike-slip en echelon* Ex. *Southern* e *Northern Diagonal faults* (leste do Sinai, Israel)

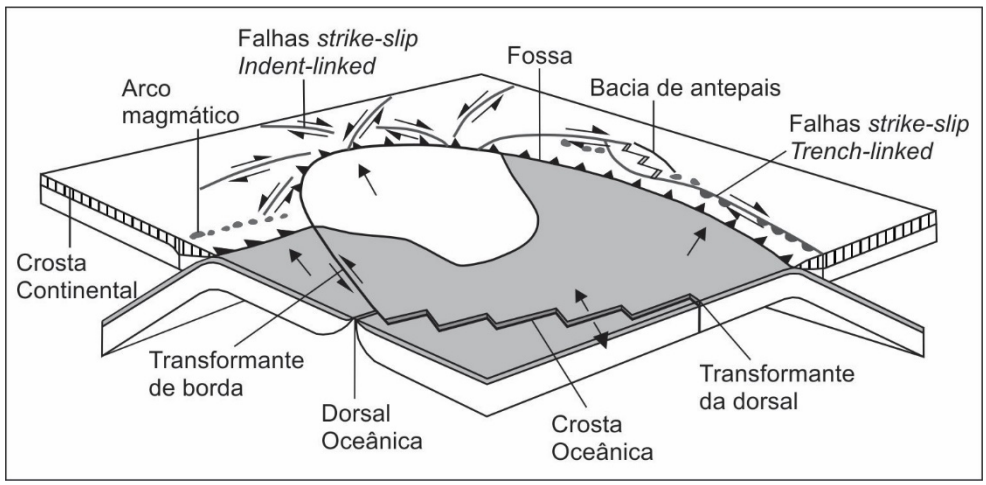

Figura 5. Classificação genética das principais falhas *strike-slip* de acordo com o contexto tectônico (Fonte: Woodcock, 1986).

5.2 Arranjo estrutural e o sistema de falhas *strike-slip*

O conjunto de esforços cisalhantes atuantes na tectônica *strike-slip* é acomodado por uma zona de deslocamento principal (*principal displacement zone*, PDZ) que pode ser linear ou curvilínea vista em planta e íngreme a subvertical vista em seção. As PDZ´s costumam se ramificar com abertura para o topo formando um sistema de falhas (em leque) que em seção se assemelha a uma estrutura em "flor". As zonas de *strike-slip* são caracterizadas por um arranjo de falhas e dobras *en échelon*, com falhas normais e reversas comumente coexistindo (Figura 6), pois ao longo da PDZ podem se formar diversas estruturas que se relacionam a regiões de compressão e distensão. As estruturas relacionadas às regiões onde ocorre distensão são também conhecidas como *releasing bends* e podem formar rampas de revezamento transtensionais, duplexes extensionais direcionais, bacias de *pull-apart*, abertura transtensiva em "rabo de cavalo" e riftes transtensionais (Crowell 1974; Christie-Blick & Biddle 1985; Gamond 1987)

As falhas normais, inversas, direcionais e as dobras em arranjo *en échelon* estão associadas com os deslocamentos das zonas de *strike-slip* como está ilustrado na Figura 6. Tais estruturas estão alinhadas tanto em direção quando em sentido com a deformação produzida pela PDZ. Os arranjos *en échelon* foram reproduzidos em experimentos de laboratório em modelos envolvendo argila, areia e materiais artificiais (e.g. Riedel 1929; Cloos, 1955; Harris e Cobbold, 1985) e estruturas similares foram observadas em ambientes naturais afetados por perturbações sísmicas. Os experimentos mostram um conjunto de cinco fraturas associadas aos esforços cisalhantes (Figura 7):

1. Falhas sintéticas *strike-slip* orientadas em baixo ângulo com o par cisalhante regional. São frequentemente nomeadas de fraturas de cisalhamento Riedel (R). O seu sentido de movimento é o mesmo da PDZ.

2. Falhas antitéticas *strike-slip* orientadas em alto ângulo com o par cisalhante regional. São nomeadas como fraturas conjugadas de cisalhamento Riedel (R´). O seu sentido de movimento é o oposto da PDZ.

3. Falhas sintéticas secundárias ou P-cisalhante com o sentido de movimento igual ao da PDZ.

4. Fraturas de tração relacionadas a máxima extensão.

5. Falhas paralelas ao deslocamento principal e ao par cisalhante, ou Y-cisalhante de Barlett et al. (1981).

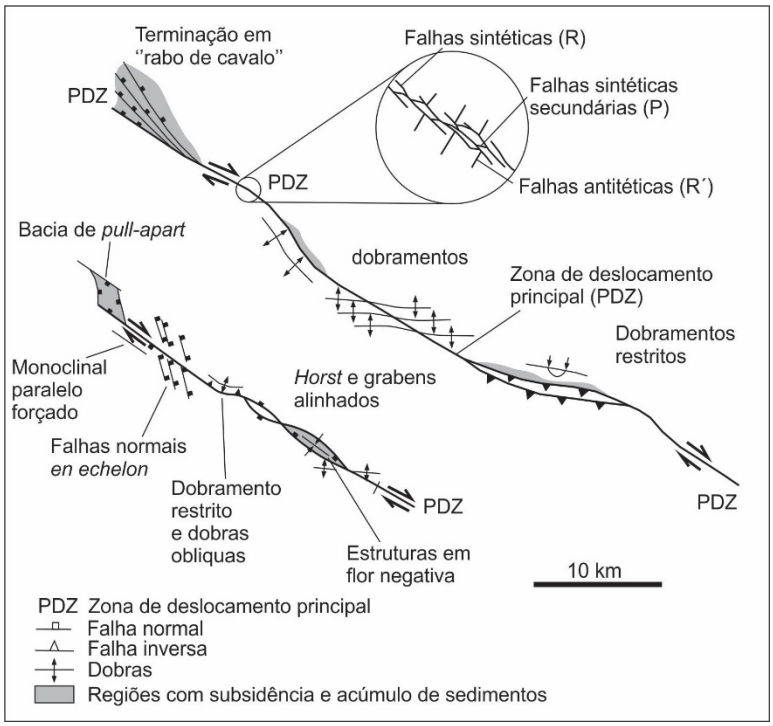

Figura 6. Vista, em planta das estruturas associadas a uma falha *strike-slip* dextral; Falha *strike-slip* dextral com componente divergente (transtrativa), formação de bacias *pull-apart*, falhas normais *en échelon* e grabens (Fonte: Allen e Allen, 2013, compilado de Christie-Blick e Biddle, 1985)

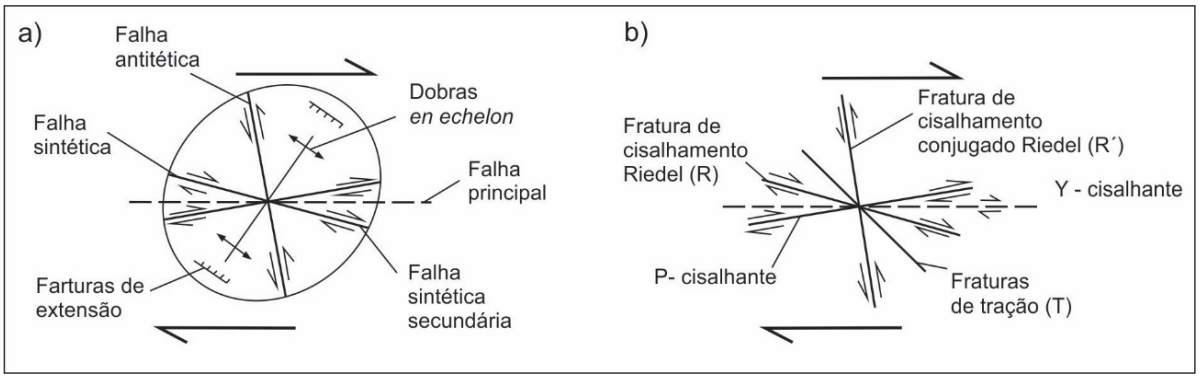

Figura 7. Relação angular entre as estruturas que formam um modelo de cisalhamento simples dextral (Christie-Blick e Biddle, 1985). a. Fraturas e dobras superimpostas em uma elipse de deformação (terminologia de Wilcox et al. (1973)). b. Terminologia cisalhamento Riedel modificada de Tchalenko e Ambraseys (1970) e Bartlett et al. (1981).

A preservação das estruturas e das falhas associadas à tectônica *strike-slip* torna-se um pouco mais complexa para os exemplos geológicos reais, isso porque a natureza da rocha influencia na orientação das falhas e todo o processo sofre uma contínua rotação e progressiva deformação; o resultado é o cumulativo de todos essas características ao longo do tempo. No

entanto, o modelo idealizado pelos experimentos é muito útil para ajudar no diagnóstico da ocorrência das falhas e dobras dentro da zona de cisalhamento regional.

Os padrões de deslocamento das falhas *strike-slip* analisadas em seção podem ser ainda mais complexos. O sentido de deslocamento pode variar ao longo dos horizontes e as estruturas em flor podem conter deslocamentos opostos ocorrendo juntos (Figura 8) e ainda apresentar variações de mergulho em diferentes pontos do traçado da falha.

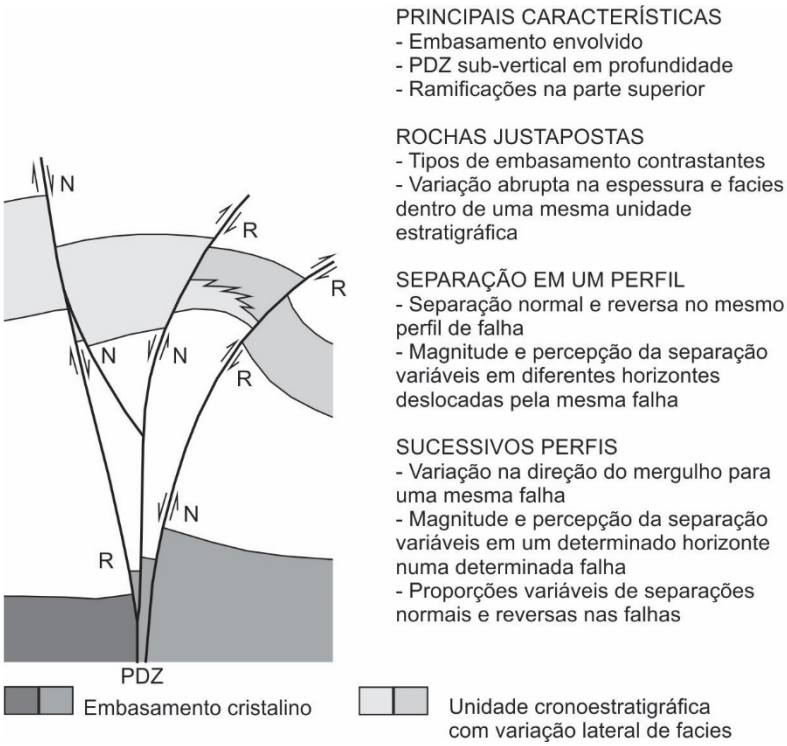

Figura 8. Principais características de uma seção idealizada de falha *strike-slip*. A parte superior da seção onde a falha apresenta as ramificações é denominada estrutura em flor (Fonte: Chistie-Blick e Biddle 1985).

5.3 Bacias em zonas *strike-slip*

As bacias sedimentares associadas à tectônica *strike-slip* são geralmente pequenas e complexas se comparadas com as bacias intracratônicas, as bacias de margem passiva e as bacias de antepaís, e estão associadas a uma grande variedade de situações geodinâmicas.

As falhas individuais do tipo *strike-slip* são raramente retilíneas. Elas apresentam curvas, podem se ramificar em diversos braços e se juntar novamente (conforme indicado na figura 6), são frequentemente deslocadas, se posicionam uma ao lado da outra como sucessivas falhas *en échelon* em relação ao movimento principal regional. Os arranjos complexos

associados a essas falhas nos levam a porções localizadas onde pode ocorrer compressão e distensão ao longo das zonas de deslocamento principais. Onde ocorre distensão são formadas as bacias sedimentares, onde ocorre compressão e ejeção, os soerguimentos provocam erosão e dão origem a áreas fontes de sedimento para bacias adjacentes.

A movimentação principal de uma falha *strike-slip* é horizontal em consenso, no entanto, ao longo da falha em qualquer ponto, de modo localizado, o movimento principal pode ser vertical ou oblíquo. O movimento vertical associado é o responsável por produzir os maiores efeitos de acúmulos de sedimentos ao longo desse tipo de tectônica.

As bacias sedimentares associadas à tectônica *strike-slip* formam-se em áreas com uma extensão localizada e são resultado da geometria e história cinemática da configuração da falha principal, ou em áreas onde ocorre encurtamento, quando a carga de flexão pode conduzir a subsidência (Allen e Allen, 2013).

Segundo Reading (1980), a forma da bacia sedimentar está ligada ao arranjo das falhas. Falhas curvilíneas e anastomosadas dão origem a bacias em forma de cunha ou *fault-wedge basin* (Crowell, 1974) e bacias elípticas. Falhas posicionadas uma ao lado da outra dão origem bacias retangulares, romboédricas ou *pull-apart* (bacias de separação) *(*Burchfiel e Stewart, 1966). A interpretação dessas bacias e as estruturas associadas pode ser entendida pela aplicação de um modelo de cisalhamento simples. As áreas onde as falhas se ramificam e se juntam formam um padrão anastomosado. No ponto onde as falhas se encontram ocorre convergência e o bloco entre elas é soerguido, onde as falhas divergem ocorre distensão resultando em subsidência (Figura 9b e 9c). No ponto onde o traçado da falha termina a continuação do movimento pode criar falhas em degraus adjacentes e paralelas, nesses locais pode ocorrer tanto compressão quanto distensão (Figura 9d). Quando uma falha paralela retoma o movimento podem ser formadas bacias de *pull-apart* ou então falhas e dobras de empurrão (Figura 9e).

Outra variação muito importante das bacias associadas a tectônica strike-slip são as bacias em porções terminais de falha (bacias em rabo de cavalo) ou leques transtensivos (*single releasing bends*) (Crowell, 1974). Tais bacias apresentam importantes semelhanças com as bacias *pull-apart* clássicas. Elas se formam pelo deslocamento na porção terminal de uma falha direcional ou zona de cisalhamento devido a um espalhamento difuso dessas estruturas em padrão "rabo de cavalo" para até 30 km além da zona de deslocamento principal (Mann, 2007).

As estruturas distensivas formadas nessas bacias são confinadas a um dos lados da falha ou zona de cisalhamento e se diferenciam principalmente das bacias de *pull-apart* porque estas ficam confinadas por duas falhas principais subparalelas.

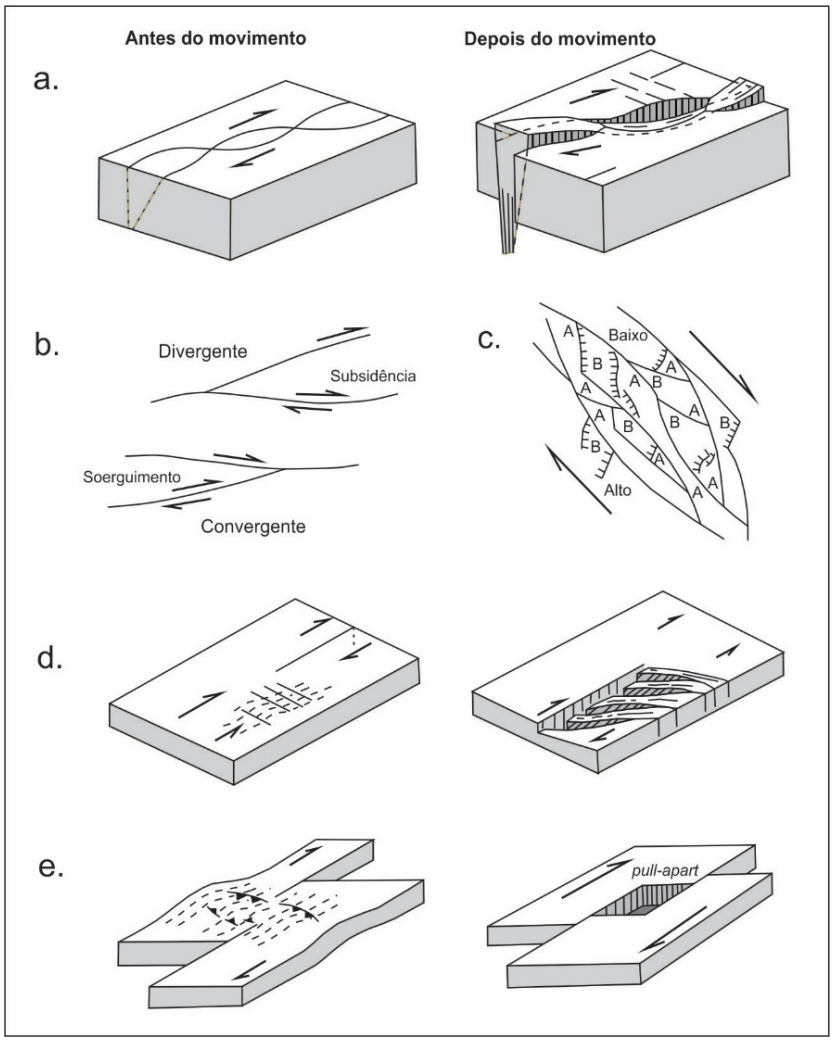

Figura 9. Diversos padrões de falhas *strike-slip* que produzem bacias de subsidência associadas a regimes distensivos e compressivos, e blocos soerguidos: a. falha de traço curvo, b. padrões divergentes e convergentes, c. falha anastomosada, d. falhas terminais, e. falhas paralelas. (Fonte: Reading, 1980)

São muitos os termos utilizados para bacias formadas nas zonas *strike-slip*. As denominações mais usadas são bacias *pull-apart* (Buchfiel e Stewart, 1966; Crowell, 1974) e bacias *strike-slip* (Mann et al., 1983). O termo bacia *pull-apart* é também usado para denominar uma subclasse de bacias formadas em regiões transtensivas (Ingersoll, 2011). Outros termos usados para bacias *strike-slip* são "*rombochasms*" (Carey, 1976), "*wrench grabens*" (Belt, 1968) e "*rhomb grabens*" (Freund, 1971).

Uma outra forma de classificar os tipos de bacias *strike-slip* é em termos de histórico térmico e de subsidência (Figura 10). Bacias *strike-slip* com manto envolvido podem ser classificadas como bacias "quentes" ou bacia hipertermal e bacias relativamente pouco espessas podem ser classificadas como bacias "frias" ou bacias hipotermais.

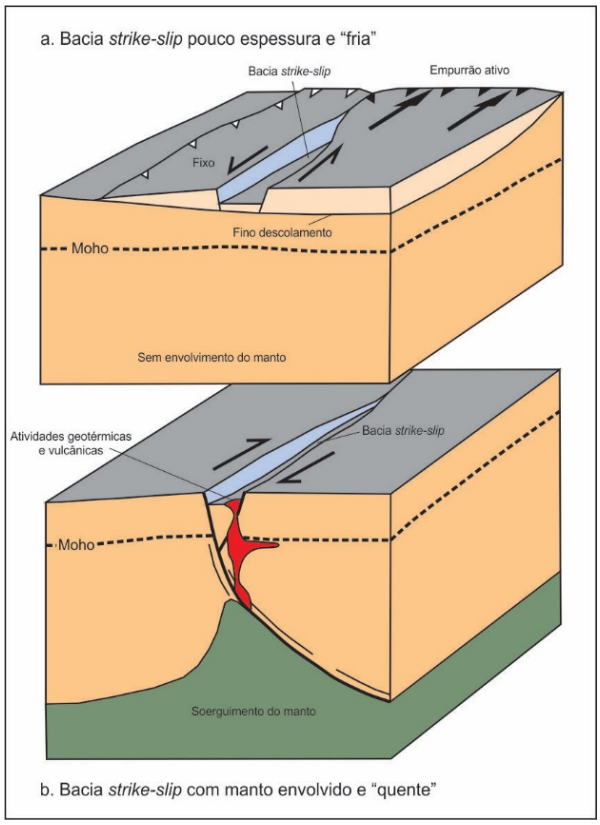

Figura 10. Diagrama esquemático mostrando a classificação dos tipos de bacias *strike-slip*. a. Bacia *strike-slip* pouco espessa, que são as hipotermais. b. Bacia *strike-slip* com manto envolvido que são hipertermais. (Fonte: Allen e Allen, 2013).

As classificações de bacias *strike-slip* baseadas na geometria e história cinemática permitem um maior detalhamento. No entanto, a separação das fases de evolução de cada bacia costuma apresentar a combinação de mais de um tipo de geometria e história cinemática, o que pode representar uma desvantagem durante a classificação. O esquema de classificação mais conhecido baseado nesses critérios é do de Nilsen e Sylvester (1995 e 1999) e tem como principais tipos as bacias: *Fault-bend basins*, *Stepover basins*, *Transrotational basins* e *Transpressional basins* (Figura 11).

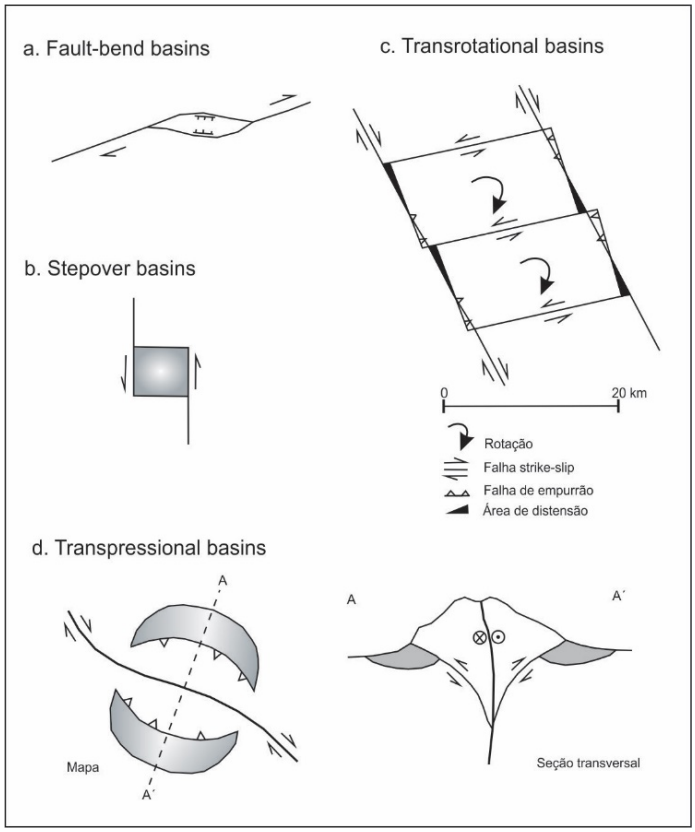

Figura 11. Mapas e diagramas dos tipos de bacias associadas a falha *strike-slip* (Modificado de Nilsen e Sylvester, 1995).

Bacias do tipo rifte e bacias de *foreland* também podem apresentar fases de deformação *strike-slip* devidas principalmente às mudanças nos campos de tensão durante a movimentação das placas. Bacias do tipo *strike-slip* são enfaticamente sin-tectônicas e costumam apresentar pouca evidência de subsidência térmica. Isso ocorre devido ao pequeno tamanho associado a esse tipo de bacia, são estreitas (normalmente apresentam menos de 50 km de largura) e isso causa uma perda de calor para as laterais bem como condução vertical para o mar sobrejacente ou atmosfera.

As características sedimentares mais importantes das bacias associadas à tectônica *strike-slip* são a mudança lateral brusca de fácies, grandes espessuras de sedimentos depositados rapidamente, abundância de suprimento sedimentar de diferentes áreas fontes, evidência de discordâncias próximas e deformação penecontemporâneas.

Todos os tipos de fácies sedimentares podem ser encontrados nas bacias do tipo *strike-slip*. Algumas fácies em particular têm limitada extensão lateral e uma evidência de uma área fonte tectonicamente ativa, frequentemente indicada por deposição localmente restrita e

constituindo-se de conglomerados e brechas. No entanto, essas feições não são diagnósticas de bacias do tipo *strike-slip*, e sim somente de uma sedimentação de borda de falha com rápida subsidência. No continente, o ambiente lacustre é geralmente associado ao início da bacia numa zona *strike-slip*. Esses lagos costumam ser longos e rasos, com rápida subsidência e uma espessa coluna de sedimentos. Normalmente são bordejados por leques aluviais e alimentados por eles ou então por suas terminações em rios e deltas. À medida que são preenchidos eles passam de profundos para rasos e podem vir a ficar expostos, no entanto, estão em contínua subsidência o que faz com que as fácies permaneçam nas mesmas zonas por um longo período e a migração lateral das fácies seja mais restrita. As fácies formadas nesse sistema lacustre em particular irão depender do balanço entre o clima e a geoquímica das águas dos lagos (Hardie et al., 1978; Renaut e Gierlowski-Kordesch, 2010). À medida que os lagos são preenchidos eles migram para sistemas fluviais o que pode representar o término da sequência sedimentar em sedimentos fluviais.

6. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

6.1 Província Borborema

A Província Borborema foi denominada por Almeida et al. (1977) como um domínio geológico-estrutural que ocupa grande parte da região nordeste do Brasil e abrange uma área que excede os 450.000 km^2. Ela é limitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste e noroeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias sedimentares das margens continentais Equatorial e Leste do nordeste do Brasil (Figura 12). O arcabouço tectônico dessa província já foi descrito como um conjunto de maciços e sistemas de dobramentos estruturados durante a Ciclo Brasiliano (em torno de 650 Ma) do final do Cambriano (em torno de 490 Ma) (Brito Neves 1975; Almeida et al. 1976). Com a evolução dos estudos passou a ser apresentada como o resultado da ocorrência e superposição de mais de uma orogênese ao longo do tempo, e sua complexidade tectônica foi atribuída à aglutinação de terrenos alóctones de origens diferentes, separados por grandes zonas de cisalhamento (Jardim de Sá et al. 1992; Jardim de Sá 1994; Santos 1996; Santos et al. 2008).

A Província Borborema é composta, na sua maioria, por ortognaisses, e sucessões supracrustais metamorfisadas, além de muitas intrusões plutônicas, estruturadas por um complexo sistema de zonas de cisalhamento dúcteis que amalgamam e delimitam os domínios tectônicos dessa província. Desde o início do Fanerozoico ocorreram alguns eventos de formação de inúmeras bacias sedimentares na porção continental da Província Borborema, incluindo o desenvolvimento de bacias paleozoicas intracratônicas e bacias do tipo rifte entre o Triássico e o Cretáceo, relacionadas à fragmentação do supercontinente Gondwana.

6.1.1 Evolução proterozoica

A Província Borborema é um complexo de blocos de embasamento paleoproterozoico com núcleos arqueanos (Figura 12) cercado por cinturões de dobras e zonas de cisalhamento formados em dois eventos tectonotermais principais: o primeiro do fim do Mesoproterozoico ao início do Neoproterozoico conhecido como “Cariris Velhos” – Orogenia *Greenville* (990-940 Ma), e o segundo que ocorreu no fim do Neoproterozoico - Orogenia Brasiliana-Pan Africana (620-490 Ma) (van Schmus et al. 2008).

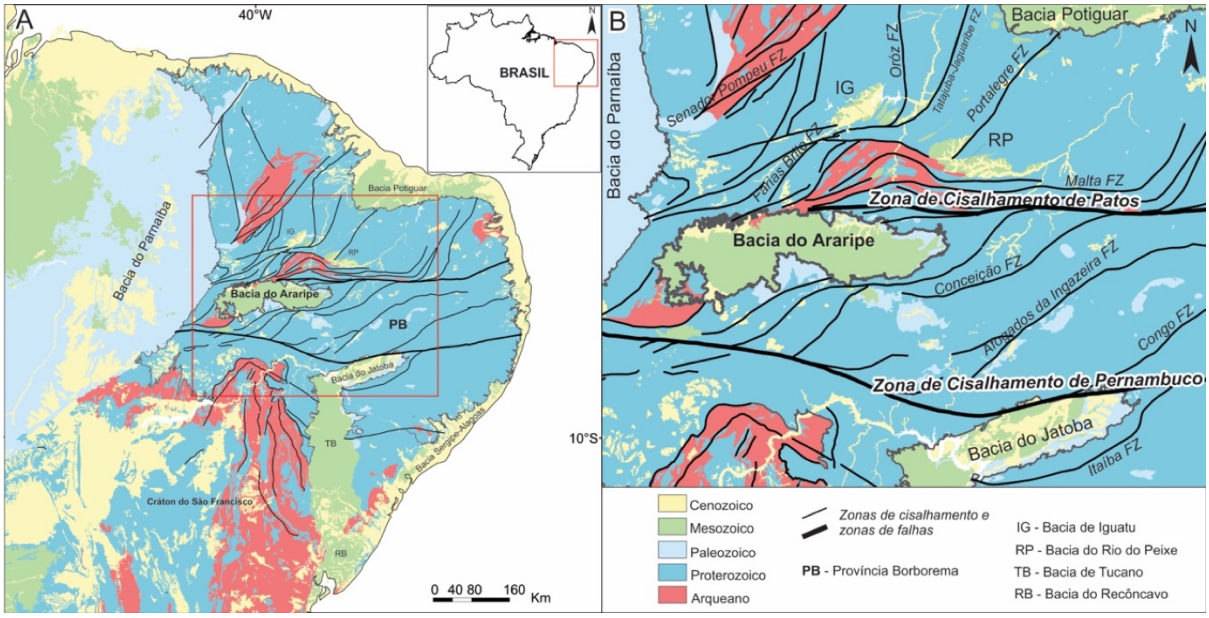

Figura 12. A. Mapa geológico simplificado com a localização da Província Borborema além da distribuição das principais bacias sedimentares e zonas de cisalhamento. B. detalhe para a área entre a Zona de Cisalhamento de Patos a norte e a Zona de Cisalhamento de Pernambuco a sul. (base cartográfica da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – CPRM)

As porções do embasamento mais antigas da província se estendem por uma grande área e representam os mais importantes estágios de amalgamação que ocorreram durante as orogenias do Paleoproterozoico e durante o Arqueano (Brito Neves et al. 2000). Os dados geocronológicos indicam que os mais antigos ciclos tectônicos que ocorreram durante a colisão paleoproterozoica Transamazônica foram os eventos térmicos crustais mais importantes da província (Brito Neves et al. 2000). Tais eventos foram sobrepostos pelas estruturas mais recentes e pelos muito bem marcados eventos de plutonismo granítico associado.

A Orogenia Cariris Velhos está associada ao terreno Alto Pajeú (Figura 13) tratando-se da ocorrência de uma assembleia de metassedimentos e metavulcânicas formada sobre o embasamento paleoproterozoico durante um evento distensional que ocorreu a cerca de 1 Ga (van Schmus et al. 2008). A Orogenia Brasiliana-Pan Africana resultou da colisão entre os crátons São Luís e o oeste da África e os crátons do São Francisco e Congo, e seus efeitos mostram registros tanto na Província Mantiqueira quanto no lado africano em Camarões, Nigéria e nos escudos de Hoggar que formam o cinturão Trans-Sahara (Caby et al., 1991; Arthaud et al., 2008). A convergência entre esses dois continentes foi seguida de movimentações direcionais de idade cambriana relacionada a processos de escapes tectônicos (Jardim de Sá, 1994; Vauchez et al., 1995; Hackspacher et al., 1997).

A trama tectônica dominante e as estruturas mais pervasivas que ocorrem por toda a província são produtos da orogenia Brasiliana-Pan Africana responsável pela reorganização das assembleias das rochas mais antigas e organização dos diferentes blocos tectônicos (Brito Neves et al., 2000). A distribuição desses terrenos apresenta como limites um sistema de estruturas de direção EW e NE-SW seguindo o *trend* das zonas de cisalhamento.

As duas zonas de cisalhamento mais notáveis que ocorrem na província são as de Patos e Pernambuco. Essas duas zonas de falhas cortam a Província Borborema de leste a oeste e separam a mesma em três principais domínios:

1. Domínio Norte, localizado a norte da Zona de Cisalhamento de Patos, é formado por blocos arqueanos e neoproterozoicos (maciço Rio Piranhas e São José do Campestre) e as assembleias vulcano-sedimentares neoproterozoicas (cinturões de dobramentos Jaguaribe-Oeste Potiguar e Seridó e embasamentos associados);

2. Domínio Central (ou Zona Transversal), localizada entre as zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco. Nessa porção ocorrem assembleias vulcano-sedimentares reorganizadas que vão do Meso- ao Neoproterozoico (Cinturões de dobramentos Piancó-Alto do Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Caparibe e os embasamentos associados);

3. Domínio Sul, localizado a sul da Zona de Cisalhamento de Pernambuco, onde ocorrem uma série de batólitos brasilianos intrudidos em embasamento de granitos-migmatitos (Maciço Pernambuco-Alagoas), e assembleias supracrustais do Meso- ao Neoproterozoico (Cinturões de dobramentos Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipano), sendo estas unidades justapostas em contato tectônico compressivo contra o Cráton do São Francisco;

O lineamento ou Zona de Cisalhamento de Patos é uma das mais notáveis estruturas, representando o limite entre os domínios Central e Norte como um importante lineamento de escala continental, ao qual se associa amplo cinturão milonítico (Vauchez et al. 1995; Corsini et al, 1991; Neves and Mariano, 1999). Além disso, condiciona bordas de bacias e, em termos regionais, o limite norte da Bacia do Araripe (Figura 13).

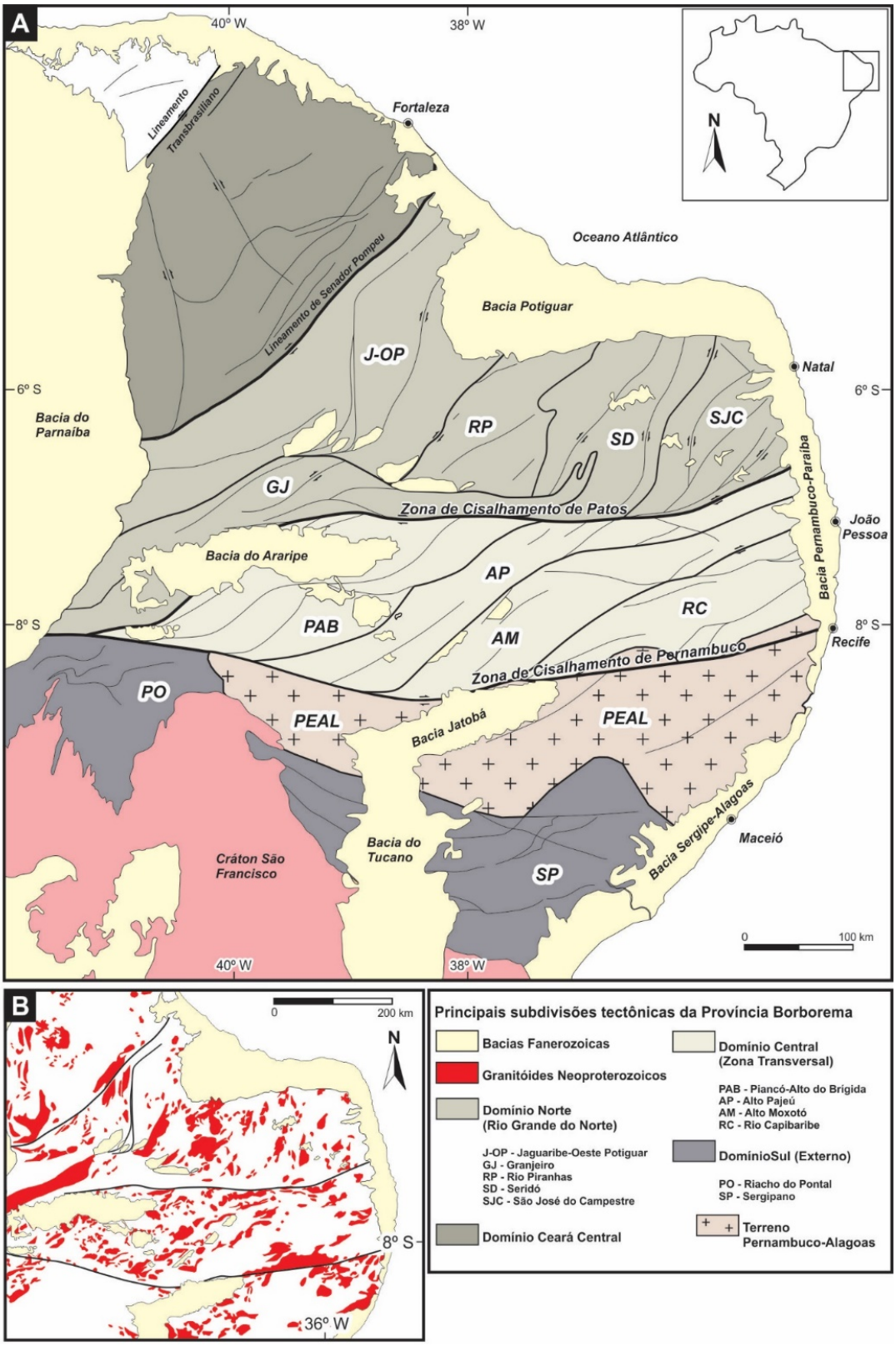

Figura 13. Mapa com as subdivisões tectônicas da Província Borborema. A. Subdivisão crustal mostrando os limites para os principais domínios tectonoestratigráficos e os terrenos consagrados (Fonte: adaptado de Moraes-Neto, 2009 que foi modificado de Brito Neves et al., 2000 e van Schmus et al., 2008). B. Mapa com os granitoides neoproterozoicos (Fonte: compilado de Brito Neves et al., 2000 e Bizzi et al., 2001).

6.1.2 Evolução Fanerozoica: Bacias Interiores do Nordeste

A evolução fanerozoica da Província Borborema é marcada pela gênese de diversas bacias sedimentares interiores no nordeste brasileiro. As primeiras bacias se formaram ainda durante o fim da Orogenia Brasiliana-Pan Africana que ocorreu no oeste do Supercontinente Gondwana e esteve associada a processos de rifteamento que formaram pequenos grabens distribuídos ao longo dos lineamentos Transbrasiliano, Senador Pompeu e Patos (Figura 13). Os registros sedimentares desse evento ficaram preservados nas bacias de Jaibaras, Cococi, São Julião Juá e Palmares (Oliveira e Mohriak, 2003; Castro et al., 2014; Cerri et al., 2020; Cerri et al., 2021).

A Bacia do Parnaíba preserva um longo registro da história de subsidência e deposição intracontinental no oeste da Província Borborema. O seu arcabouço estratigráfico compreende três principais superciclos transgressivo-regressivo do Paleozoico (Siluriano, Devoniano e Pennsylvaniano-Triássico) com deposição siliciclástica dominante e episódios de incursões marinhas, além de períodos de glaciação, que são registros da conexão Brasil e África (Milani e Thomaz Filho, 2000; Brito Neves, 2002). As paleocorrentes das sequências sedimentares siluriano-permianas que cobrem a maior parte das áreas cratônicas na região nordeste do Brasil mostram consistente direção para NW (Assis et al., 2019; Cerri et al., 2020), e consequente área fonte localizada no Domínio Ceará Central da Província Borborema e dos cinturões móveis brasilianos localizados a sul e SE (Cerri et al., 2021).

A pouca preservação de sedimentos do Triássico superior e Jurássico inferior em toda região nordeste do Brasil, assim como nas porções correspondentes da África (Cesero e Ponte, 1997; Seranne e Anka, 2005), além da mudança drástica nas direções das paleocorrentes a partir do Jurássico superior (Assine, 1994; da Rosa e Garcia, 2000), sugerem que a Província Borborema já vinha passando por um processo de soerguimento e denudação que provavelmente se iniciou no fim do Paleozoico (Moraes Neto, 2009).

Alguns autores consideram que houve uma deposição continental com direção aproximada N-S na região nordeste do Brasil na chamada "Depressão Afro-Brasileira" (Cesero et al., 1972 *apud* Cesero e Ponte, 1997) onde sedimentos de origem fluvial e aluvial se encontram preservados sobre o embasamento e as unidades paleozoicas nas bacias interiores. A ausência desses sedimentos a norte do Lineamento de Patos sugere que ele teria agido como um paleo-alto topográfico e consequente área fonte para tais sedimentos, restringindo a deposição dos mesmos para as bacias a sul (Matos, 1992). Dados obtidos por 40Ar/39Ar em

basaltos que ocorrem intercalados a rochas sedimentares na Bacia de Lavras da Mangabeira em pequenos grabens em meio ao Lineamento de Patos indicam sedimentação pré-cretácea para essa sucessão (Piccirillo et al., 2003; Jardim de Sá et al., 2007). Dados mais recentes obtidos por Rb-Sr em rochas da Formação Aliança da Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá e Formação Bananeiras da Bacia de Sergipe-Alagoas mostram idades absolutas de 224 ± 32 Ma e 226 ± 6 Ma (Neotriássico) para as unidades sedimentares que teriam se depositado durante o início do evento da "Depressão Afro-Brasileira" (Silva et al., 2006; Silva et al., 2012).

Os primeiros sinais de rompimento do Pangea ocorreram no Triássico com a separação do Gondwana e do Laurentia ocorrendo por volta de 200 Ma no Eo-Sinemuriano (Sahabi et al, 2004). Os rifteamentos são marcados por erupções ígneas da Província Magmática Central Atlântica (CAMP) e foram precursores da separação, ainda durante o Jurássico inferior, da América Central e do norte (Laurentia) do Gondwana pelo Norte e da Austrália, Antártica, Madagascar e Índia pelo Sul criando três megablocos (Norton e Sclater, 1979; Eagles e Konig, 2008). Na região nordeste do Brasil o reflexo no continente de tais eventos tectônicos pode ter sido o causador dos processos distensivos que originaram as bacias interiores durante a chamada "Depressão Afro-Brasileira".

Durante o Cretáceo iniciou-se a ruptura do Supercontinente Gondwana (separação Brasil e África) e consequente formação do Oceano Atlântico Sul. Tais eventos submeteram a Província Borborema a intenso estiramento crustal e a formação de uma série de riftes assimétricos de idade neocomiana-barremiana. A formação dos principais sistemas de riftes continentais Recôncavo-Tucano-Jatobá, Jacuípe-Sergipe-Alagoas e Potiguar foi fortemente controlada pela reativação das estruturas do embasamento pré-cambriano (Senant e Popof, 1991; Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Destro et al., 2003; Cordani et al., 2009).

Todos os riftes neocomianos que se localizam a norte do Lineamento de Pernambuco apresentam hiato deposicional de cerca de 5 Ma entre o fim do Barremiano e início do Aptiano (Arai, 2006). Uma das explicações para a ausência de registro sedimentar é a possível ocorrência de um episódio de soerguimento seguido de erosão relacionado ao estabelecimento de um novo regime de esforços tectônicos (Moraes Neto, 2009).

No início do Aptiano ocorreu um estiramento crustal dominado por transtração gerando uma série de novos depocentros ao longo da Margem Equatorial (Moulin et al., 2010). Com a mudança do regime de esforços tectônicos as bacias interiores do Nordeste sofreram uma mudança na configuração dos riftes e seus depocentros, além de apresentarem diferentes preenchimentos, padrões estruturais e nenhuma evidência de vulcanismo sin-rifte. Essa

complexa evolução reflete regimes cinemáticos associados a uma tectônica transcorrente entre o Brasil e a África que se propaga para o interior de continente na região nordeste do Brasil (Matos, 2000; Moulin et al., 2010). O trecho final de abertura da Margem Leste Brasileira inicia no fim do Aptiano, coincidindo com as altas taxas de soerguimento e um vulcanismo tardio na Bacia Pernambuco-Paraíba (Matos, 1999). Datações de alta resolução em $^{40}Ar/^{39}Ar$ oriundas da suíte magmática de Ipojuca intrudida na sequência rifte superior da Formação Cabo na sub-bacia Pernambuco indicam que a extensão foi ativa do Meso-Aptiano ao Meso-Albiano (Jardim de Sá et al., 2004).

Com o fim da separação do Brasil e da África, o interior do continente que compreendia a Província Borborema no Nordeste do Brasil experimentou uma complexa história geodinâmica que refletiu uma alternância de regimes tectônicos distensivos e transformantes ao longo tanto da Margem Leste quanto da Margem Equatorial Brasileira. A imposição de regimes tectônicos contrastantes durante todo esse período acabou contribuindo para a preservação, inversões e soerguimento de bacias ao longo de todo o interior do Nordeste do Brasil (Matos, 2000).

Durante todo o Aptiano, as bacias intracontinentais e as porções proximais das bacias da Margem Leste foram submetidas a um processo de subsidência termal posterior ao estágio rifte que recebeu a sedimentação da sequência transicional e as primeiras incursões marinhas da região nordeste do Brasil denominado estágio pós-rifte (Chang et al., 1988, 1992). As bacias Potiguar, Ceará e Sergipe-Alagoas apresentam uma sequência de arenitos deltaicos/aluviais intercalados a folhelhos e carbonatos lacustres, com influência marinha que representa a sequência transicional. Essa sequência sedimentar está ausente na bacia Pernambuco-Paraíba pois ela ainda estava submetida a intenso estiramento crustal. No entanto, é possível reconhecer um correspondente pós-rifte nas sequências intracratônicas da Bacia do Araripe, sugerindo que todo um sistema misto carbonático-siliciclástico caracterizado por sucessões fluviais (Scherer et al., 2015; Varejão et al., 2016; Freitas et al., 2017), lacustres (Neumann et al., 2003; Nascimento et al., 2016) e marinho raso (Custódio et al., 2017; Fürsich et al., 2019; Varejão et al., 2019a, 2019b, 2021) cobriu extensas porções do nordeste do Brasil durante o Aptiano.

Todas as coberturas fanerozoicas que ocorrem na Província Borborema apresentam intensa deformação rúptil na forma de fraturas claramente controladas por estruturas do embasamento devidas a uma série de processos de reativação das zonas de fraqueza deixadas pela tectônica Brasiliana-Pan Africana (Jardim de Sá, 2001). Muitas das principais zonas de cisalhamento que cortam a Província Borborema E-W e NE-SW foram reativadas durante o

Jurássico superior e Cretáceo inferior na fragmentação do Pangea, e acabaram se tornando os limites das bacias riftes formadas nesse período (Hackspacker e Legrand, 1989; Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Magnavita e Silva, 1995; Gomes et al., 2000). Tais estruturas seguiram durante o Cenozoico como zonas preferenciais de reativação e seu registro é possível de se observar nas unidades pós-rifte (Bezerra et al., 2001; 2008; 2011; 2020).

Ao longo da história evolutiva fanerozoica da Província Borborema é possível reconhecer um grande *range* de estilos deformacionais e regimes cinemáticos que revelam a existência de alguns eventos de deformação distintos (Bezerra et al., 1999). No entanto, a região ainda carece de estudos que visem a coleta sistemática de bons marcadores cronológicos que possam auxiliar na separação dos padrões de esforços intraplaca causados por essas descontinuidades crustais, a propagação diferencial para o continente da deformação provocada pela margem transformante Equatorial e o regime de flexura isostático regional da sedimentação pós-rifte (Jardim de Sá et al., 1999; Bezerra et al., 2001; Morais Neto e Alkmin, 2001; Jardim de Sá, 2001). Os sistemas de fraturas encontrados ao longo de toda a Província Borborema são orientados segundo as direções NW-SE e NE-SW. Também são encontradas fraturas de direção N-S e E-W que são descritas no embasamento cristalino, nas coberturas cenozoicas e nas bacias marginais (Morais Neto, 2009).

6.2 Bacia do Araripe: contextualização estratigráfica

A Bacia do Araripe está implantada sobre terrenos pré-cambrianos do Domínio Central ou Zona Transversal da Província Borborema (Brito Neves et al. 2000) e rochas paleozoicas da Formação Cariri (Assine, 1992, 2007; Ponte e Ponte Filho, 1996). Ela é limitada a norte pelo Lineamento de Patos e se constitui como a mais extensa e com o mais completo registro geológico dentre as bacias interiores do Nordeste do Brasil. O arcabouço estratigráfico dessa bacia é constituído por sequências sedimentares, limitadas por discordâncias regionais que hoje representam um registro fragmentado de embaciamentos gerados por ambientes tectônicos distintos (Assine, 2007). O empilhamento estratigráfico de Assine (2007) considera a existência de quatro sequências estratigráficas: pré-rifte; rifte; pós-rifte I e pós-rifte II (Figura 14). A distribuição geográfica original de cada unidade sedimentar que compõe as diferentes sequências era mais ampla, o que se testemunha hoje são remanescentes isolados em pequenas bacias situadas entre os lineamentos de Patos e de Pernambuco com afinidade litológica em unidades que se estendem também Sul do Lineamento de Pernambuco.

As unidades sedimentares que compõem as sequências pré-rifte e rifte da bacia afloram na porção leste e ocupam a depressão do Vale do Cariri, sendo assim classificada como sub-bacia do Cariri. Na porção centro oeste da Bacia, tais unidades não afloram e são recobertas pelas sequências pós-rifte I e II. Nessa porção as sequências pré-rifte e rifte estão depositadas na sub-bacia Feira Nova, e somente são reconhecidas por métodos geofísicos e amostradas pelo poço 2-AP-1-CE (Figura 14)

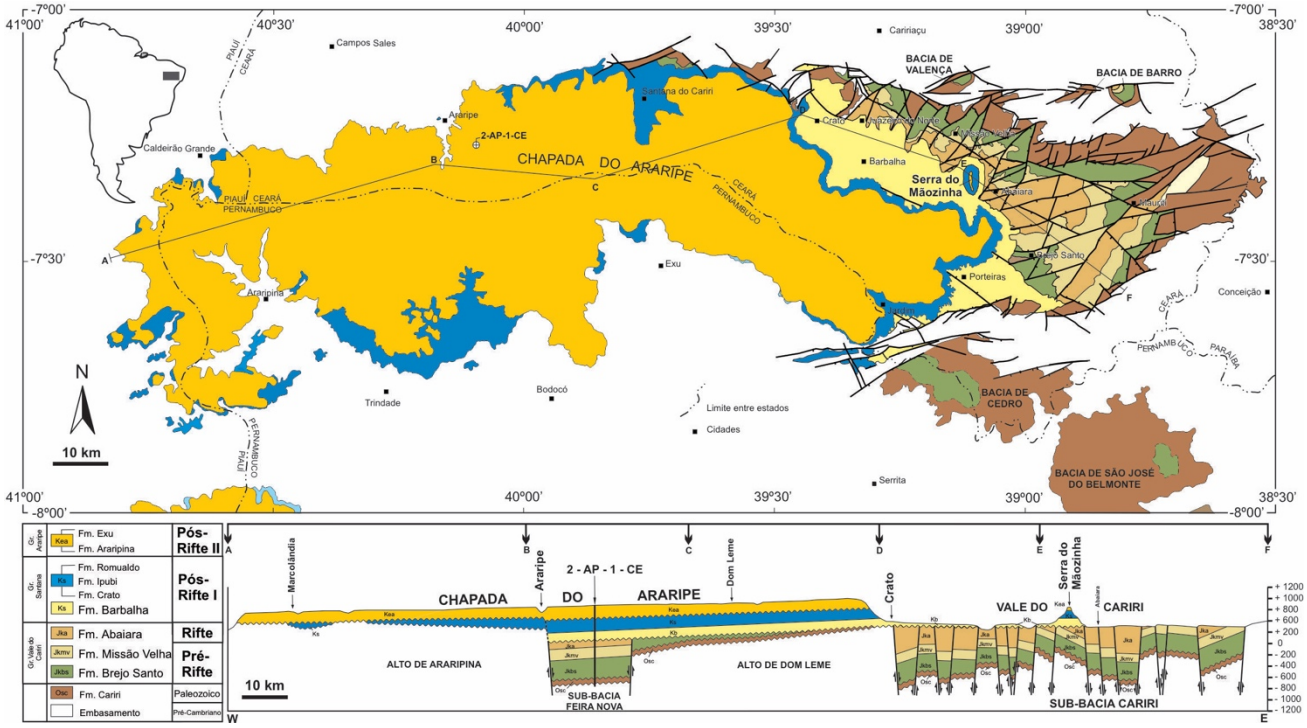

Figura 14. Mapa Geológico da Bacia do Araripe. Fonte: Modificado a partir de Assine (2007).

As sub-bacias Cariri e Feira Nova são estruturadas por falhas de direção NE e WNW. A estruturação dessas bacias é atribuída à propagação continuada dentro dos eventos tectônicos relacionados ao rifteamento das margens Leste e Equatorial Atlântica Sul (Assine, 1990; Matos, 1992; Ponte e Ponte Filho, 1996).

As bases da litoestratigrafia da bacia foram estabelecidas primeiramente por Beurlen (1962; 1963), que definiu as formações Cariri, Missão Velha, Santana e Exu, estimando uma espessura de cerca de 850 m. O levantamento gravimétrico de Rand e Manso (1984) mostrou que a espessura sedimentar da bacia era superior a 850 m e novos trabalhos de mapeamento geológico de Ponte e Appi (1990), Assine (1990; 1992) e Ponte e Ponte Filho (1996) propiciaram grande avanço no conhecimento da estratigrafia da bacia e estabeleceram a terminologia litoestratigráfica mais utilizada. As unidades sedimentares da bacia são, da base

para o topo (Figura 15): Formação Brejo Santo e Formação Missão Velha que pertencem à sequência pré-rifte; Formação Abaiara da sequência rifte; Formação Barbalha, Formação Crato e Formação Romualdo da sequência pós-rifte I; Formação Araripina e Formação Exu da sequência pós-rifte II (Assine, 2007).

Outros autores como Chang et al. (1988) definiram o empilhamento estratigráfico das principais bacias sedimentares da margem brasileira separando-as em megassequências sedimentares: Sin-rifte I, Sin-Rifte II, Sin-Rifte III, Transicional e Marinho. As megassequências sedimentares são correlacionáveis às sequências sedimentares estabelecidas por Assine (2007) e foram também utilizadas por Matos (1992) para descrever as fases de desenvolvimento tectônico das principais bacias sedimentares do interior do Nordeste do Brasil. Na Bacia do Araripe a sequência pré-rifte é correlacionada à megassequência sin-rifte I, a sequência rifte é correlacionada à megassequência sin-rifte II e a megassequência sin-rifte III não apresenta registro sedimentar na bacia (Figura 15).

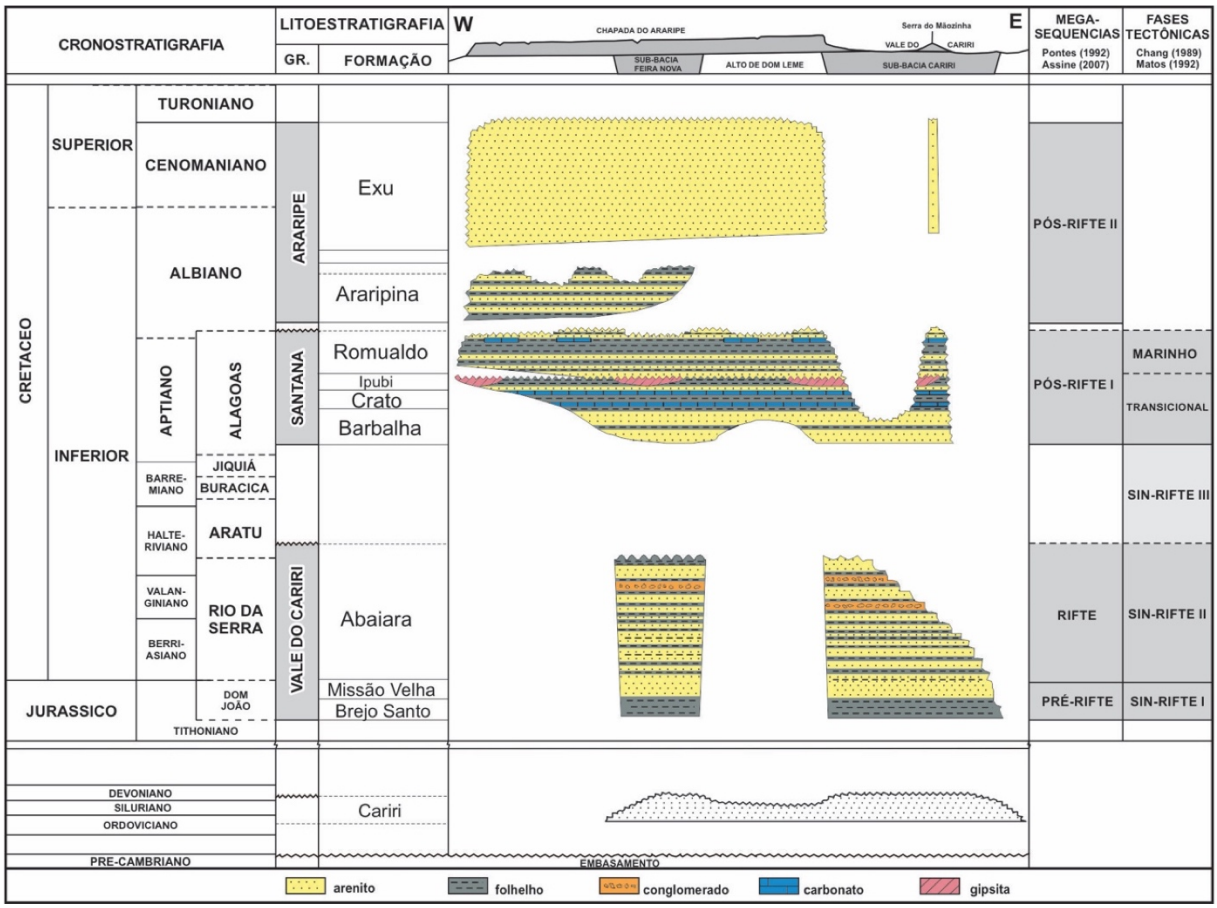

Figura 15. Carta estratigráfica da Bacia do Araripe. Modificado de Assine (2007).

Sobre o embasamento pré-cambriano ocorre preservada uma unidade paleozoica que é anterior à formação da Bacia do Araripe (Braun, 1966; Ghignone, 1979), denominada Formação Cariri por Beurlen (1962) ou Formação Mauriti, como foi denominada por Gaspary e Anjos (1964) e adotada por Ponte e Appi (1990). Essa unidade aflora preservada na porção leste da bacia, no seu entorno e próximo às bordas e não aflora na porção oeste, ocorrendo em subsuperfície. Sua espessura é reduzida, podendo alcançar cerca de uma centena de metros.

A Formação Cariri é composta de arenitos imaturos, de granulação média a grossa, com grãos angulares a subangulares e esparsas intercalações de níveis de siltito e arenito fino, normalmente no topo. Ocorrem também níveis de ortoconglomerados, sendo mais comuns na base, onde incluem fragmentos líticos do embasamento, de quartzo e clastos de feldspato bem preservados. As fácies descritas para essa unidade são interpretadas como de um sistema fluvial entrelaçado (Assine, 1992, 2007; Arai, 2006; Batista et al., 2012; Silvester et al., 2017). Essa unidade é considerada como parte de uma Sequência de Sinéclise (Eo-paleozoica) que apresenta afinidade litológica e de direção de paleocorrentes com unidades como a Formação Tacaratu (Bacia de Tucano-Jatobá) a sul (Carvalho et al. 2018) e as unidades correlatas ao Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba (Formação Ipu e Formação Jaicós) (Cerri et al., 2020, 2021). A Formação Cariri não apresenta datação absoluta, no entanto as idades Eo-Ordoviciano – Siluriano (Assine, 1992; Pontes e Pontes Filho, 1996) e Neo-Ordoviciano – Eo-Devoniano (Assine, 2007) foram atribuídas para sua deposição baseadas na correlação regional com o Grupo Serra Grande e consistente padrão de paleocorrentes entre as unidades, constante ao longo da bacia e sem relação com os depocentros que compõem a Bacia do Araripe. O padrão paralelo a NW (Assine, 1994; Batista et al., 2012; Silvestre et al., 2017) dos vetores médios de paleocorrentes não apresenta similaridade com os padrões das unidades sedimentares da bacia, indicando uma paleodrenagem para o quadrante NW, similar às formações Ipu e Jaicós do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba (Cerri et al., 2020) e reforçando que tal unidade pertenceu a um contexto de bacia mais antiga que se estendia para muito além dos limites atuais. Esta concepção passou a ser adotada por diversos autores (e.g. Braun, 1966; Ghignone, 1979; Caputo e Crowell, 1985; Assine, 1992, 2007; Batista et al., 2012; Silvestre et al., 2017; Cerri et al., 2020, 2021) e será adotada neste trabalho.

6.2.1 Sequência Pré-Rifte

As formações Brejo Santo e Missão Velha são interpretadas por Garcia e Wilbert (1994) como depositadas em um contexto de subsidência mecânica produzida por estiramento visco-elástico, processo esse que deu origem à depressão Afro-Brasileira que seria uma grande área topograficamente deprimida que se estendia do sul da Bahia até a Bacia do Araripe.

A Formação Brejo Santo é descrita como tendo uma espessura máxima de 450 m sendo encontrados folhelhos e lamitos vermelhos, nos quais ocorrem ostracodes típicos do Andar Dom João, como *Bisulcocypris pricei* P & S e *Darwinula oblonga* ROEMER (Braun, 1966). A ausência de formas marinhas indica uma sedimentação em ambiente lacustre propício à formação de *red beds*.

A Formação Missão Velha, que ocorre estratigraficamente acima da Formação Brejo Santo, tem espessura máxima de cerca de 200 m. Ela é composta de arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos e/ou caoliníticos, localmente conglomeráticos, portadores de abundantes troncos e fragmentos de madeira silicificada, atribuídos à conífera *Dadoxilon benderi* (Assine, 2007). As camadas de arenito apresentam *sets* decimétricos, com estratificação cruzada planar e/ou acanalada, entre os quais podem ocorrer níveis decimétricos de siltitos arroxeados. Sua associação de fácies é interpretada como sendo de planícies fluviais de sistemas entrelaçados caracterizados por canais rasos e de alta energia.

Tanto a Formação Brejo Santo quanto a Formação Missão Velha apresentam uma associação palinológica indicativas da Zona *Dicheiropollis* sp. *A/Leptolepidites* ssp., que permite posicioná-las no Andar Dom João (NRT-001), andar local atribuído ao Jurássico Superior. Tais unidades são lito- e cronocorrelatas às formações Aliança e Sergi das bacias do Recôncavo-Tucano, Camamu e Almada, às formações Bananeiras e Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas (Assine, 2007), às formações N´Dombo e M´Vone da bacia do Gabão e à Formação Lucula da Bacia do Congo (Cesero et al., 1972 *apud* Cesero e Ponte, 1997) (Figura 16). O andar local Dom João adotado para estas formações é representado pelas datações feitas por ostracodes nas formações Aliança e Sergi da Bacia do Recôncavo por Viana et al. (1971). No entanto, de acordo com Arai et al. (1989), não é possível reconhecer elementos fortes o suficiente para atribuir a idade neojurássica para o andar Dom João.

O trabalho mais recente de Silva et al. (2012) apresenta dados de datação geocronológica por Rb-Sr feitas na Formação Aliança (Membro Capianga) da Bacia do Recôncavo que mostram idades de 224 ± 32 Ma e 226 ± 6 Ma (Neotriassico). Tais idades foram também obtidas

pelo trabalho de Silva et al. (2006) que utilizou primeiramente o método para a Formação Bananeiras da Bacia de Sergipe-Alagoas. Os dados obtidos nestes trabalhos indicam que a sedimentação que ocorreu na Depressão Afro-Brasileira (Cesero et al., 1972 *apud* Cesero e Ponte, 1997) teria se iniciado no Neotriássico e possivelmente seguiu até o Jurássico. As formações Brejo Santo e Missão Velha são classificadas como tendo sido depositadas no mesmo contexto das formações acima citadas e assim podem então ter iniciado o seu processo de deposição ainda durante o Neotriássico. Como veremos mais adiante, nesta tese encontramos evidências de que essas unidades se depositaram durante o primeiro estágio de riftemamento durante a ruptura do Gondwana, o que indica que a idade Jurássico Superior atribuída por Arai (2006) é melhor aplicada para essas unidades estratigráficas.

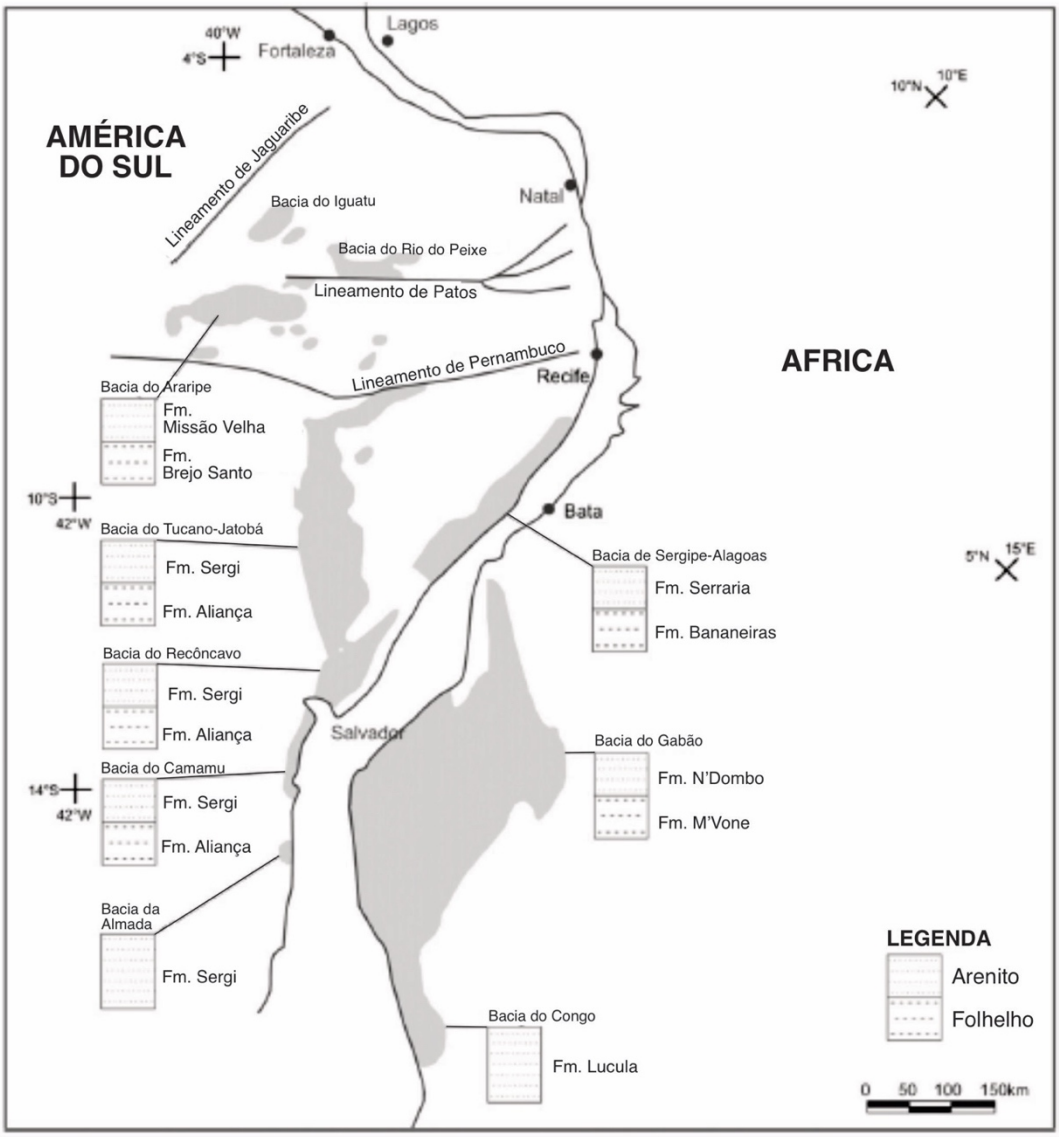

Figura 16. Mapa com a distribuição regional dos registros sedimentares da sequência pré-rifte no nordeste do Brasil e regiões próximas da África (Fonte: Silva et al., 2012, modificado de Da Rosa, 1996).

6.2.2 Sequência Rifte

A Formação Abaiara é considerada por Assine (2007) como o registro sedimentar da Sequência Rifte da Bacia do Araripe. A deposição dessa unidade tem início no Cretáceo Inferior (Neocomiano) e seu contato basal com a Formação Missão Velha é interpretado como discordante em função da ausência de ostracodes da Zona *Theriosynoecum varietuberatum varietuberatum* (NRT-002), que marca a base do Andar Rio da Serra. Coimbra et al. (2002) apresentam uma descrição completa do conteúdo paleontológico dessa unidade. Na parte inferior os autores indicam um registro fossilífero escasso e esparso onde não ocorrem espécies-índice em abundância, tendo sido encontrados os ostracodes *Cypridea sellata* VIANA e *Cypridea (Morininoides) candeiensis* KROMMELBEIN, indicativos da Zona *Cypridea (Morininoides) candeiensis* (NRT-003). Aumenta para o topo a ocorrência de ostracodes, embora ainda não apresentem grande diversidade. A ocorrência conjunta de *Theriosynoecum laciniatum* KRÖMMELBEIN, *Cypridea (Morininoides) grekoffý* KRÖMMELBEIN, *Tucanocypris camposi* KRÖMMELBEIN e *Cypridea tucanoensis* KRÖMMELBEIN indica uma posição bioestratigráfica na base da Zona *Paracypridea brasiliensis* Zona (NRT-004). A ocorrência isolada de *Cypridea vulgaris* KRÖMMELBEIN na parte superior da sua seção abre uma possibilidade de que a sedimentação tenha se prolongado até a parte inferior do Andar Aratu já que esta espécie é encontrada na base da zona NRT-004, que é o topo do Andar Rio da Serra e se estende até a zona NRT-005, base do Andar Aratu.

Assine (1992) e Ponte e Appi (1990) descrevem para esta unidade folhelhos sílticos e siltitos vermelhos, com intercalações de camadas decimétricas de arenitos finos predominando na base da seção, e arenitos finos predominando na parte superior. São descritas também lentes decamétricas de arenito quartzoso fino a muito grosso, com níveis de conglomerados. Os arenitos finos a médios da parte superior formam *sets* decimétricos a métricos, com estratificação cruzada cuneiforme tangencial na base. Estratos com dobras convolutas e dobras complexas são algumas das evidências de um tectonismo sindeposicional para a unidade (Assine, 2007). Intercalados aos arenitos ocorrem níveis decimétricos a métricos de folhelhos verdes papiráceos que frequentemente portam ostracodes. A sul da cidade de Missão Velha são descritos afloramentos de conglomerados polimíticos que pertencem à Formação Abaiara e são formados por seixos e calhaus de rochas metamórficas e magmáticas.

As associações de fácies descritas para esta unidade e o seu conteúdo fossilífero indicam uma sedimentação em tratos deposicionais continentais, em um cenário de lagos rasos que são

paulatinamente, mas em grande frequência, substituídos por planícies fluviais e canais entrelaçados. As medidas de paleocorrentes coletadas para esta formação indicam um paleofluxo constante para SSW, permitindo concluir um cenário paleogeográfico muito parecido com o obtido para as unidades do Andar Dom João classificadas como pré-rifte, indicando que a Bacia do Araripe fazia parte de uma paleobacia hidrográfica cujos rios corriam para sul (Assine, 1994).

A Formação Abaiara, assim como as formações Brejo Santo e Missão Velha, se encontram estruturadas em horstes e grabens limitados por falhas de direção NE-SW. Essa estruturação se enquadra em alguns eventos tectônicos, dentre eles o quadro de distensão regional descrito por Matos (1992).

Não são encontrados na bacia registros sedimentares pertencentes aos andares Buracica e Jiquiá e são restritos os afloramentos de fácies de conglomerados de leques aluviais dominados por fluxos de detritos, mesmo ocorrendo falhas com rejeitos que podem alcançar 1000 m. As interpretações para tal estruturação rúptil é de que a mesma foi dominantemente modificadora, possivelmente relacionada a um segundo pulso da fase rifte (Assine, 2007; Morales et al., 2006). Esse segundo evento não seria o responsável pela criação espaço de acomodação significativo, mas causou o basculamento generalizado das unidades mais antigas que hoje se encontram preservadas nas sub-bacias Cariri e Feira Nova (Assine, 2007). A mudança dos regimes de tensão que se propagaram para dentro do continente durante todo esse intervalo de tempo pode ter sido a causa da erosão dos blocos altos e peneplanização do relevo, que posteriormente foi recoberto pelas unidades da sequência pós-rifte I.

6.2.3 Sequência Pós-Rifte

As unidades classificadas como pós-rifte na Bacia do Araripe por Assine (2007) são tidas como resultado de subsidência flexural térmica. Elas se assentam sobre as sequências inferiores em discordância angular, a discordância pré-Alagoas, uma descontinuidade regional reconhecida em todas as bacias da Margem Leste brasileira. Na Bacia do Araripe ocorre uma lacuna no registro sedimentar que se estende do Andar Buracica ao Alagoas inferior. No extremo oeste da bacia, onde as sequências inferiores estão ausentes, essa sequência repousa sobre o embasamento cristalino pré-cambriano.

A sequência pós-rifte I é composta pela Formação Barbalha, Formação Crato, Formação Ipubi e Formação Romualdo (Figura 17).

Assine et al. (2014) realizaram uma análise estratigráfica de todo o Andar Alagoas da Bacia do Araripe sob a ótica da estratigrafia de sequências e definiram a megassequência pós-rifte que se subdivide em três sequências deposicionais (Figura 17). As sequências são separadas por superfícies-chave, tais como descontinuidades no registro e superfícies de inundação máxima, bem como padrões de empilhamento sedimentar definidores de tratos de sistemas deposicionais.

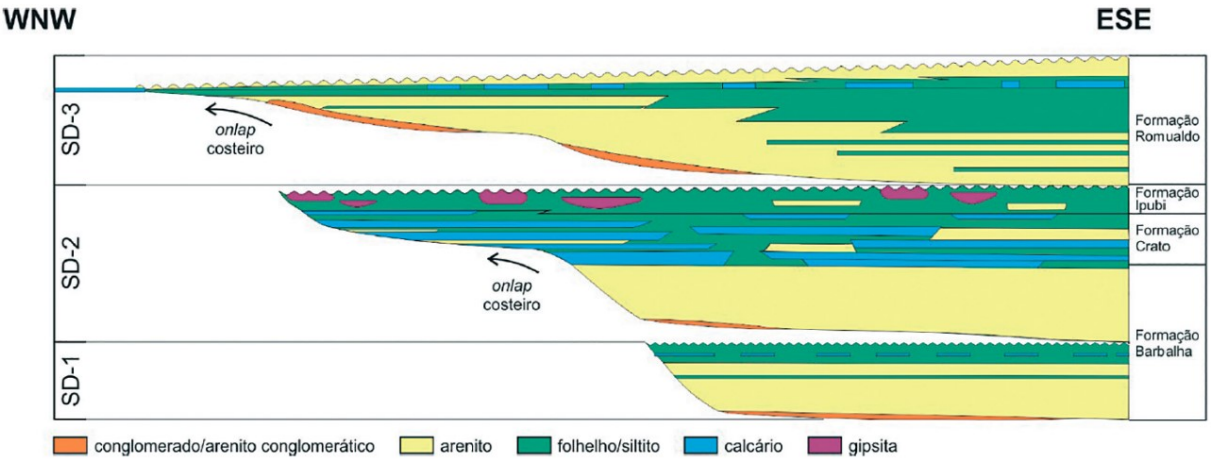

Figura 17. Arcabouço estratigráfico do Andar Alagoas na Bacia do Araripe com a representação das três sequências deposicionais limitadas por desconformidades, com *onlap* costeiro de ESE para WNW, constituintes da sequência Pós-rifte I. Fonte: Assine et al. (2014).

A sequência deposicional 1 (SD-1) (Figura 17) corresponde à metade inferior da Formação Barbalha. Essa formação é composta de arenitos com intercalação de folhelhos de coloração avermelhadas e de níveis delgados de conglomerados. Os arenitos são finos a médios, subarredondados a subangulares, friáveis, argilosos e com seixos dispersos e/ou feldspatos alterados e bolas de argila, ocorrendo dispostos em *sets* com 0,2 a 2 m de espessura, que invariavelmente apresentam estratificação cruzada planar ou acanalada.

O empilhamento estratigráfico dessa unidade compreende dois ciclos fluviais com granodecrescência ascendente, cujos topos são marcados por intervalos pelíticos carbonáticos lacustres. Chagas (2006) comprovou tal empilhamento em levantamentos feitos no Vale do Cariri e tal registro se comprova no poço 2-AP-1-1CE. O primeiro ciclo se encerra num intervalo de folhelhos orgânicos pretos ricos em matéria orgânica (Spigolon et al., 2015), intercalados com carbonatos lacustres ricos em lâminas microbianas, ostracodes, restos de peixes (*Dastilbes elongatus*) e fragmentos vegetais (Varejão et al., 2016). Com base no conteúdo palinológico, Lima e Perinotto (1974) atribuíram idade neoaptiana para esse intervalo,

que posteriormente foi confirmada por Hashimoto et al. (1987) formalizando a denominação "Camadas Batateira" e posicionando na biozona P-270. Por apresentar grande ocorrência lateral e pequena espessura (<10 m), as Camadas Batateira constituem um importante marco estratigráfico regional para a Bacia do Araripe.

Acima das Camadas Batateira ocorrem arenitos grossos e conglomerados fluviais em contato erosivo, marcando o início do segundo ciclo da Formação Barbalha (Chagas et al., 2007). Para o topo os arenitos se tornam mais finos com intercalações de folhelhos calcíferos de cor verde.

O segundo ciclo de granodecrescência ascendente da Formação Barbalha é o início da sequência deposicional 2 (SD-2) (Figura 17). A Formação Barbalha termina em calcários laminados da Formação Crato (Varejão et al., 2019b), que formam bancos contínuos com espessuras que ultrapassam duas centenas de metros, interdigitados lateralmente com folhelhos verdes. Essa unidade apresenta um abundante registro fossilífero e muito diversificado, onde podem ser encontrados insetos, ostracodes, crustáceos, aracnídeos, pequenos peixes (predomínio de *Dastilbe elongatus*), quelônios, lagartos e pterossauros (Mabesoone e Tinoco, 1973, Varejão et al., 2020, 2021).

Sobre a seção de calcários laminados ocorrem camadas descontínuas de gipsita pertencentes à Formação Ipubi, cuja espessura máxima é da ordem de 30 m, em associação faciológica com folhelhos verdes e pretos. Embora haja ocorrências no Vale do Cariri, as camadas de gipsita da Formação Ipubi concentram-se, sobretudo, na porção oeste da bacia, da cidade de Ipubi a Araripina no Estado de Pernambuco, principal área produtora de gesso do país.

A sequência deposicional 3 (SD-3) (Figura 17) corresponde integralmente à Formação Romualdo que é composta por conglomerados estratificados, arenitos finos a grossos, calcários laminados, margas, folhelhos, calcários coquinoides e coquinas. Esta formação é conhecida internacionalmente pelo seu rico conteúdo fossilífero, especialmente de peixes, que são encontrados nas concreções fossilíferas (Maisey, 1991; Kellner et al., 2002; Fara et al., 2005; Custódio et al., 2017; Fürsich et al., 2019).

A sequência pós-rifte II da Bacia do Araripe corresponde aos depósitos aluviais neocretáceos que são divididos em duas unidades com características litológicas distintas, separadas por uma discordância erosiva. As unidades são denominadas Formação Araripina e Formação Exu. A Formação Araripina ocorre restrita à parte oeste da bacia e é constituída por uma associação de fácies heterolítica, caracterizada por grande diversidade de litotipos,

recorrentes e geneticamente relacionados (Assine, 2007). Sua associação fossilífera considera que sua seção é de idade mesoalbiana e que seu clima de deposição era quente e árido (Lima, 1978a, 1978b; Arai e Assine, 2020). A formação é composta de arenitos finos e lamitos, de coloração avermelhada, arroxeada e amarelada intercalados com corpos lenticulares de arenito médio a grosso em espessuras que ultrapassam três metros. Ocorrem também estruturas de sobrecarga, estruturas de escape de fluidos e presença de truncamentos na estratificação que constituem diastemas angulares internos à unidade. Os ritmitos também apresentam dobras convolutas geradas por deformações penecontemporâneas e intervalos constituídos por brechas intraformacionais com clastos de ritmitos (Warren et al. 2021).

A segunda unidade dessa sequência é a Formação Exu. Ela se apresenta muito menos deformada e quase suborizontalizada, e pode estar relacionado a uma nova mudança de regime de esforços no interior do nordeste (Assine, 2007), decorrente da mudança do polo de rotação da deriva dos continentes africano e sul-americano, datada em cerca de 106 Ma por Rabinowitz e Labrecque (1979). A Formação Exu recobre a Formação Araripina por uma discordância erosiva e em alguns pontos com pequena angularidade. Na parte oeste da bacia o arranjo estratigráfico dessa unidade apresenta ciclos com granodecrescência ascendente, com delgados níveis de conglomerados e/ou arenitos conglomeráticos na base. Na porção leste os arenitos são mais grossos e imaturos com uma frequência maior de níveis de conglomerados. A ausência de traços fósseis para esta formação não permite definir com precisão sua idade, no entanto ela é correlacionada às formações Açu (Bacia Potiguar) e Itapecuru (Bacia do Parnaíba) e, sendo assim, está posicionada no intervalo Albiano-Cenomaniano (Assine, 2007).

7. RESULTADOS

7.1 Análise do quadro geral

7.1.1 Lineamentos estruturais

Foram mapeados 1706 lineamentos em todo embasamento num raio de aproximadamente 100 km em torno da Bacia do Araripe usando as imagens de satélite obtidas no Google Earth e os modelos digitais de elevação SRTM com 30 m de resolução horizontal. O mapa com os lineamentos traçados está ilustrado nas figuras 18 e 19 e o diagrama de roseta mostra o *trend* geral desses lineamentos em interpretações nas escalas 1:250.000 (Figura 18) para o embasamento entorno da bacia e 1:100.000 (Figura 19) para o domínio leste da Bacia do Araripe e sub-bacias e bacias adjacentes. Para o embasamento, o pouco espaçamento dos lineamentos mostra uma direção predominante ENE. Outra direção menos proeminente é a direção NW. Essas direções predominantes dos lineamentos obtidas para o embasamento são coincidentes com a direção da Zona de Cisalhamento de Patos que ocorre a norte, com os traços das zonas de cisalhamento NE-SW e com inflexões locais associadas às rochas do embasamento.

Para a área da bacia, foram traçados 1682 lineamentos com um foco especial para a porção leste, onde afloram as unidades sedimentares depositadas durante a fase rifte da Bacia do Araripe (Figura 19). Os lineamentos medidos sobre a bacia mostram três direções predominantes, ENE, NNE e NW. Quando comparamos os lineamentos com a distribuição de ocorrências das unidades sedimentares da bacia, pode ser observado que: a) a maior parte dos lineamentos é paralela às direções das principais zonas de cisalhamento na área; b) as direções principais de lineamentos medidas dentro da bacia são coerentes com a distribuição das unidades sedimentares, sendo que os lineamentos traçados limitam também a ocorrência e a espessura dos sedimentos tanto a sul quando a norte, indicando forte controle estrutural dos contatos das unidades sedimentares entre si e com as rochas do embasamento.

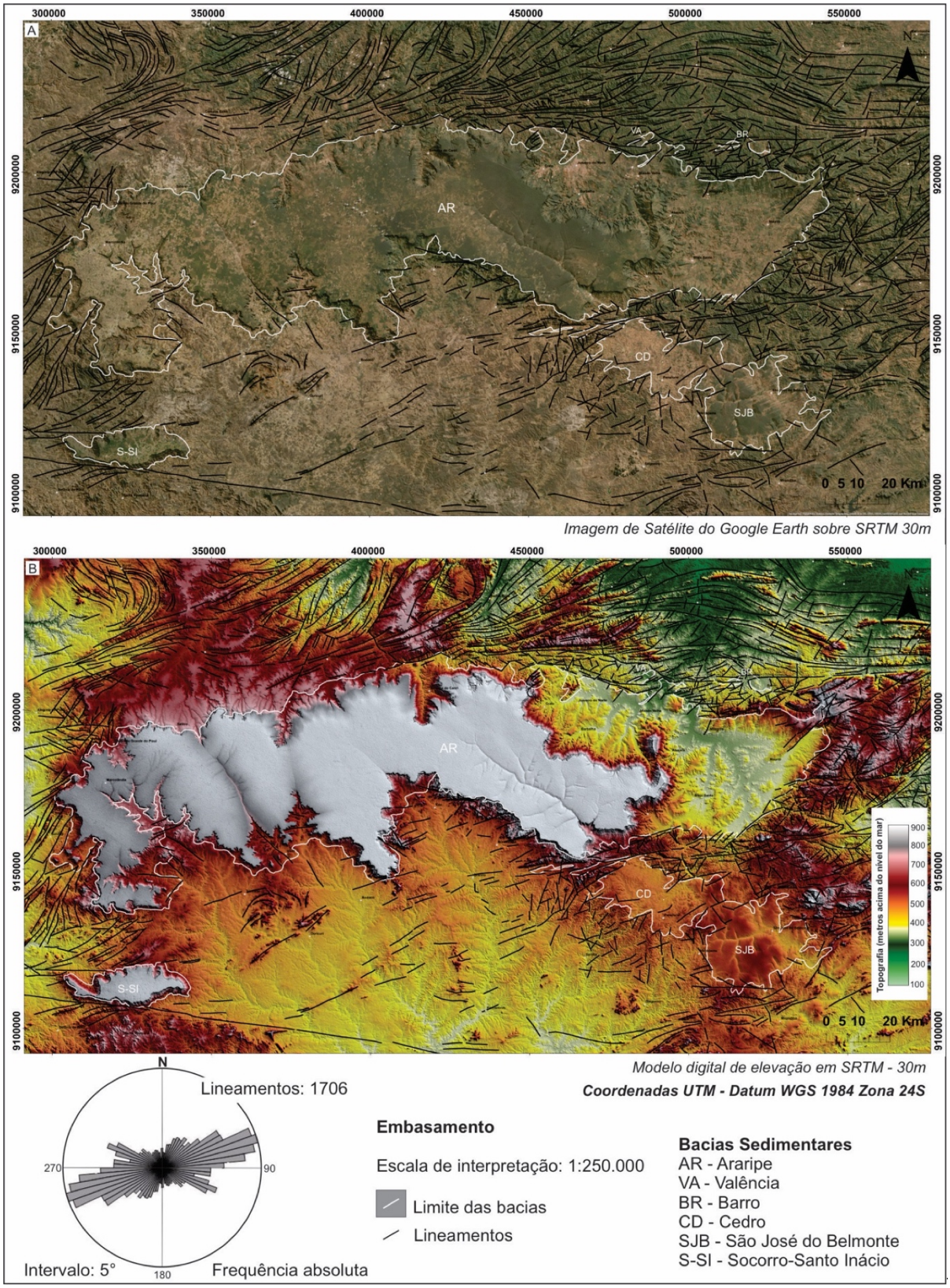

Figura 18. Mapas com os traços de lineamentos interpretados para o embasamento no entorno da Bacia do Araripe; A. Mapa construído com a imagem de satélite obtida pelo Google Earth; B. mapa de um modelo digital de elevação construído com uma imagem SRTM de 30m de resolução. AB – Bacia do Araripe; CB – Bacia de Cedro; SJBB – Bacia de São José do Belmonte; BB – Bacia de Barro; S-SIB – Bacia de Socorro-Santo Inácio

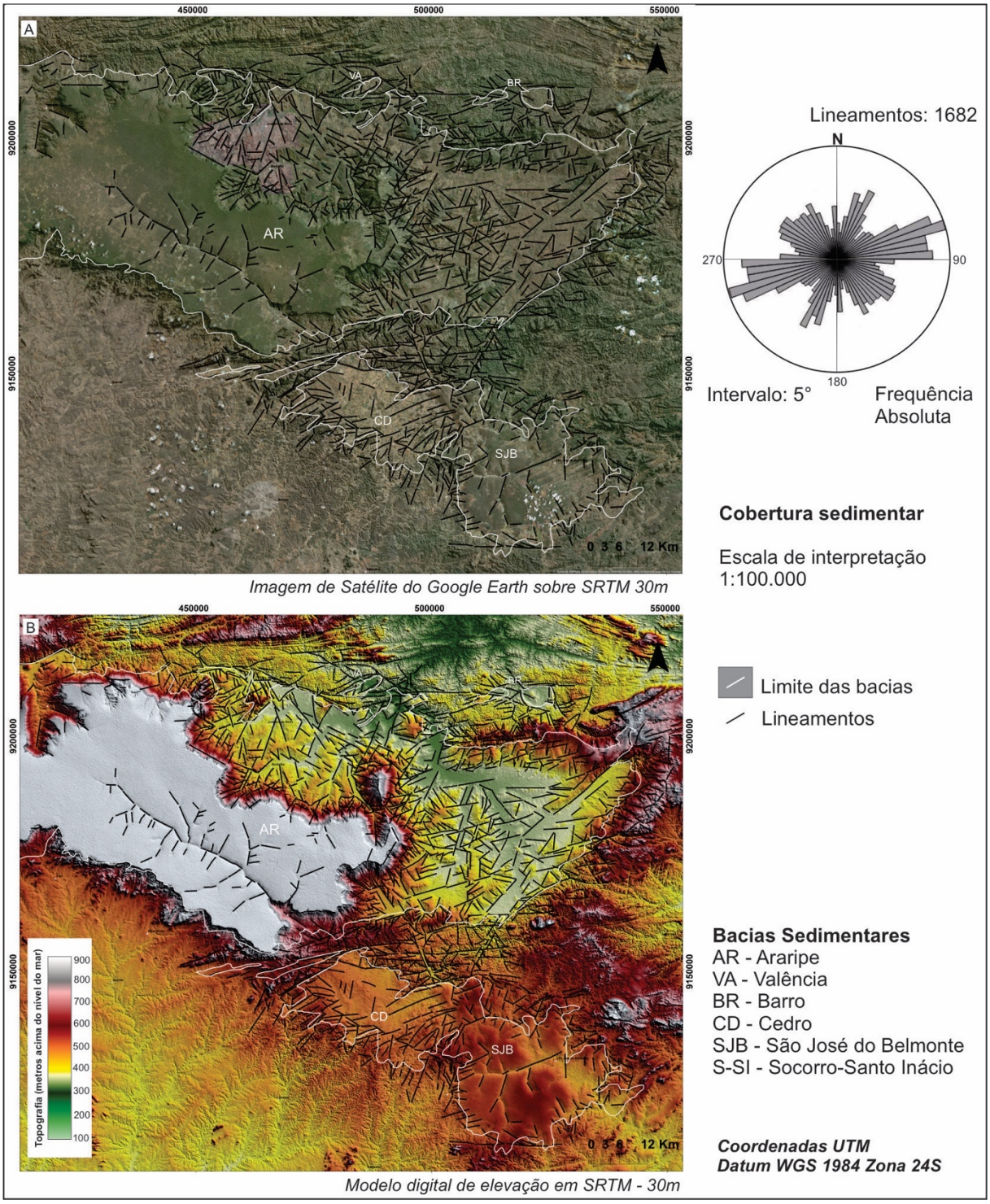

Figura 19. Mapas com os traços de lineamentos interpretados para a parte leste da Bacia do Araripe; A. Mapa construído com a imagem de satélite obtida pelo Google Earth; B. mapa de um modelo digital de elevação construído com uma imagem SRTM de 30m de resolução.

7.1.2. Falhas

Partindo do quadro estrutural já reconhecido para a bacia (Assine, 1990; Matos, 1992; Ponte e Ponte Filho, 1996) juntamente dos traços principais presentes nos mapas de lineamentos, foram coletados e analisados dados de falhas em afloramentos. As falhas foram reconhecidas pelos seguintes critérios: - truncamento de camadas sedimentares e de corpos rochosos do embasamento; - rochas de zonas de falhas; - planos estriados sobre descontinuidades do maciço rochoso. Para a definição dos campos de paleotensão e a separação dos eventos tectônicos que ocorreram durante o intervalo da fase rifte da bacia foi feita a análise das falhas considerando a atitude dos planos de falha, a orientação das estrias, o sentido de movimento e a unidade sedimentar deformada. Foram coletados dados em rochas do embasamento pré-cambriano, na unidade paleozoica da Formação Cariri e nas unidades sedimentares que se depositaram durante as fases pré-rifte e rifte da bacia (Jurássico superior ao Cretáceo inferior), e que são contemporâneas aos eventos estudados neste trabalho: Formação Brejo Santo, Formação Missão Velha, Formação Abaiara; e a primeira unidade da fase pós-rifte I (Cretáceo Inferior): Formação Barbalha. Ao todo foram descritos e coletados dados em 277 afloramentos obtendo-se um total aproximado de 544 medidas de falha. Os dados de falhas obtidos nos afloramentos próximos às falhas mapeadas e às principais zonas de cisalhamento e apresentam boa consistência com a orientação obtida para as respectivas estruturas apresentadas em mapa. De forma geral, as falhas apresentam direções muito próximas àquelas obtidas com os lineamentos (e.g. variando no máximo em 5°).

As exposições das falhas foram "beneficiadas" pela construção da Ferrovia Transnordestina e pelas obras de construção dos sistemas de transposição do Rio São Francisco, gerando grandes cortes e excelentes afloramentos dos estratos sedimentares. As observações nas unidades sedimentares afetadas pelas falhas permitiram o estabelecimento de uma cronologia relativa e uma relação bem estabelecida entre deformação do estrato sedimentar e/ou associação entre tectônica e sedimentação. Além dos quadros geométrico e cronológico, buscando uma interpretação da cinemática dos conjuntos, as falhas foram analisadas utilizando-se o método dos Diedros Retos, que fornece a orientação principal dos eixos principais de tensão para cada conjunto de falhas descrito, permitindo uma reconstrução da dinâmica da deformação.

Grande número de falhas foi reconhecido, como era de se esperar para o controle de uma bacia tipo rifte. As falhas normais constituem o quadro principal de formação e controle da sedimentação conforme apresentado por Assine (1990); Matos (1992); Ponte e Ponte Filho

(1996), porém o ajuste ao quadro transcorrente é muito importante na evolução tectônica regional, já reconhecido anteriormente por Morales et al (2006), Rosa et al. (2019), Fambrini et al. (2019) e Celestino et al. (2020).

Nas exposições abertas pela construção da Ferrovia Transnordestina foi possível documentar a Formação Cariri em camadas rotacionadas e falhas normais e normais oblíquas nas direções NE-SW que deformam tal unidade paleozoica (Figura 20). Nestes mesmos afloramentos foi possível documentar os contatos, muitas vezes por falha, entre a Formação Cariri e as rochas do embasamento pré-cambriano e os contatos discordantes ou por falhas entre a Formação Cariri e a Formação Brejo Santo, sendo algumas dessas falhas sin-deposicionais à Formação Brejo Santo.

Foram documentadas séries de falhas com rejeitos métricos que cortam os estratos das formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara e estão associadas às zonas de falha principais registradas no mapa. Nas tais falhas foi possível observar estruturas deformacionais associadas como sinclinais e anticlinais de arrasto (Figura 21 e 22) com falhas menores associadas (Figura 21 e 22), falhas em arranjo em dominó também associadas (Figuras 22), e camadas rotacionadas (Figura 23). As camadas sedimentares se encontram de forma recorrente rotacionadas com ângulos de mergulho que variam de 4° a 50° de inclinação. As falhas são na sua maioria normais, subparalelas e próximas entre si, e apresentam direção aproximada NE-SW (mais recorrentes) e também NW-SE.

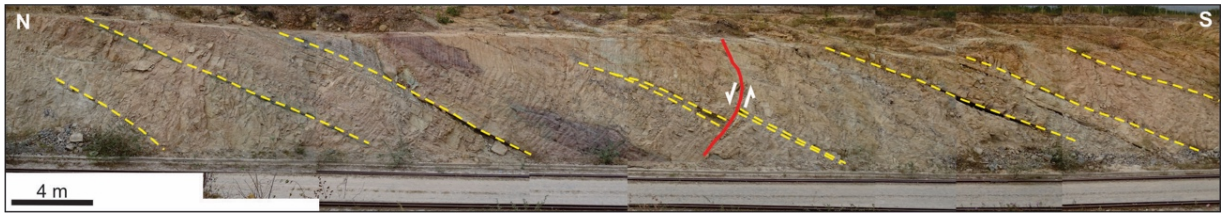

Figura 20. Aspecto em campo das exposições da Formação Cariri na Ferrovia Transnordestina, camadas rotacionadas e deformação por falhas normais NE-SW.

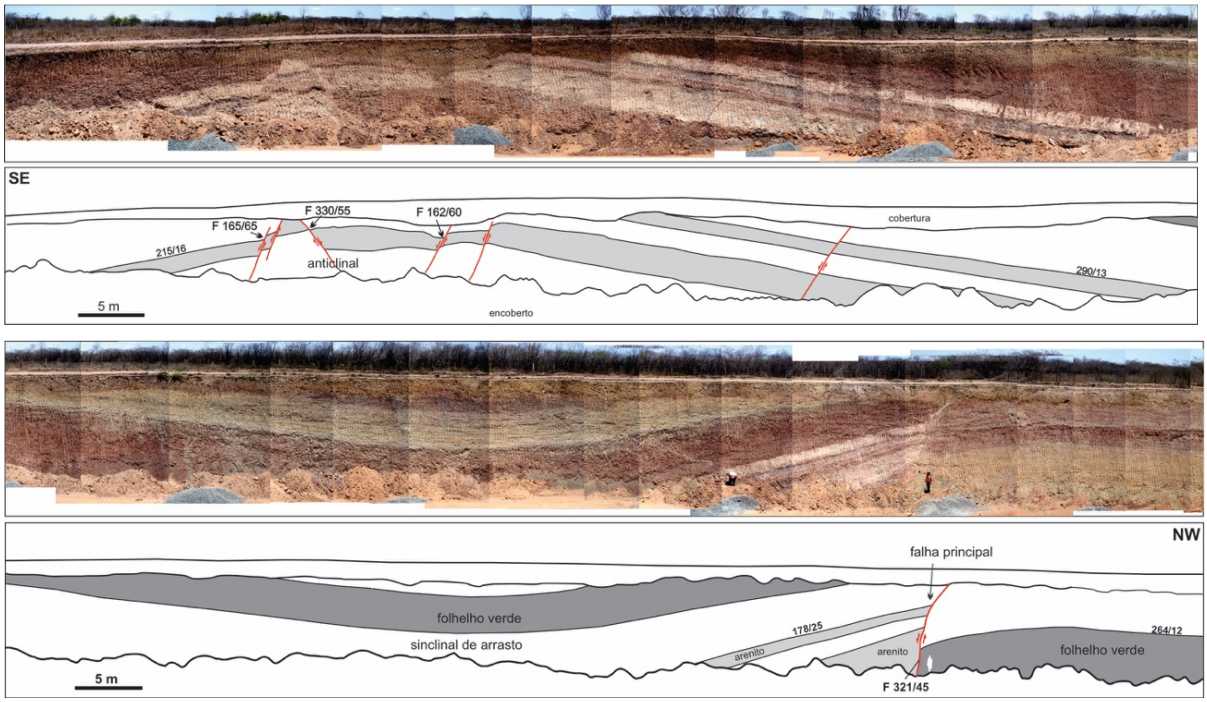

Figura 21. Aspecto em campo das exposições da Formação Brejo Santo na Ferrovia Transnordestina, anticlinais e sinclinais de arrasto associados a falhas NE-SW, camadas rotacionadas e deformação por falhas normais NE-SW associadas.

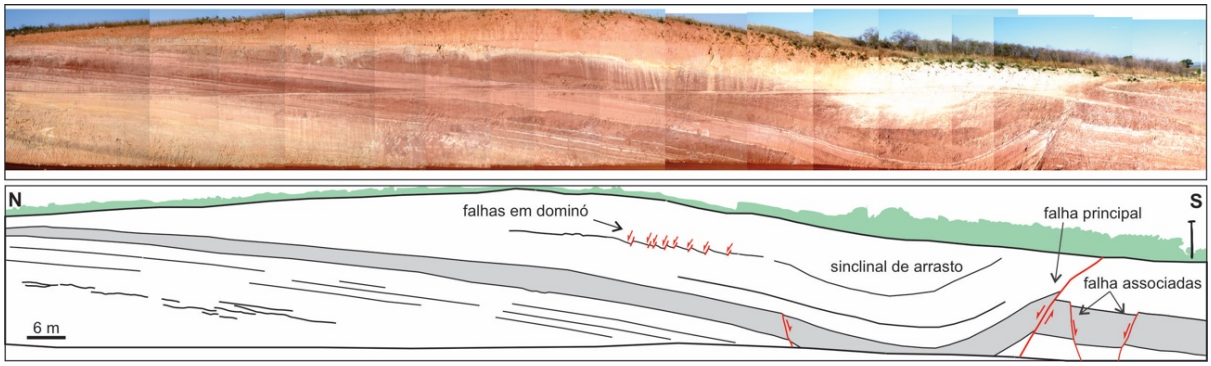

Figura 22. Aspecto em campo das exposições da Formação Missão Velha na Ferrovia Transnordestina, sinclinal de arrasto, camadas rotacionadas e deformação por falhas em dominó, todos com orientação preferencial NE-SW.

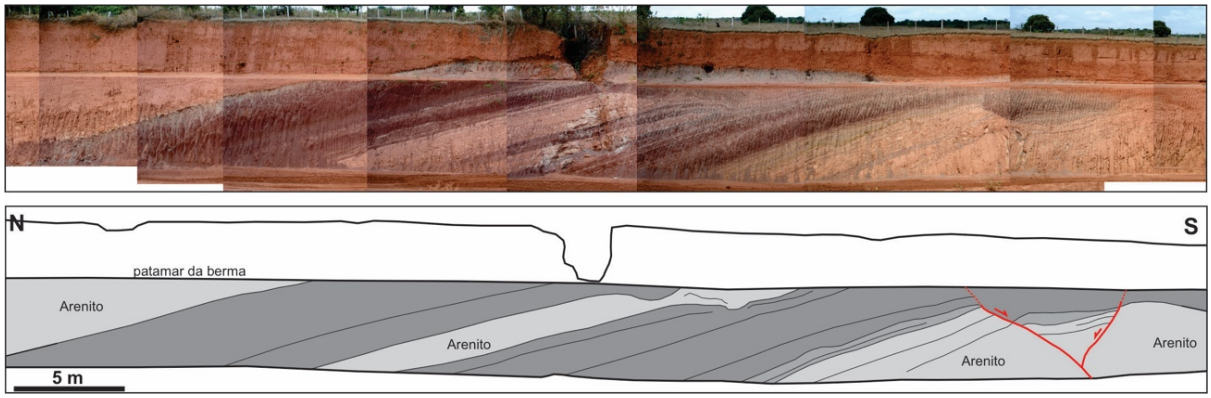

Figura 23. Aspecto em campo das exposições da Formação Abaiara na Ferrovia Transnordestina, camadas rotacionadas e falhas normais NE-SW formando pequenos grabens com pequenas deformações associadas.

A partir do reconhecimento das falhas por truncamento de camadas, por rochas de zonas de falhas ou pelos planos estriados, apoiados na caracterização de feições indicativas do sentido de movimento (Petit, 1987; Doblas et al., 1997; Doblas, 1998; Angelier, 1994; Tjia, 2014), foram registradas falhas dos seguintes tipos e arranjos estruturais, isolados ou em conjuntos:

1. falhas normais, isoladas ou marcando zonas de falhas, com abatimento de blocos associado ou não à rotação dos estratos sedimentares (Figura 24 A e B)

2. falhas transcorrentes dextrais, sinistrais, sistemas conjugados associados, com movimentos direcionais identificados por estrias horizontais ou de pequeno *rake* (Figura 24 C e D);

3. falhas oblíquas (estrias inclinadas), com componente direcional associada ao movimento dos blocos;

4. associação entre falhas transcorrentes e falhas normais de movimento oblíquo, em arranjos do tipo flor negativa;

5. falhas inversas, com movimento de encurtamento reativando falhas normais (Figuras 24 E e F);

6. falhas normais associadas ao processo sedimentar, marcando falhas sindeposicionais ou de crescimento, afetando os pacotes sedimentares inferiores (Figura 24H);

7. zonas de bandas de deformação, isoladas ou associadas a zonas de fraturamento intenso (Figura 24 G).

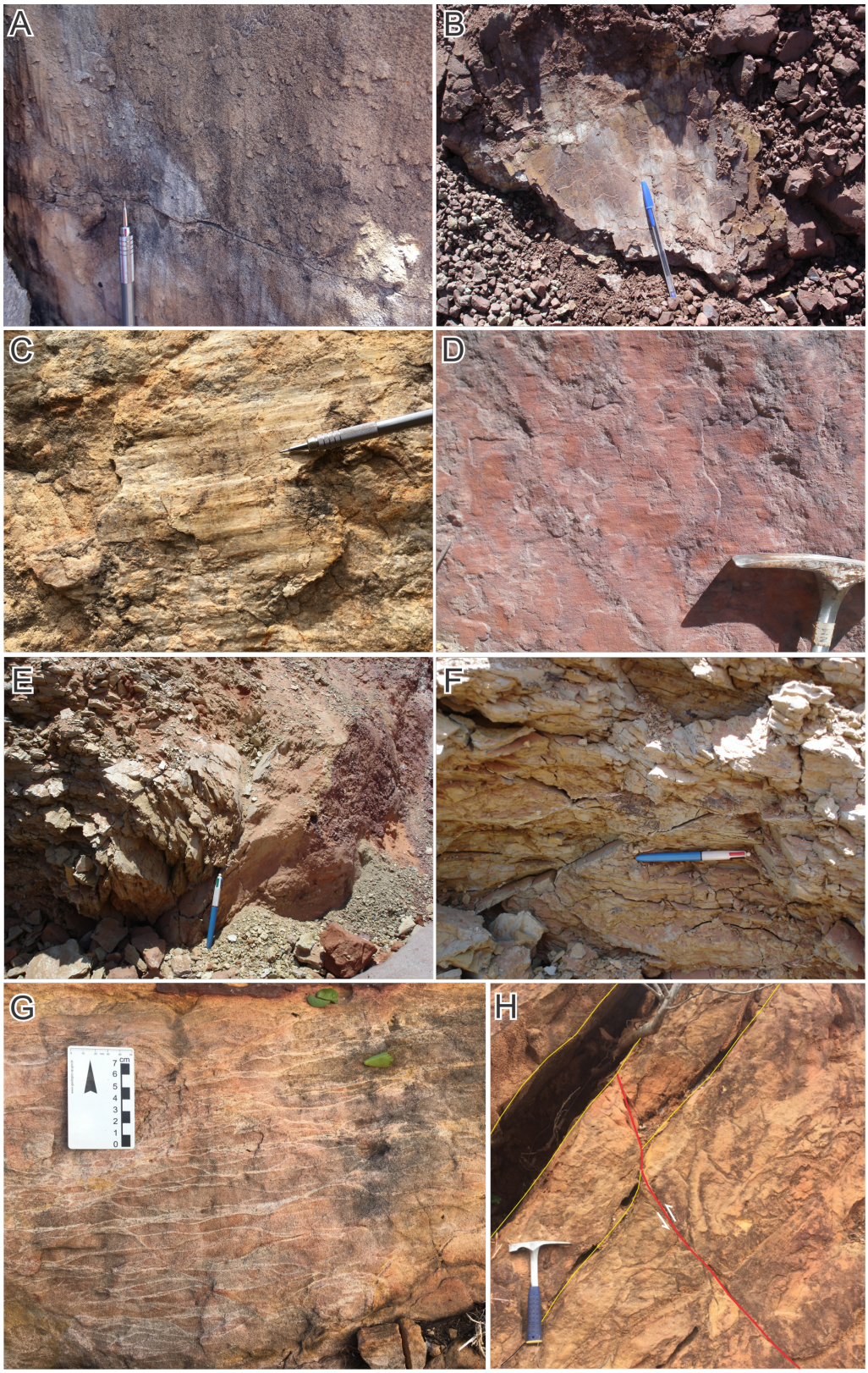

Figura 24. Prancha de fotos mostrando falhas, planos de falha, estrias e bandas de deformação. A: Plano de falha normal com preenchimento de sílica e degraus bem acentuados. B: Plano de falha normal estriado com desenvolvimento de *slickensides.* C: Plano de falha direcional dextral estriado. D: Plano de falha direcional dextral com degraus de falha. E – falha inversa com dobra de arrasto associada F: Falha inversa. G: Bandas de deformação. H. Falha de crescimento em pacote com estratos rotacionados da Formação Abaiara.

Os resultados obtidos na análise estrutural do padrão de fraturamento, na distribuição das unidades sedimentares da fase rifte e no reconhecimento de estruturas sindeposicionais permitiram separar as falhas em três conjuntos principais. O agrupamento estrutural encontra respaldo nas reconstruções dos eixos de paleotensões e os conjuntos de falhas permitem uma interpretação de dois principais eventos tectônicos que ocorreram durante a evolução da fase rifte da Bacia do Araripe e um evento imediatamente posterior que foram classificados como: fase rifte; inversão da bacia e deformação pós-rifte. A fase rifte teria atuado do Jurássico superior até o Cretáceo inferior, e corresponde aos andares locais Dom João, Rio da Serra e Aratu. A Inversão da bacia é o evento que foi ativo no Cretáceo Inferior e corresponde aos andares locais Buracica e Jiquiá. Por fim a Deformação Pós-Rifte se refere ao evento que foi ativo também no Cretáceo Inferior a partir do andar Alagoas local.

A fase rifte da Bacia do Araripe é interpretada neste trabalho como tendo se iniciado durante a deposição dos primeiros sedimentos da Formação Brejo Santo, há cerca de 150 Ma, durante o Andar Dom João, Jurássico Superior e segue ativo pelos andares locais Rio da Serra e Aratu, finalizando com o processo de inversão da bacia a cerca de 130 Ma. O início da deposição da Formação Barbalha por volta de 115 Ma durante o Andar Alagoas marca o início do segundo evento de subsidência e também da fase pós-rifte I. As datações para tais formações foram obtidas de interpretações de trabalhos anteriores (e.g. Arai, 2006; Coimbra et al., 2002; Arai e Assine, 2020) e serão complementadas com trabalhos que ainda estão sendo elaborados e corroboram o arranjo estrutural obtido com a medida das falhas e suas relações de corte. Tal procedimento possibilita o agrupamento cronológico das unidades litoestratigráficas e a sua correlação com a cronologia dos eventos tectônicos aqui descritos.

7.2 Artigo 1 - Transtensão intraplaca durante a ruptura do Gondwana: dois regimes tectônicos contrastantes no Juro-Cretáceo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil

Intraplate transtension during the Gondwana break-up: two contrasting tectonic regimes in the Juro-Cretaceous Araripe basin, Northeastern Brazil

Resumo

A Bacia do Araripe, localizada no interior do Nordeste do Brasil, evoluiu em contexto intraplaca durante os estágios de fragmentação do Gondwana. Essa bacia ilustra uma complexa geometria tridimensional associada a um sistema rifte com controle exercido pela estruturação herdada do embasamento pré-cambriano, e pela tectônica direcional com a reativação das zonas de cisalhamento, sendo a principal delas a Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ). O objetivo foi entender o forte controle da tectônica direcional no quadro evolutivo da fase rifte da bacia, associado a processos intracontinentais de reativação dos cinturões de cisalhamento, durante a ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Com base na coleta sistemática de dados de campo, os resultados mostram uma importante influência de tectônica direcional na evolução da bacia, caracterizada por três conjuntos principais de falhas que, associados a deformações sin-sedimentares, indicam três estágios tectônicos distintos, sendo dois períodos de subsidência e um de leve inversão. Fase rifte: o primeiro evento foi controlado pela reativação da Zona de Cisalhamento de Patos de modo sinistral com falhas direcionais E-W e falhas normais e oblíquas NE-SW, configurando um sistema em "rabo de cavalo" distensivo com horstes e grabens alternados. O resultado de esforços foi σ1 NE-SW/suborizontal, σ2 vertical e σ3 NW-SE/suborizontal que representam um regime tectônico sinistral transtrativo. Esse estágio tectônico foi regido pelos reflexos intraplaca dos esforços que estavam atuando na abertura da Margem Leste Brasileira. Os registros estratigráficos associados a esse evento são as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara, depositadas entre o Neojurássico (Thitoniano?) e o Eocretáceo (Hauteriviano?). Fase de inversão da bacia: o segundo estágio registra leve inversão na bacia, reconhecido como um evento compressivo com σ1 suborizontal e na direção NW-SE, invertendo falhas normais NE-SW e, no quadro regional, promovendo erosão e/ou não deposição de sucessão sedimentar correspondente aos andares Aratu, Buracica e Jiquiá, do Eo-Hauteriviano até o fim do Barreamiano. Deformação pós-rifte: o terceiro estágio marca a instalação definitiva do sistema de tensão transcorrente dextral responsável pela abertura da Margem Equatorial, que se propaga para ambiente intraplaca como transtrativo dextral a partir da reativação dextral da PASZ, com desenvolvimento de falhas normais WNW-ESE controladoras da sedimentação da Formação Barbalha (Aptiano) e modificadoras do sistema rifte NE-SW. Nesse evento σ1 é novamente suborizontal agora na direção NW-SE e σ3 também suborizontal na direção NE-SW. Os eventos reconhecidos promoveram superposição de estruturas contrastantes, cujo quadro evolutivo

foi deduzido a partir do agrupamento das falhas sindeposicionais associadas às unidades litoestratigráficas. A evolução mostra forte influência da tectônica de ruptura do Gondwana no ambiente intraplaca, com dois quadros de reativações das estruturas pré-existentes no embasamento, projetada para o interior associada à Zona de Cisalhamento de Patos: o primeiro com reativação em sistema direcional sinistral associado à abertura da Margem Leste e projeção de leque transtensivo controlador da sedimentação da fase rifte; o segundo, após a compressão regional promover ligeira inversão da bacia, reativação com movimentação dextral decorrente da Abertura da Margem Equatorial e induzindo quadro transtensivo localizado. Assim, foi possível reconhecer a importância das estruturas do embasamento no controle da gênese e evolução da Bacia do Araripe, na sua deformação e na preservação de parte das suas unidades sedimentares.

Introdução

O papel das estruturas presentes no embasamento e do controle por elas exercido na origem e evolução de bacias do tipo rifte é de grande interesse (Ziegler, 1992, Ziegler and Cloetingh, 2004; Will and Frimmel, 2018), pois representa a resposta das rochas em relação aos esforços tectônicos refletidos para o interior das placas. Sua investigação permite compreender o papel das falhas na subsidência e formação dos ambientes sedimentares, sua preservação e sua evolução. A influência das estruturas preexistentes do embasamento, das anisotropias estruturais como a foliação, zonas de cisalhamento e fraturas, é ressaltada por vários autores (e.g. Corti et al. 2007; Bladon et al., 2015; Fossen and Rotervatn, 2016; Liesa et al. 2019), sendo até mesmo esperado que a orientação dos campos de esforços mude ao longo do tempo (Liesa et al. ,2019).

Os riftes antigos registram história evolutiva prolongada, durante a qual atuaram várias fases tectônicas. Estruturas extensionais sin-rifte podem ter sido reativadas e/ou superimpostas por novas feições, preservando quadros mais complexos e menos conhecidos, cuja investigação por um lado requer mais atenção do ponto de vista da investigação e, por outro, permite melhor compreensão do papel das estruturas na formação, deformação e preservação dos registros sedimentares associados.

Os riftes intracontinentais do interior do Nordeste do Brasil providenciam bons exemplos para a investigação sobre a origem e preservação de estruturas formadas por diferentes estilos tectônicos. Essas bacias ilustram geometrias tridimensionais de sistemas de riftes com todo o controle exercido pelo arcabouço estrutural do embasamento pré-cambriano/neopaleozoico e também os registros cronoestratigráficos da ruptura do Gondwana (Matos, 1999). A Bacia do Araripe é uma das mais extensas e completas entre as bacias

mesozoicas do interior do Nordeste do Brasil e o seu registro estrutural e sedimentar está também relacionado aos eventos de abertura da Margem Leste e Margem Equatorial do Oceano Atlântico Sul.

Os eventos tectônicos atuantes na fragmentação do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul foram responsáveis pela geração de uma série de bacias tipo rifte ao longo da Margem Continental Brasileira. A ruptura do Gondwana reativou antigas estruturas do embasamento pré-cambriano na região Nordeste do Brasil (Hackspacker e Legrand, 1989; Brito-Neves, 1990; Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Magnavita e Silva, 1995; Gomes et al., 2000) e tal estágio ficou registrado na evolução de muitas das bacias interiores (Assine, 1990, 1996; Brito Neves et al. 2000). Essas bacias apresentam registros evolutivos complexos pois evidenciam distintas fases tectono-sedimentares associadas a uma ou mais fases rifte (Ponte et al., 1978; Chang et al., 1992; Cainelli & Mohriak, 1999; Milani et al., 2007).

Estudos estruturais mostram que a deformação rúptil na Bacia do Araripe é claramente controlada por estruturas do embasamento. Essa deformação ocorre por meio de processos de reativação das zonas de fraqueza herdadas pela tectônica Brasiliana-Pan Africana (Jardim de Sá, 2001, Vasconcelos et al., 2019 e 2020). As falhas normais constituem o quadro principal de formação e controle da sedimentação, conforme apresentado por Assine (1990), Matos (1992), Ponte e Ponte Filho (1996), porém o ajuste ao quadro transcorrente é muito importante na evolução tectônica regional, já reconhecido anteriormente por Morales et al. (2006), Rosa et al. (2019), Fambrini et al. (2019) e Celestino et al. (2020).

O objetivo deste artigo é apresentar o forte controle da tectônica direcional no quadro evolutivo da fase rifte da Bacia do Araripe, associado a processos intracontinentais de reativação dos cinturões de cisalhamento, durante a ruptura do paleocontinente Gondwana e na época de abertura do Oceano Atlântico Sul.

Contexto Geológico

A Bacia do Araripe está inserida no Domínio Central (Zona Transversal) dos terrenos pré-cambrianos da Província Borborema, localizada entre as bacias Potiguar, Parnaíba e Tucano-Jatobá e limitada a norte pela Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ) e a sul pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (PESZ) (Brito Neves et al., 2000) (Figura 1). A PASZ apresenta forte orientação próxima a EW com trechos em geometria sigmoide, marcante ramificação em "rabo de cavalo" e traços projetados para SW em direção ao embasamento da Bacia do Araripe. Sua evolução principal é datada do final do Neoproterozoico, com falhas reativadas durante o Jurássico e Cretáceo (Brito Neves et al., 2000; van Schmus et al. 2008). A

PASZ pode ser correlacionada com a Zona de Cisalhamento do Leste da Nigéria, no oeste africano, sendo que ambas compunham a mesma zona de cisalhamento durante a existência do paleocontinente Gondwana (Viegas et al. 2014).

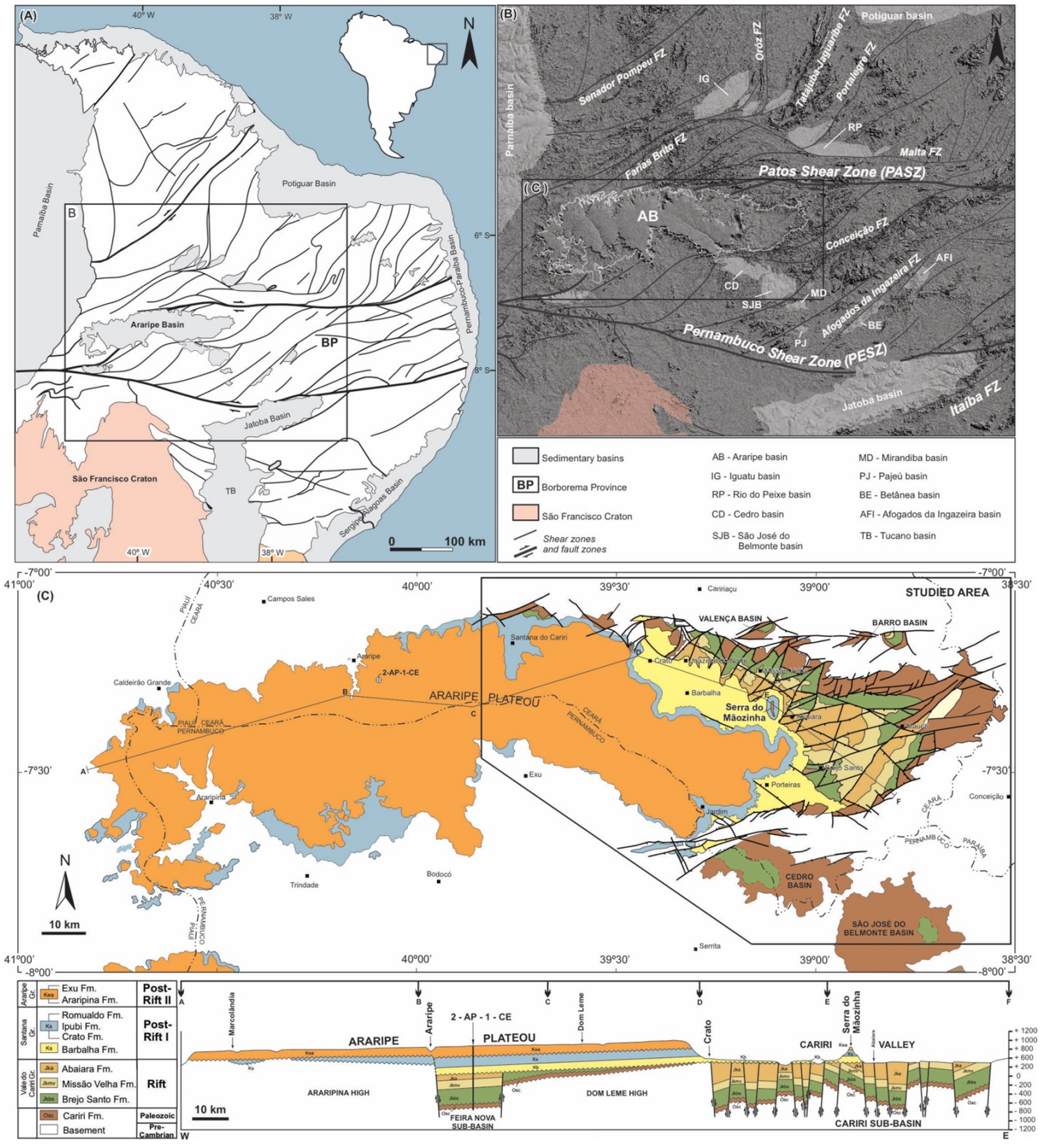

Figura 1. (A). Mapa dos principais domínios geológicos da região Nordeste do Brasil com a localização da Província Borborema (BP) e a distribuição das principais bacias sedimentares e zonas de cisalhamento. (B). detalhe da área próxima à Bacia do Araripe e as zonas de cisalhamento que a limitam a Norte (PASZ) e a Sul (PESZ), sobre o MDE construído em imagens Landsat-SRTM de 30m de resolução. (C) Mapa geológico e seção geológica da Bacia do Araripe (Fonte: Modificado de Assine, 2007).

Embasamento pré-cambriano

O arcabouço tectônico da Província Borborema (Almeida et al., 1977) é representado por um conjunto de ortognaisses e sequências supracrustais metamorfisadas, além de muitas intrusões plutônicas, entrecortados por zonas de cisalhamento estruturadas no final do Neoproterozoico (Brito Neves 1975, Almeida et al. 1976, Jardim de Sá et al. 1992, Jardim de Sá 1994, Santos 1996).

O arranjo tectônico principal é associado à orogenia Brasiliana-Pan Africana, responsável pela reorganização das assembleias de rochas mais antigas e dos diferentes blocos tectônicos (Brito Neves et al., 2000, Brito Neves and Fuck, 2013). A distribuição desses terrenos se ajusta a um sistema de estruturas de direção EW e NE-SW seguindo o *trend* das zonas de cisalhamento. O Lineamento Transbrasiliano (TBSZ) apresenta 3000 km de extensão (da Argentina até o noroeste do Ceará) (Cordani et al., 2013) que representa uma zona de subducção do Neoproterozoico (Ganade de Araújo et al., 2016) de onde se ramificam as zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco que juntas formavam a Província Borborema-Benin Nigéria (Matos et al, 2021). São diversos os registros geológicos e estruturais (e.g. Senant e Popof, 1991; Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Destro et al., 2003; Cordani et al., 2009) que associam a reativação das principais zonas de cisalhamento do pré-cambriano no Nordeste do Brasil com o controle de formação das bacias interiores.

As zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco cortam a Província Borborema de leste a oeste e condicionam entre seus limites a ocorrência de parte das bacias mesozoicas tipo rifte da região. A Zona de Cisalhamento de Patos representa o limite entre domínios tectônicos regionais constituindo um importante lineamento de escala continental, com largo cinturão milonítico (Vauchez et al. 1995; Corsini et al, 1991; Neves and Mariano, 1999). A PASZ apresenta direção aproximada EW, com muitos traços estruturais internos anastomosados e sigmoides. A assimetria interna regional e os arranjos cinemáticos apontam sistematicamente para tectônica transcorrente dextral. Além disso, controla o limite norte da Bacia do Araripe (Figura 1B) e em sua porção ocidental, exibe arranjo de ramificação acentuado do tipo "rabo de cavalo", com traços estruturais se projetando no rumo SW, para baixo dos sedimentos da Bacia do Araripe.

As estruturas de direção E-W se interpuseram para a continuidade dos processos de rifteamento, acomodando as diferenças de tensões entre os blocos sul e norte (Matos, 1987 e Pontes et al., 1991). A análise regional mostra que o controle estrutural para a formação das bacias ocorreu não somente na Bacia do Araripe, mas também em outras bacias do interior do

Nordeste do Brasil. As direções E-W e NE-SW coincidem e se ajustam às estruturações herdadas do embasamento.

Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe é uma das mais importantes bacias interiores do Nordeste do Brasil. Ela se estende por uma área de aproximadamente 9000km^2 e apresenta um dos mais completos registros estratigráficos de uma bacia mesozoica no interior do Brasil. A bacia é reconhecida por uma feição geomorfológica chamada Chapada do Araripe que apresenta encostas erosivas íngremes e topo plano com mergulho suave para oeste (Morales & Assine, 2015; Peulvast & Bétard, 2015), sustentada pelos sedimentos pós-rifte.

Sobre o embasamento pré-cambriano ocorre preservada uma unidade paleozoica que é anterior à formação da Bacia do Araripe (Braun, 1966; Ghignone, 1979), denominada Formação Cariri por Beurlen (1962). A Formação Cariri aflora na porção leste da bacia, no seu entorno e próximo às bordas. Ela é composta de arenitos imaturos, de granulação média a grossa, com grãos angulares a subangulares e esparsas intercalações de níveis de siltito e arenito fino, normalmente no topo. Ocorrem também camadas de ortoconglomerados, mais comuns na base, onde incluem fragmentos líticos do embasamento, de quartzo e clastos de feldspato bem preservados, interpretadas como depósitos de um sistema fluvial entrelaçado (Assine, 1992, 2007; Arai, 2006; Batista et al., 2012; Silvester et al., 2017). Essa unidade é considerada como parte de uma Sequência de Sinéclise (Eo-paleozoica) que apresenta afinidade litológica e de direção de paleocorrentes com unidades como a Formação Tacaratu (Bacia de Tucano-Jatobá) a sul (Carvalho et al. 2018) e as unidades correlatas ao Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba (Formação Ipu e Formação Jaicós) (Cerri et al., 2020, 2021).

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Araripe é constituído por sequências sedimentares limitadas por discordâncias regionais que hoje representam um registro fragmentado de embaciamentos gerados por ambientes tectônicos distintos (Assine, 2007; Scherer et al., 2014). Segundo esses autores e o que foi adotado para este trabalho as unidades sedimentares da bacia são, da base para o topo (Figura 1C): Formação Brejo Santo e Formação Missão Velha; Formação Abaiara que pertencem a sequência rifte (Scherer et al., 2014); Formação Barbalha, Formação Crato e Formação Romualdo da sequência pós-rifte I (Assine, 2007, 2014); Formação Araripina e Formação Exu da sequência pós-rifte II (Assine, 2007).

As unidades sedimentares que compõem a sequência rifte da bacia afloram na porção leste, classificada como sub-bacia do Cariri. Na porção centro oeste tais unidades estão depositadas na sub-bacia Feira Nova e não afloram, sendo recobertas pelas sequências pós-rifte

I e II. Somente são reconhecidas por métodos geofísicos e por amostragem pelo poço 2-AP-1-CE (Figura 1C).

As sub-bacias Cariri e Feira Nova são estruturadas por falhas de direção NE e WNW. A estruturação dessas bacias é atribuída à propagação continuada dentro dos eventos tectônicos relacionados ao rifteamento das margens Leste e Equatorial Atlântica Sul (Assine, 1990; Matos, 1992; Ponte e Ponte Filho, 1996).

A sequência estratigráfica inferior da Bacia do Araripe (Sin-Rifte I de Chang et al., 1988 ou Pré-Rifte de Assine, 2007, Rifte de Scherer et al., 2014) é constituída pelas formações Brejo Santo e Missão Velha, depositadas durante o Jurássico Superior (Arai, 2006; Arari e Assine, 2020). A Formação Brejo Santo tem espessura máxima de 450 m, constituída por folhelhos e lamitos vermelhos, associados a sedimentação em ambiente lacustre. A Formação Missão Velha tem espessura máxima de cerca de 200 m e é composta de arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos e/ou caoliníticos, localmente conglomeráticos, portadores de abundantes troncos e fragmentos de madeira silicificada (Assine, 2007). Sua associação de fácies é interpretada como sendo de planícies fluviais de sistemas entrelaçados caracterizados por canais rasos e de alta energia. Tanto a Formação Brejo Santo quanto a Formação Missão Velha são posicionadas no Andar Dom João (NRT-001), atribuído ao Jurássico Superior (Figura 2) (Cesero et al., 1972 apud Cesero e Ponte, 1997; Arai, 2006).

O pacote estratigráfico seguinte representa a Formação Abaiara (sequência Sin-Rifte II Chang et al., 1988 ou Rifte de Assine, 2007 e Scherer et al., 2014, Berriasiano a Hauteriviano). Essa formação é constituída por folhelhos sílticos e siltitos vermelhos, com intercalações de arenitos e pacotes de conglomerados polimíticos. Estruturas deformacionais sin-sedimentares, como dobras convolutas, são algumas das evidências de tectônica sin-deposicional. Intercalados aos arenitos ocorrem camadas decimétricas a métricas de folhelhos verdes papiráceos que frequentemente portam ostracodes. As associações de fácies descritas para esta unidade e o seu conteúdo fossilífero indicam uma sedimentação em tratos deposicionais continentais, em um cenário de lagos rasos que são paulatinamente substituídos por sistemas deltaicos e planícies fluviais e canais entrelaçados (Assine, 2007; Scherer et al., 2014).

Não são encontrados na bacia registros sedimentares pertencentes aos andares Buracica e Jiquiá e são restritos os afloramentos de fácies de conglomerados de leques aluviais dominados por fluxos de detritos, mesmo ocorrendo falhas com rejeitos que podem alcançar 1000 m. Segundo Assine (2007) a interpretação para tal estruturação rúptil é de que mesma foi dominantemente modificadora, possivelmente relacionada a um segundo pulso da fase rifte. Ainda segundo Assine (2007) esse segundo evento não seria o responsável pela criação espaço

de acomodação significativo, mas causou o basculamento generalizado das unidades mais antigas que hoje se encontram preservadas nas sub-bacias Cariri e Feira Nova. O mesmo autor levanta a possibilidade de o intervalo de tempo sem registro sedimentar ser produto de processos tectônicos modificadores que causaram erosão dos blocos altos e peneplanização do relevo que posteriormente foi recoberto pelas unidades da sequência pós-rifte I e em seguida pós-rifte II.

A sequência pós-rifte I é composta pelas formações Barbalha, Crato, Ipubi e Romualdo Essa sequência pertence ao Andar Alagoas e está dividida, sob a ótica da estratigrafia de sequência, em três sequências deposicionais (Assine et al. (2014). A Formação Barbalha é a primeira unidade da fase pós-rifte I e é composta de arenitos com intercalação de folhelhos de coloração avermelhadas e de camadas delgadas de conglomerados. Os arenitos são finos a médios, que invariavelmente apresentam estratificação cruzada planar ou acanalada. O empilhamento estratigráfico dessa unidade compreende dois ciclos fluviais com granodecrescência ascendente, cujos topos são marcados por intervalos pelíticos carbonáticos lacustres. O primeiro ciclo se encerra num intervalo de folhelhos orgânicos pretos ricos em matéria orgânica (Spigolon et al., 2015), intercalados com carbonatos lacustres ricos em lâminas microbianas, ostracodes, restos de peixes (*Dastilbes elongatus*) e fragmentos vegetais (Varejão et al., 2016) que é denominado "Camada Batateira" (Hashimoto et al. (1987))

Para completar a estratigrafia da Bacia do Araripe temos a sequência pós-rifte II que corresponde aos depósitos aluviais neocretáceos que são divididos em duas unidades com características litológicas distintas, separadas por uma discordância erosiva. As unidades são denominadas Formação Araripina e Formação Exu.

Dados e Métodos

A coleta dos dados ficou concentrada na porção leste da Bacia do Araripe (Sub-Bacia Cariri) e embasamento adjacente. Esse critério foi utilizado devido à maior ocorrência de afloramentos com exposições de registros geológicos que mostram sobre a tectônica e a sedimentação durante os estágios iniciais de evolução da bacia. A área de estudo foi trabalhada utilizando-se mapas geológicos preexistentes, imagens de satélite fornecidas pelo Google Earth® e SRTM com 30 m de resolução para a confecção de modelos digitais de elevação (MDE), com o objetivo de mapear os lineamentos morfoestrutrais e identificar possíveis falhas. Foram usadas imagens da família Landsat – SRTM (*Shuttle Radar Topagraphy Mission*) para a investigação dos dados de lineamentos topográficos utilizando as técnicas de sombreamento

(Onorati et al., 1992; Salamuni et al., 2004). As técnicas aplicadas permitiram a criação de Modelos Digitais de Elevação (MDE) com diferentes direções de iluminação conforme método adotado por Liu (1984 e 1987).

As pesquisas de campo foram conduzidas de forma a mapear as unidades litoestratigráficas que afloram em toda a porção leste da bacia na escala de 1:100.00, e para coletar os dados estruturais de forma sistemática. Durante os trabalhos de campo foram coletadas as atitudes dos planos de falha (direção do mergulho do plano e mergulho do plano), orientação do deslizamento (estria e mergulho da estria), sentido do deslizamento (e.g. Doblas, 1998; Petit, 1987; Tjia, 2014), baseado em técnicas e critérios de análise estrutural para regiões fraturadas. Populações de falhas sindeposicionais possibilitam a datação direta dos eventos tectônicos e por isso foram utilizadas ostensivamente nesta análise assim como as deformações sin-sedimentares que foram classificadas como associadas ou não à atividade tectônica, segundo critérios propostos por Owen & Moretti (2011) e Moretti et al. (2014).

No mapeamento geológico-estrutural na escala de 1:100.000 foram definidos os contatos entre as unidades litoestratigráficas Brejo Santo, Missão Velha, Abaiara e Barbalha, sedimentares ou tectônicos. O mapa representa a integração entre os dados disponíveis na literatura em trabalhos anteriores como de Assine (1990), (2007), Ponte e Ponte Filho (1996) e Scherer et al. (2014), e os dados coletados e rastreados neste trabalho (Figura 1C).

Para a análise estrutural foram estabelecidos critérios de coleta em campo e de tratamento dos dados buscando estabelecer uma ordem cronológica relativa. Assumiram-se os seguintes critérios:

- as populações de falhas sin-deposicionais forneceram datação direta dos eventos tectônicos analisados;

- foram separadas em conjuntos específicos as falhas que afetavam as unidades sedimentares e se limitavam ao topo ou à base de estratos;

- foi analisada a relação entre quantidade dos planos de falha, bem como a direção predominante (orientação preferencial) e a sua ocorrência em determinada unidade sedimentar para auxiliar na separação dos conjuntos e determinação dos eventos com cronologia relativa;

- para o estabelecimento de uma cronologia relativa entre os planos de falha foram analisadas e separadas em conjuntos as falhas que deformam partindo das unidades estratigraficamente mais recentes até as mais antigas.

- as falhas medidas no embasamento pré-cambriano e na Formação Cariri que foram consideradas neste trabalho, ocorrem próximas a borda da bacia, em contato por falha entre si

e com as unidades da fase rifte da bacia, e apresentam assinatura cinemática compatível com as falhas sin-sedimentares medidas no interior da bacia.

Os planos de falha foram separados em conjuntos onde se assumiu que:

- medidas em falhas de pequena escala de afloramento são representativas de esforços regionais e a rotação do bloco local não distorceu os campos de esforços significativamente;

- o material é homogêneo em larga escala, de forma que a inversão do plano de falha fornece a deformação infinitesimal, que pode ser diretamente ligada ao tensor de esforço principal;

- os dados coletados permitiram a separação em múltiplos eventos de esforços.

- os dados levantados foram corrigidos considerando a rotação dos pacotes sedimentares, previamente à reconstrução dos esforços causadores.

Os dados estruturais foram processados utilizando o método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977; Angelier, 1984) no software WinTensor (Delvaux e Sperner, 2003; Delvaux, 2012). Para essa análise assumiu-se que o resultado é a reconstrução dos eixos de paleotensão (Angelier, 1989) com a determinação da orientação dos eixos de tensão σ1, σ2 e σ3. Os princípios, as condições de aplicação e os limites do método foram descritos e discutidos em detalhe por Angelier (1984, 1989 e 1990).

Resultados

Falhas direcionais com movimentação tanto sinistral como dextral, falhas oblíquas e falhas normais são encontradas nas bordas norte e sul da bacia, afetando intensamente os arenitos da Formação Cariri e seu contato com as rochas do embasamento. Para o embasamento, os traços de falhas regionais têm orientação próxima a EW até ENE, e os dados de campo mostram orientação preferencial N60E para as falhas normais, N70E para as falhas transcorrentes sinistrais e N30E para as falhas transcorrentes dextrais (figuras 2 e 3). A coleta das medidas das falhas nas rochas cristalinas do embasamento pré-cambriano levou em consideração que as mesmas se encontravam em contato com as rochas sedimentares paleozoicas da Formação Cariri, próximas à borda da bacia e sua assinatura cinemática era compatível com as falhas coletadas nesta unidade.

O quadro mais interessante é o das falhas na Formação Cariri, tanto nos contatos com o embasamento quanto em falhas internas do pacote sedimentar. Predominam as falhas normais com rejeitos de mergulho, com orientação preferencial N50E/65SE, com mergulhos médios a altos para ambos os quadrantes (Figura 3a). Rejeitos oblíquos são comuns, associados a movimentos direcionais, como também são comuns as falhas transcorrentes sinistrais,

orientadas N60E a N70E (Figura 3b), e dextrais N30E verticais (mais comuns) (Figura 3c) e, subverticais (Figura 4). O arranjo é comum tanto nos afloramentos da borda norte quanto da borda sudeste da bacia, e os contatos com o embasamento são marcados pelas falhas associadas aos lineamentos principais E-W, como também WNW e ENE.

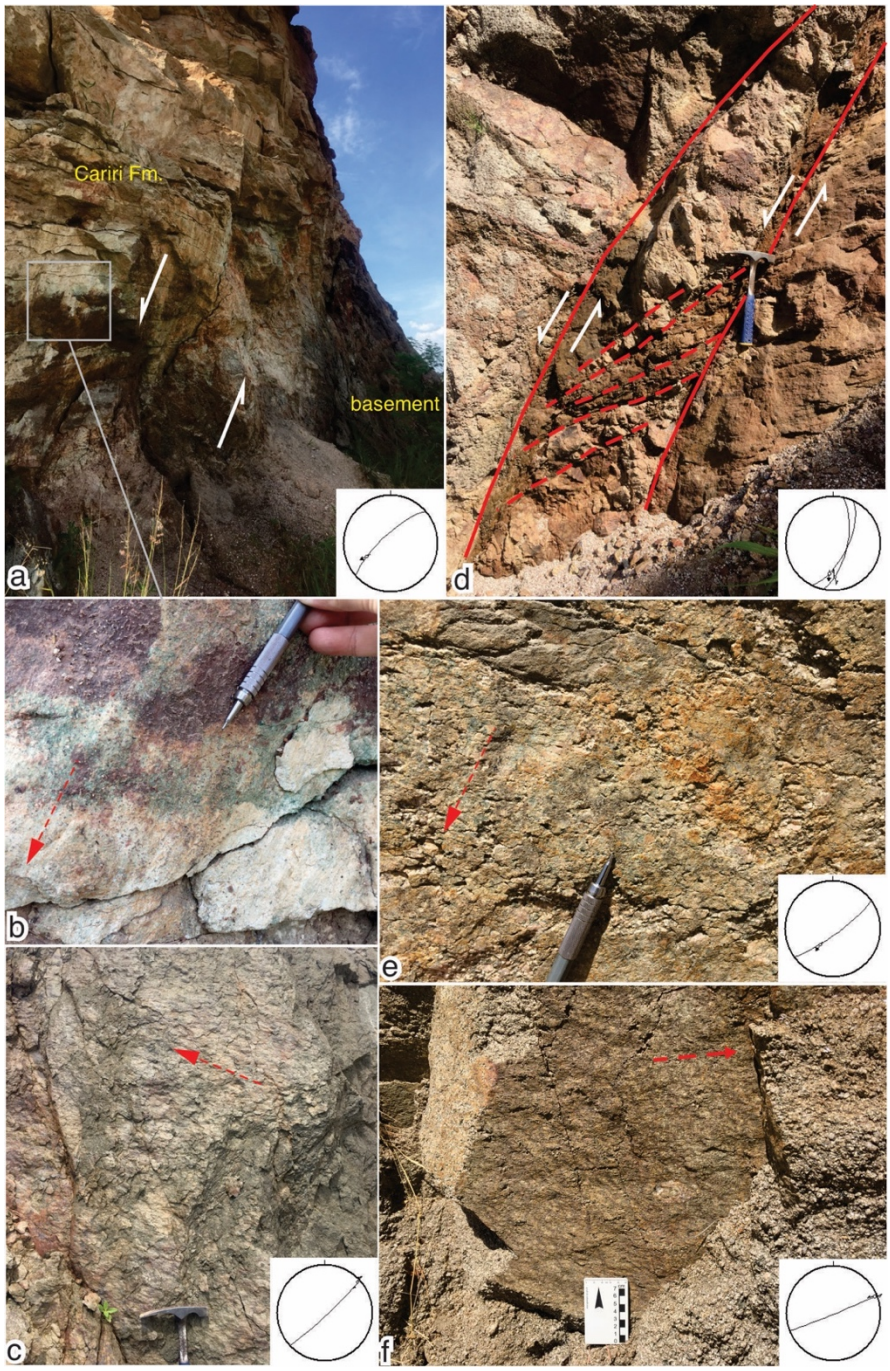

Figura 2. Aspectos de campo de estruturas do embasamento e contato com a Formação Cariri, e exemplos de indicadores cinemáticos das falhas. **a.** Contato por falha entre as rochas da Formação Cariri e granitos do embasamento. **b.** Detalhe do plano de falha (superfície estriada) nos arenitos. **c.** Plano de falha direcional dextral em granito do embasamento com detalhe da projeção em estereograma. **d**. Conjunto de falhas normais oblíquas com falhas menores conjugadas NE-SW e detalhe na projeção em estereograma. **e.** Plano de falha normal com

detalhe da projeção em estereograma. **f.** Plano de falha direcional sinistral com detalhe da projeção no estereograma.

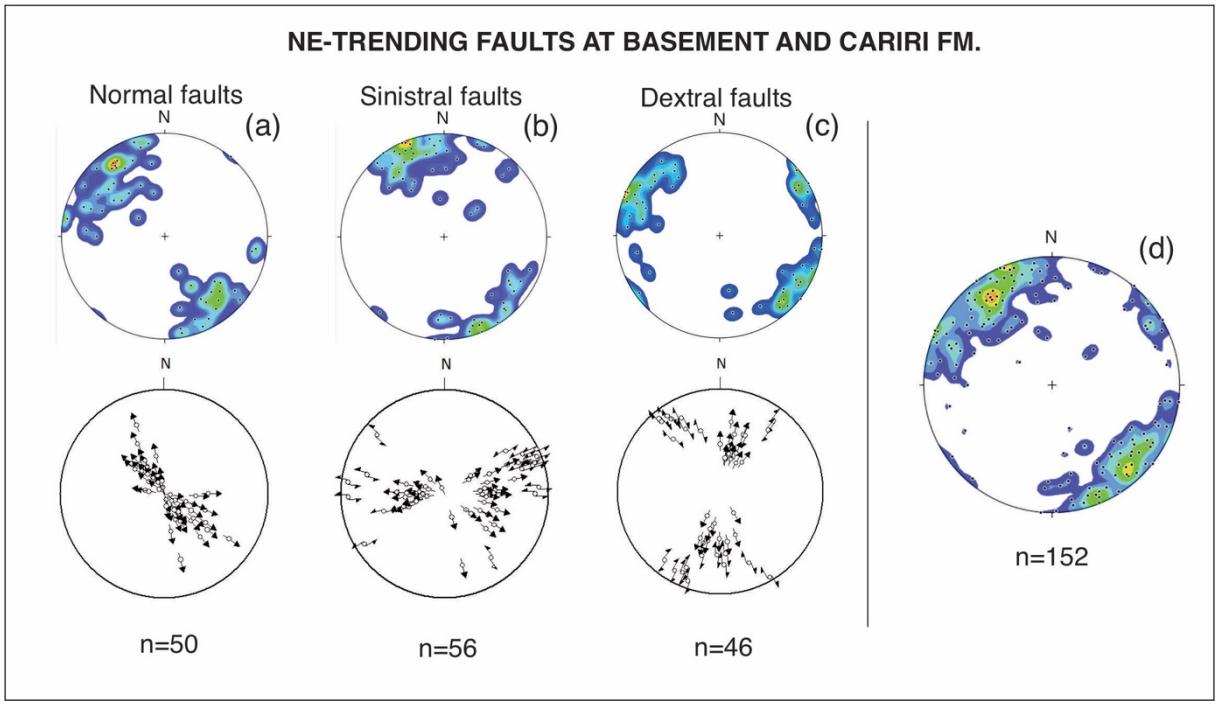

Figura 3. Estereogramas de igual área do hemisfério inferior com os diagramas de contorno das falhas NE acima e diagrama mostrando o sentido de deslizamento das estrias abaixo ((**a**) – (**c**)) para as falhas normais (**a**), sinistrais (**b**) e dextrais (**c**). (**d**) é o diagrama de contorno síntese mostrando todas as falhas NE medidas no embasamento e Formação Cariri.

No mapa geral da bacia (Figura 5) estão representados os diagramas de reconstrução dos eixos de paleotensão, separados em setores e construídos a partir das falhas coletadas nos afloramentos do embasamento pré-cambriano e na Formação Cariri. Os diagramas com as falhas normais apontam para um eixo de distensão principal NW-SE, arranjo este que se associa ao quadro tectônico interpretado para a formação de uma bacia do tipo rifte. Salienta-se, no entanto, que alguns diagramas apresentam σ1 suborizontal ou inclinado e σ2 vertical ou subvertical, indicando uma compressão com direção aproximada NE-SW e σ3 também horizontal. Esse arranjo dos eixos de tensão sugere a existência de uma tectônica direcional associada, com predomínio de distensão principal NW-SE, ou seja, uma transtração sinistral.

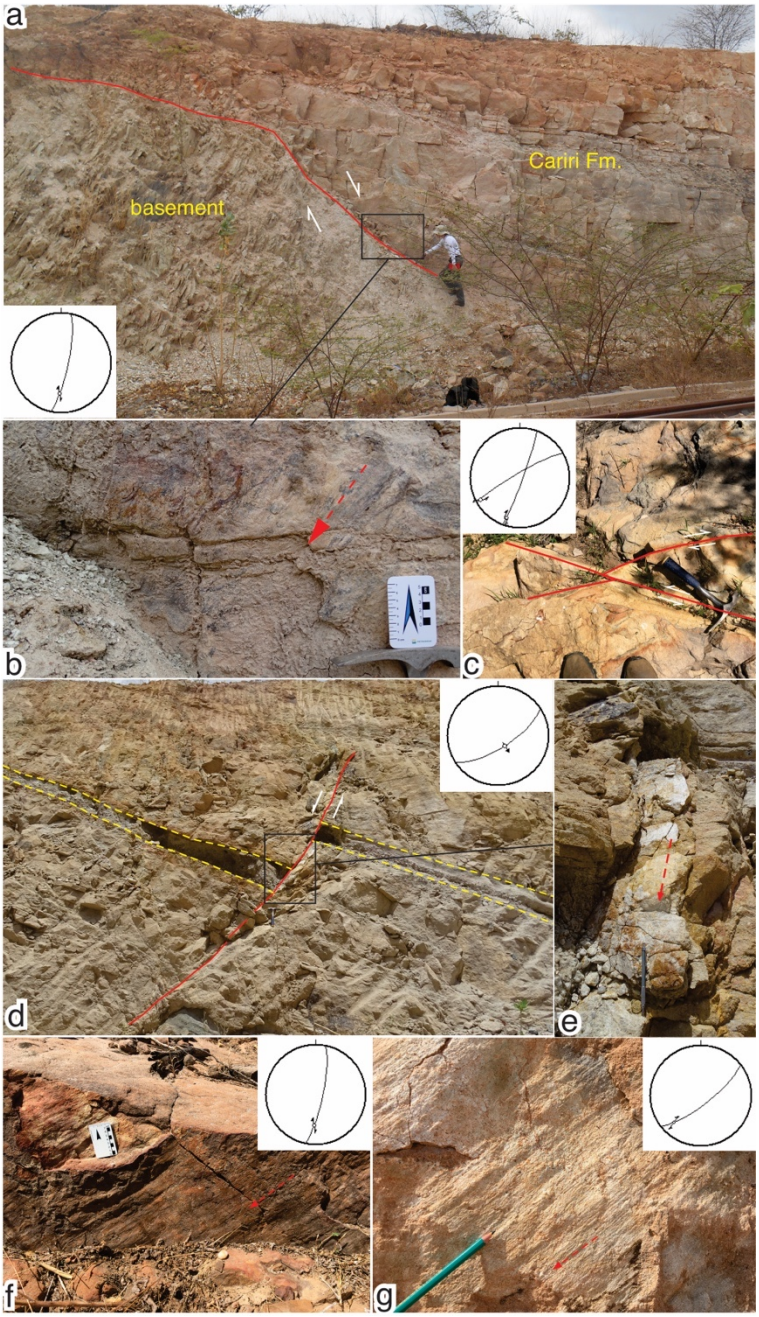

Figura 4. Aspectos de campo das falhas e indicadores cinemáticos na Formação Cariri e no contato com o embasamento. **a**. contato por falha dextral normal (oblíqua) entre o embasamento e Fm. Cariri e detalhe da falha em projeção em estereograma. **b**. detalhe do plano de falha de (**a**), com estria oblíqua. **c**. duas falhas direcionais N70E sinistral e N45E dextral. **d**. falha normal NE-SW com detalhe da projeção em estereograma. **e**. detalhe do plano da falha normal em (d). **f**. plano de falha dextral normal oblíqua NNE-SSW com detalhe da projeção em estereograma. **g**. plano de falha dextral normal oblíqua NE-SW com detalhe da projeção em estereograma.

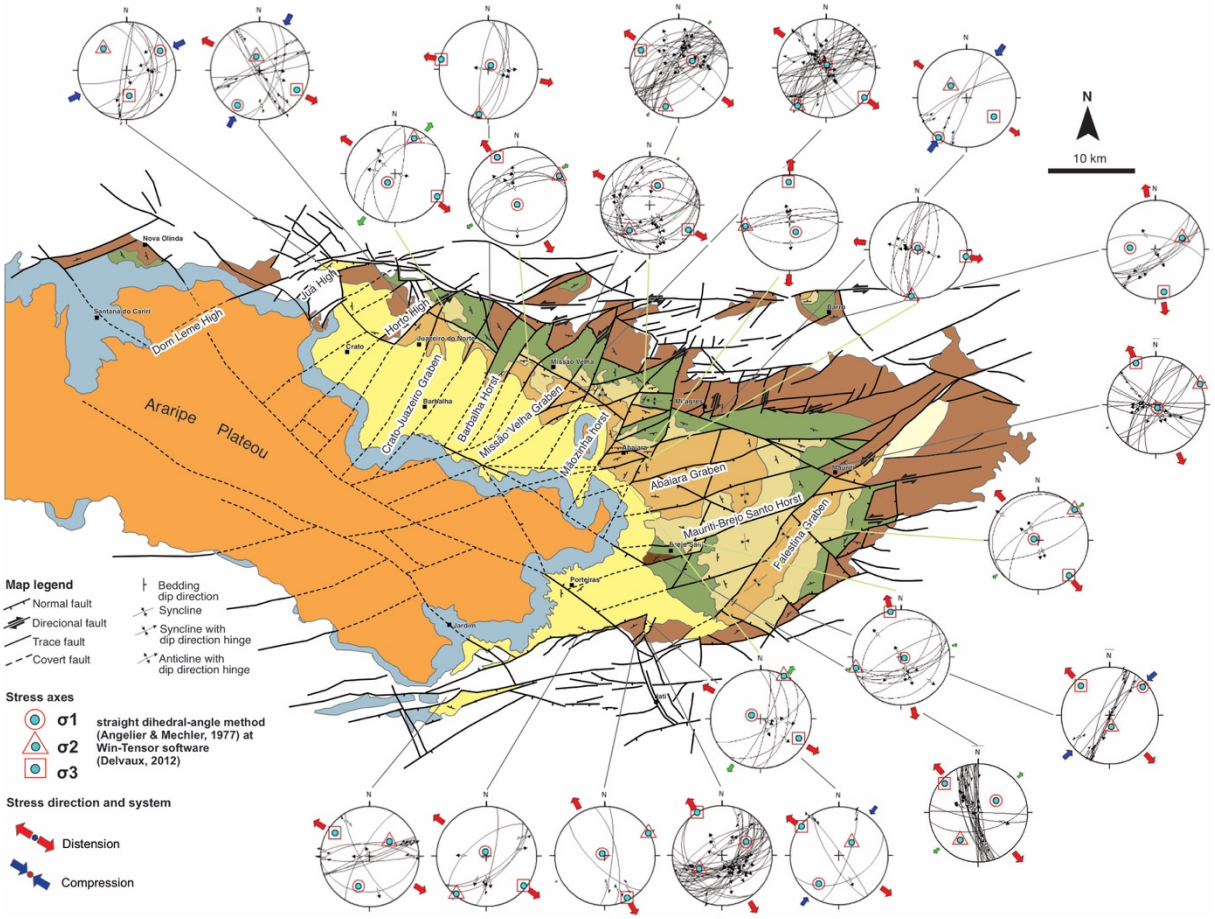

Figura 5. Mapa Geológico com os estereogramas de falhas e estrias e diagramas de eixos de paleotensão obtidos para os afloramentos das unidades sedimentares da fase rifte (diagramas internos) e das rochas do embasamento pré-cambriano e da Formação Cariri (diagramas externos) associados ao primeiro evento de subsidência da bacia. Legenda do mapa na Figura 1C.

O registro das falhas se inicia principalmente no contato entre as formações Cariri e Brejo Santo, sendo reconhecidas falhas sin-deposicionais com orientação NE-SW ao longo da Ferrovia Transnordestina (Figura 6). Em alguns afloramentos é possível observar variação da espessura das camadas associadas a falhas de crescimento, além da não continuidade delas para as camadas superiores. São encontradas também evidências de deformações sin-sedimentares (SSDS) (Figura 7) que ocorrem em determinados intervalos estratigráficos de forma sistemática e por toda a extensão do afloramento. As deformações ocorrem principalmente na interface das fácies mais argilosas com as fácies arenosas e conglomeráticas. Tais estruturas podem ser diápiros, estruturas em chama e dobras convolutas e complexas nas estratificações. O conjunto principal de falhas que deformam essa unidade apresenta orientação preferencial N80E com mergulhos variando entre 58° e 80° e estrias indicando movimento oblíquo e normal (Figura 8a).

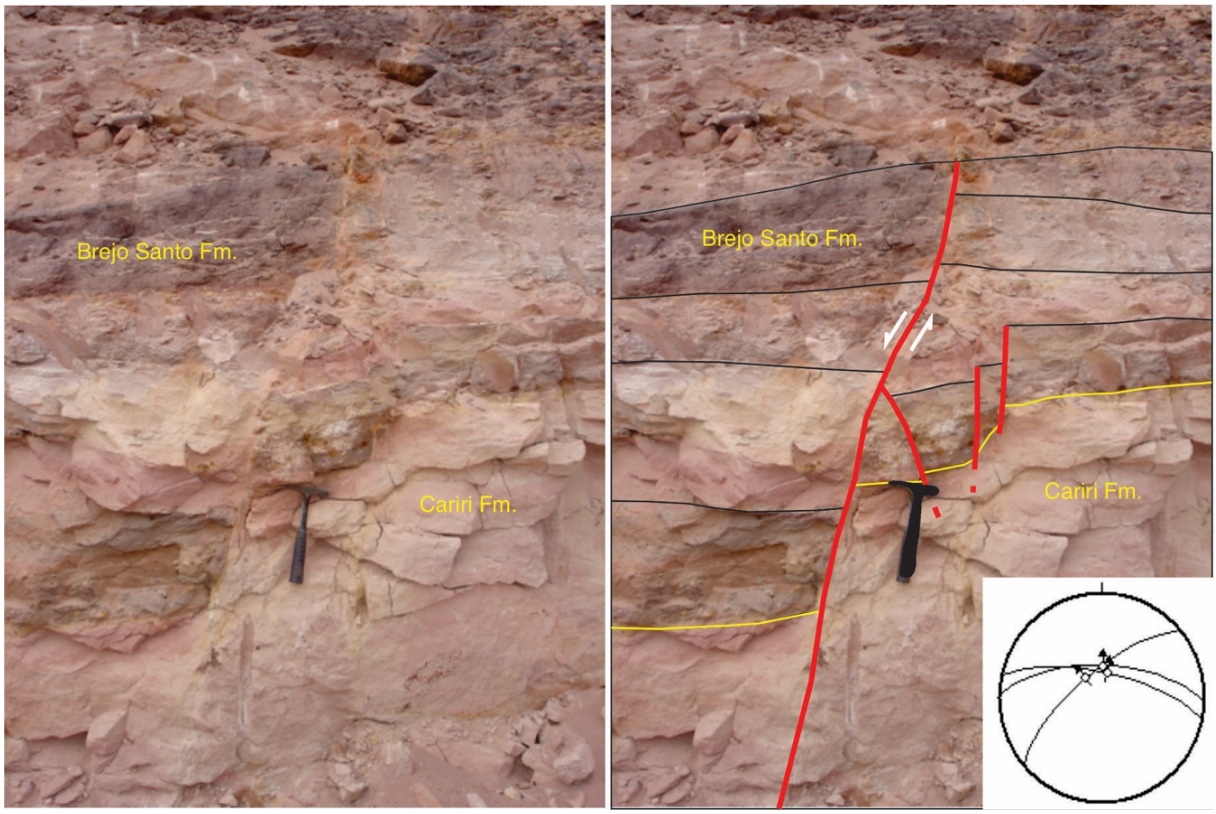

Figura 6. Aspecto em campo de falha sin-sedimentar e falhas conjugadas na porção basal da Formação Brejo Santo, no contato com a Formação Cariri com detalhe da projeção em estereograma, falhas e estrias.

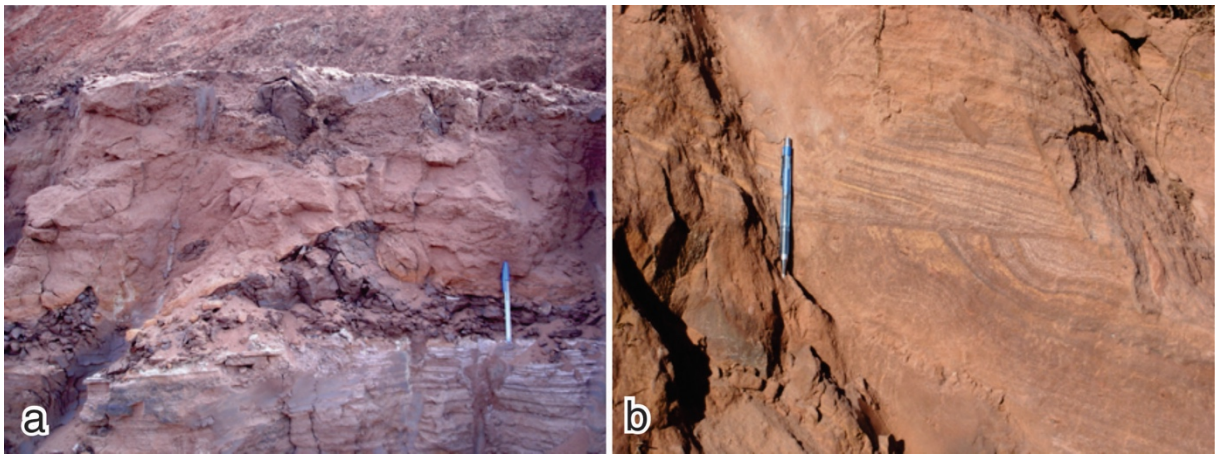

Figura 7. Aspectos em campo das estruturas de deformação sin-sedimentares que ocorrem na formação Brejo Santo. a. Diápiro de argila próximo da porção basal; b. Dobras complexas de estratificações cruzadas.

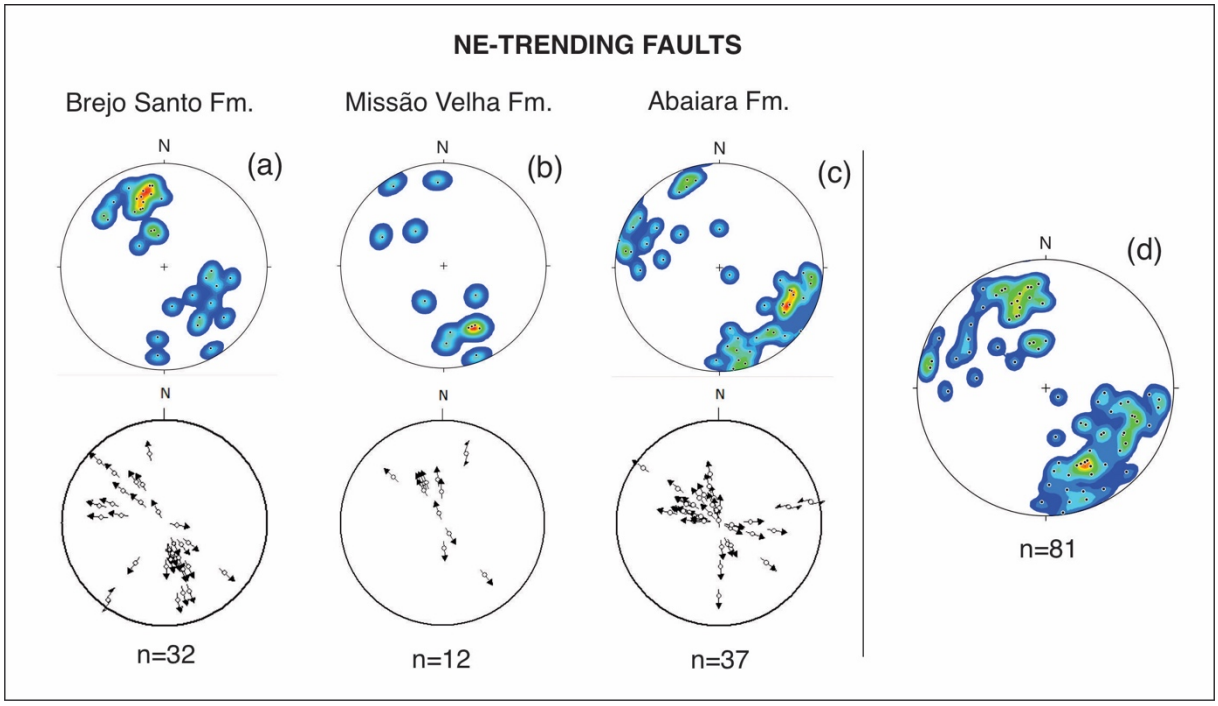

Figura 8. Estereogramas de igual área do hemisfério inferior das falhas das formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara com os diagramas de contorno das falhas NE acima e diagrama mostrando o sentido de deslizamento das estrias abaixo ((**a**) – (**c**)). (**a**) Falhas da Formação Brejo Santo, (**b**) Falhas da Formação Missão Velha e (**c**) Falhas da Formação Abaiara. (**d**) Diagrama de contorno síntese mostrando todas as falhas NE medidas nas três unidades.

Afetando os estratos da Formação Missão Velha ocorre um conjunto de falhas normais e normais oblíquas com orientação preferencial N70E com mergulhos variando entre 35° a 70° (Figura 8b), sendo algumas delas sin-sedimentares (Figura 9). Junto desse conjunto de falhas são encontradas dobras de arrasto associadas e variação local da inclinação do acamamento sedimentar. Feições sin-sedimentares como diápiros, estruturas em chamas, estruturas de escape de água, estrutura em bola e estratificação cruzada deformada com dobras convolutas e complexas constituem as SSDS descritas na Formação Missão Velha (Figura 10).

Na Formação Abaiara são registrados conjuntos de falhas normais e normais obliquas com orientação preferencial NE-SW (N30E, N65E e N80E) e mergulhos variando entre 60° a 85° (Figura 8c) e dentre elas falhas sin-sedimentares (Figura 11). Nos afloramentos dessas unidades é registrada grande quantidade de deformações sin-sedimentares (SSDS). Ao longo das exposições dessa formação é possível observar níveis restritos com estratificação cruzada deformada com dobras convolutas e dobras complexas (Figura 12b, 12c e 12e), estruturas de escape de água com rompimento da estrutura sedimentar (Figura 12a), estruturas de carga simples, diápiros, estruturas em chama (Figura 12d) e estrutura *dish* (Figura 12f). Nessa unidade

são mapeadas também falhas de crescimento restritas a determinados níveis e conjuntos de estratos (Figura 11) que apresentam orientação preferencial NE-SW. Assim como nas unidades subjacentes, na Formação Abaiara, o que predominam são as falhas normais e normais oblíquas com orientação preferencial NE-SW; localmente são descritas em arranjo de par conjugado e, muitas vezes, com rotação associada e rotação dos estratos.

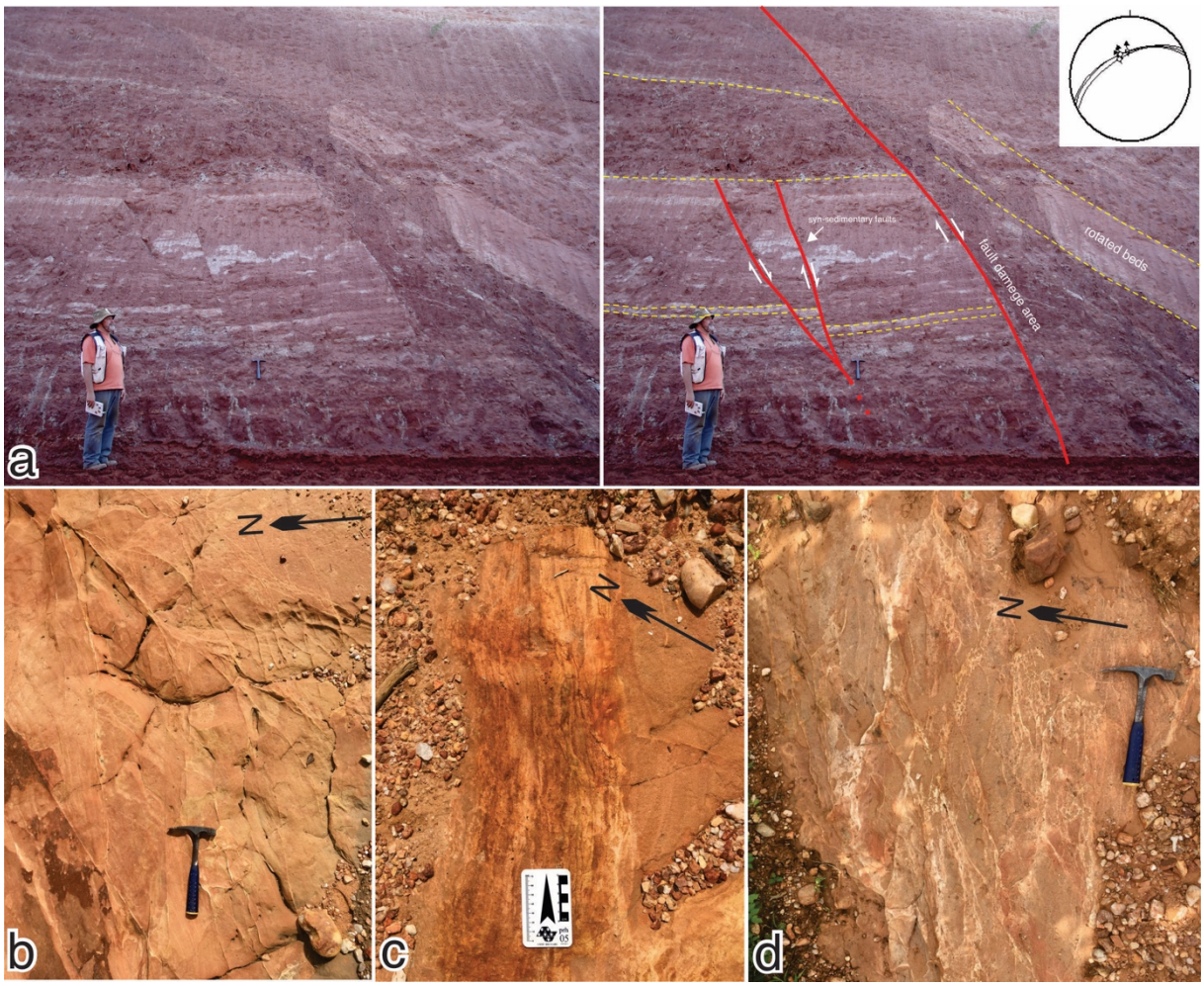

Figura 9. Aspectos em campo das falhas e bandas de deformação na Formação Missão Velha. **a**. Conjunto de falhas sin-deposicionais NE-SW e camadas rotacionadas associadas ao arrasto da falha e detalhe da projeção em estereograma. **b**. Bandas de deformação NE-SW. **c**. Área com concentração de bandas de deformação NE-SW. **d**. bandas de deformação NE-SW.

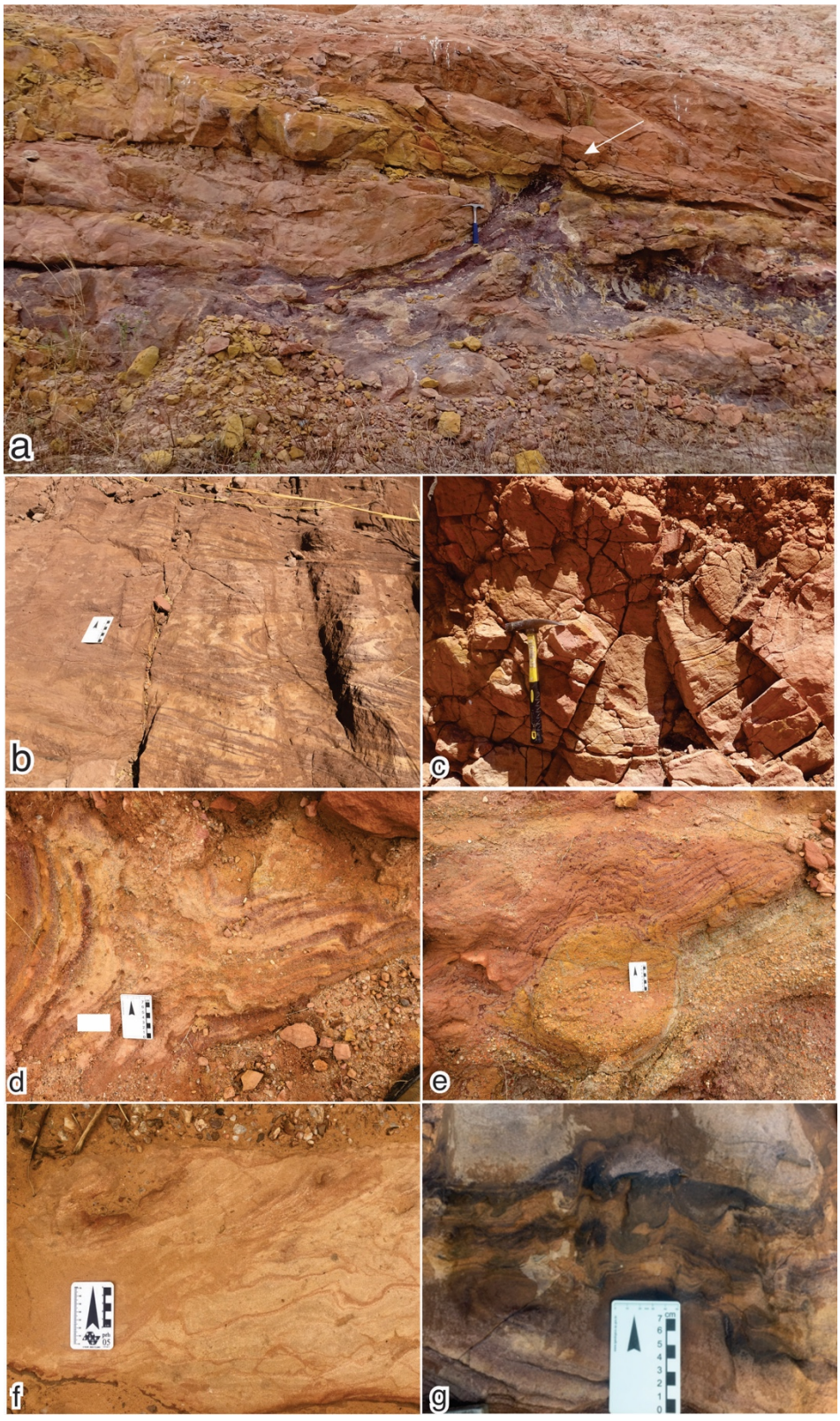

Figura 10. Aspectos em campo das estruturas de deformação sin-sedimentares que ocorrem na Formação Missão Velha. **a**. Estrutura de escape de água assimétrica em arenitos mostrando direção de fluxo para SSW; **b**. Dobras convolutas e isoclinais (recumbentes) em arenitos. **c**. Dobras complexas em arenitos. **d**. Dobras complexas em arenitos conglomeráticos. **e**. Estrutura em bola. **f**. Dobras complexas. **g**. Diápiros e estrutura intraestratais.

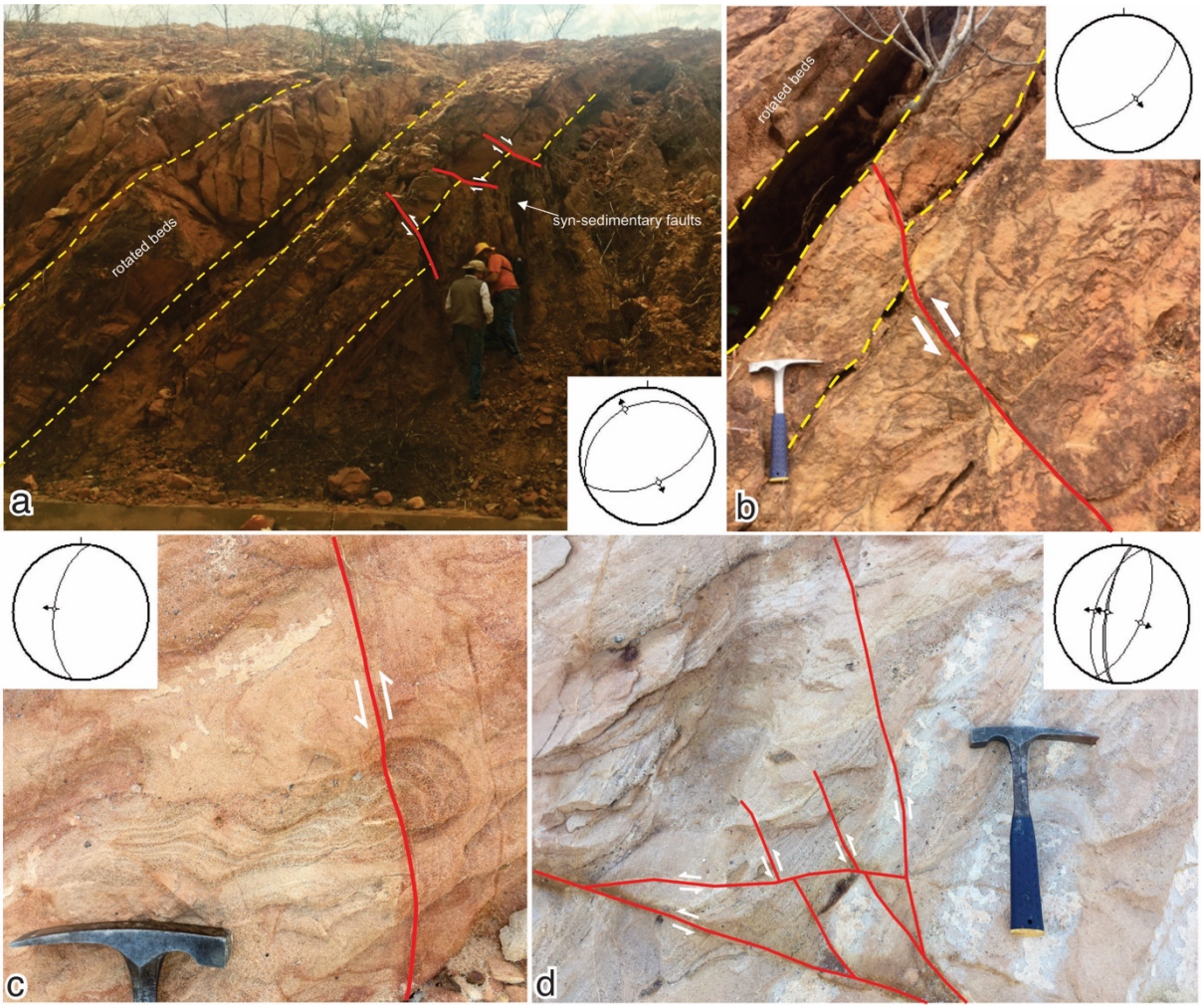

Figura 11. Aspecto em campo das falhas sin-sedimentares da Formação Abaiara. As atitudes das falhas plotadas nos diagramas foram corrigidas pela rotação do acamamento até a horizontal. **a**. Par conjugado de falhas sin-sedimentares e de crescimento com espessamento da camada de arenito no bloco baixo e em detalhe a projeção em estereograma (So = 160/48 – camadas fortemente inclinadas). **b**. Falha de crescimento com espessamento da camada no bloco baixo e não continuidade da mesma falha para as camadas superiores (So = 144/50). **c**. Falha normal com deformação sin-sedimentar associada e em detalhe a projeção em estereograma (So = 144/30). **d**. Conjunto de falhas sin-sedimentares com detalhe da projeção em estereograma (n=5) (So = 144/30).

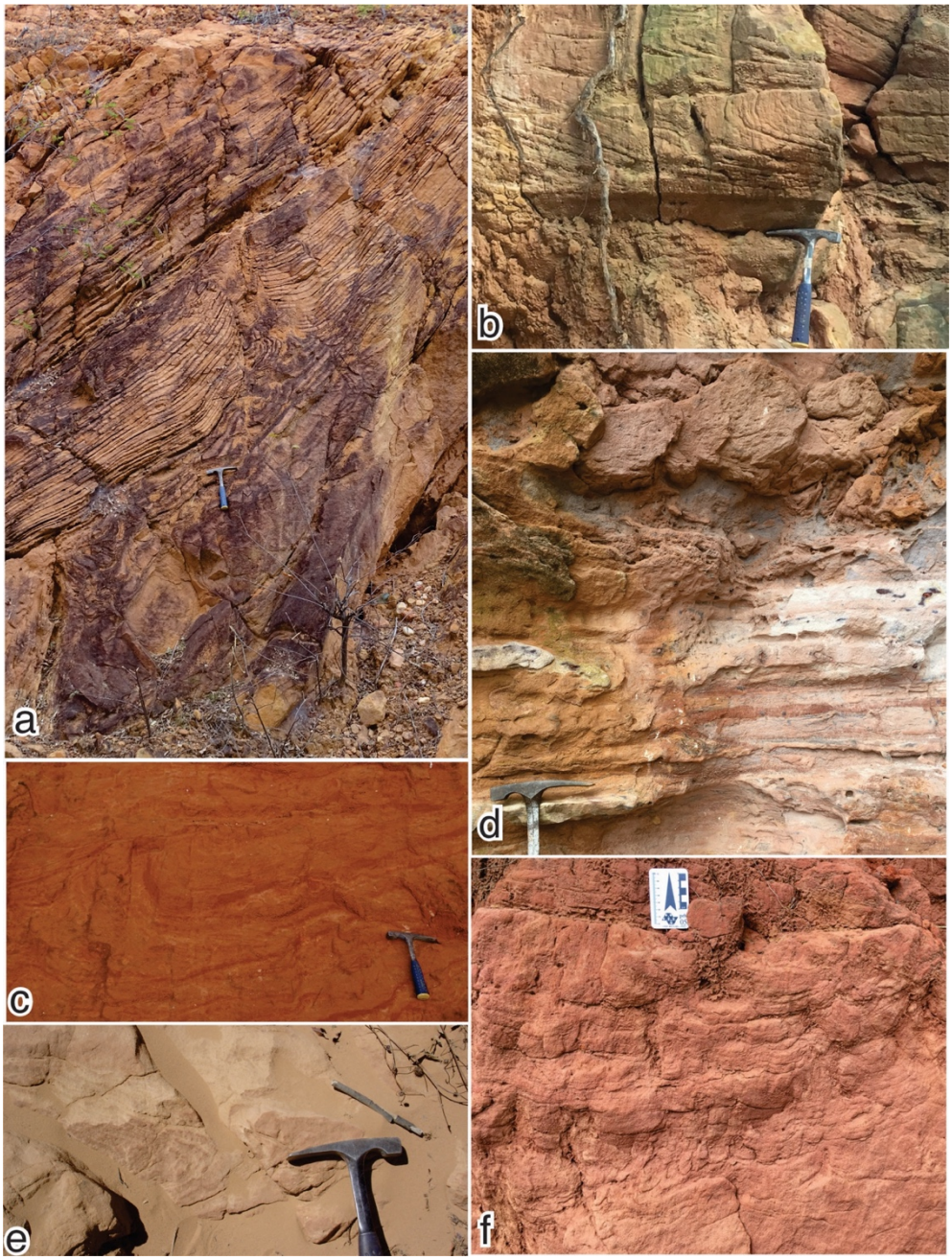

Figura 12. Aspectos em campo das estruturas de deformação sin-sedimentares encontradas na Formação Abaiara. **a**. Estrutura de escape de água com rompimento da estratificação plano-paralela (So = 160/48). **b**. Dobras recumbentes na estratificação cruzada. **c**. Dobras complexas na estratificação. **d**. Diápiros e estrutura em chama. **e**. Dobra recumbente-convoluta. **f**. Estrutura tipo prato (*dish)*.

Os diagramas de eixos de paleotensão obtidos com o conjunto de dados de falhas coletados nas unidades Formação Brejo Santo, Formação Missão Velha e Formação Abaiara mostram um eixo σ1 predominantemente vertical ou levemente inclinado para os quadrantes NE e SW. O σ3 é sempre horizontal mostrando um eixo de distensão preferencial que vai de NW-SE até NS (Figura 5). Esses dados indicam que o evento tectônico que atuou durante a

deposição dessas unidades foi o regime tectônico que predominou na porção interior da Bacia do Araripe. Tal regime foi principalmente distensivo na direção NW-SE, o que possibilitou a subsidência e abertura de espaço de acomodação para a deposição dessas três unidades sedimentares. Sua distribuição mais acentuada para o interior da bacia indica a associação do arranjo distensivo local ao leque lístrico associado à PASZ, como consequência da movimentação sinistral no momento da formação da bacia.

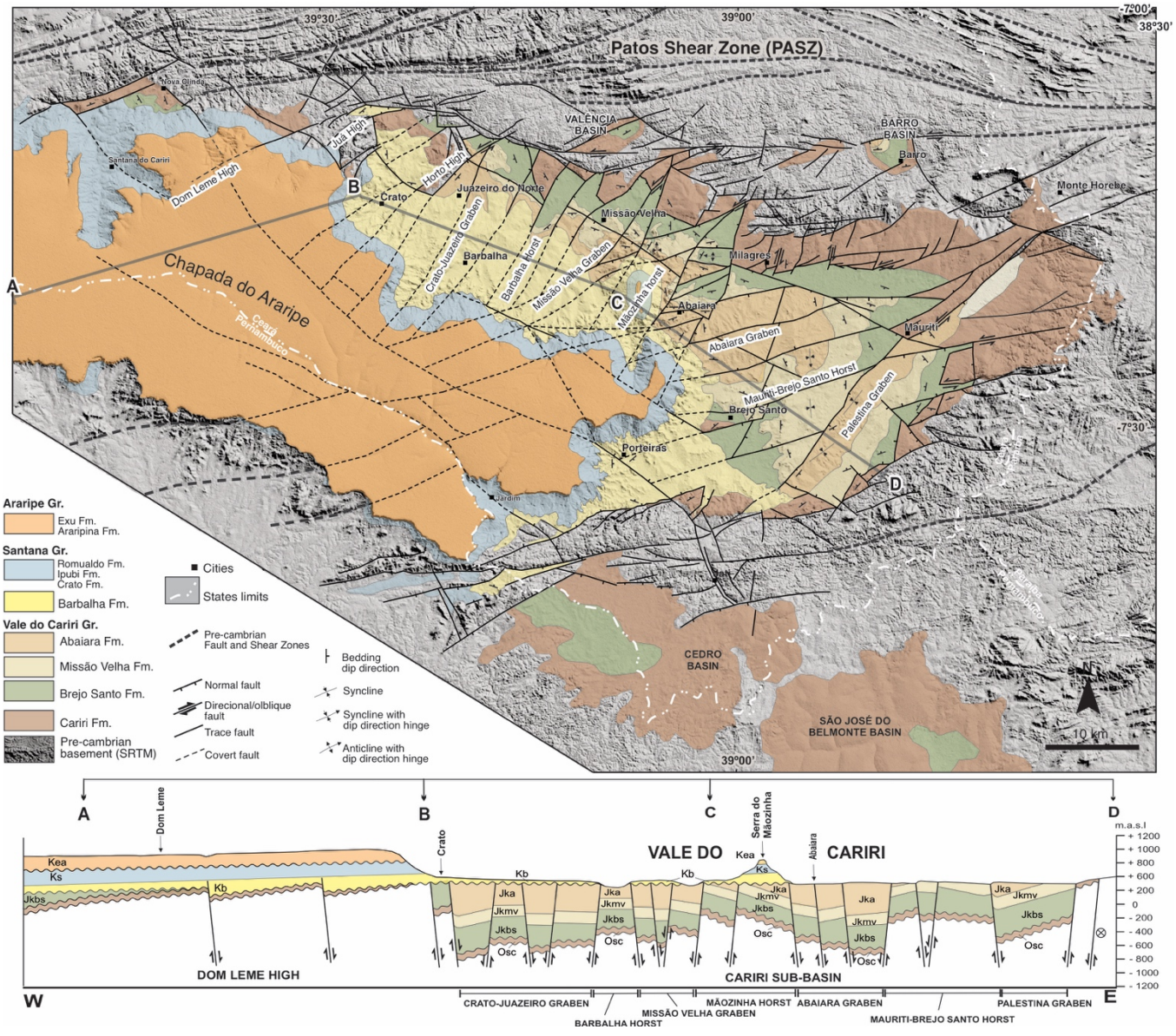

Figura 13. Mapa Geológico e estrutural da porção leste da Bacia do Araripe e seção Geológica W-E mostrando as principais estruturas em profundidade.

Ainda na porção norte da bacia, nos afloramentos próximos aos limites com o embasamento, são mapeadas zonas de falhas normais a normais oblíquas que deformam as rochas da Formação Cariri e condicionam depósitos basais conglomeráticos da Formação Brejo Santo. Nesse contato são descritas falhas sindeposicionais que estão associadas aos processos de sedimentação dos estágios iniciais de formação da Bacia do Araripe. Estas falhas têm orientação NE-SW, com mergulhos alternados para NW ou SE.

Na medida em que se adentra à bacia, em sua porção central, são reconhecidos os traços principais das falhas que foram responsáveis pela formação do rifte. Tais falhas apresentam orientação que varia de NE-SW a ENE-WSW na porção mais a leste. O arranjo geométrico das falhas em mapa mostra que elas atuaram como limites para uma série de horstes e grabens alternados (graben de Crato-Juazeiro, horste de Barbalha, graben de Missão Velha, horste do Mãozinha, graben de Abaiara, horste de Mauriti-Brejo Santo, graben da Palestina) (Figura 13). São reconhecidos também segmentos do embasamento sustentando a geologia de altos localizados (Alto do Juá e Alto Dom Leme) (Figura 13). A variação de espessura reconhecida no mapeamento geológico e nas seções sísmicas indica que os movimentos de abatimento não foram uniformes, tendo sido alcançadas as maiores espessuras na porção central da sub-Bacia Feira Nova e na sub-Bacia Cariri, no Graben de Crato-Juazeiro e no Graben de Abaiara (Figura 13). O auge da subsidência causada pela deformação rúptil da tectônica transtrativa sinistral é reconhecido nos conjuntos de estratos que compõem as rochas das formações Missão Velha e Abaiara. Nelas são descritos arranjos de falhas sindeposicionais acompanhados de intensa deformação de sedimentos inconsolidados (SSDS). Os traços das falhas normais que apresentam direção NE-SW, atualmente, são truncados por falhas perpendiculares e interrompidas no embasamento a sul e sudeste (Figura 13). Os prolongamentos das falhas a sul e sudeste estão recobertos pelas sequências sedimentares que compreendem a fase pós-rifte da bacia. A configuração das falhas permite inferir que elas poderiam apresentar maior continuidade para sul/sudoeste formando depocentos alinhados e contínuos na direção NE-SW, o que seria esperado em bacias do tipo rifte.

A Bacia do Araripe, no entanto, apresenta na sua fase inicial de subsidência e sedimentação uma configuração com sucessão de altos e baixos (horstes e grabens) alternados que estão integrados à porção final de uma zona de cisalhamento regional (PASZ), sendo então melhor classificada como uma bacia rifte associada a uma tectônica *strike-slip*. Os traços estruturais regionais e as feições mapeadas indicam que as falhas normais NE-SW, são as falhas na posição das fraturas de tração "T" do modelo de cisalhamento Riedel, enquanto que as falhas próximas a N30E transcorrentes dextrais se associam as fraturas R'e as entre N60E e N70E

transcorrentes sinistrais de associam as fraturas R (Tchalenko e Ambraseys (1970) e Bartlett et al. (1981)). Esse arranjo foi controlador do sistema rifte principal. Essas falhas se propagam a partir da Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ) no rumo SW, em arranjo de ramificação tipo "rabo-de-cavalo" (*horse tail*), típico de associações entre zonas direcionais e segmentos transtensivos (Allen & Allen 2013). A deformação direcional se concentrou ao longo das bordas da bacia, principalmente na borda norte, marcando intensa deformação tipo transcorrente sinistral nas rochas da Formação Cariri, deformação esta interpretada como associada à reativação tectônica deste importante lineamento. O reconhecimento das falhas sin-deposicionais no contato entre a Formação Cariri e a Formação Brejo Santo indica que a tectônica que foi ativa durante a fase rifte se iniciou já durante a sedimentação da Formação Brejo Santo, seguiu ativa durante a sedimentação da Formação Missão Velha e atingiu seu auge na sedimentação da Formação Abaiara.

Ao longo das sequências sedimentares que compreendem as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara e nas rochas da Formação Cariri e do embasamento pré-cambriano foram reconhecidas algumas falhas inversas de direção NE-SW e dobras de arrasto associadas, indicadoras da movimentação reversa. As falhas inversas, com rejeitos de mergulho de dimensões que podem chegar a métricos, foram reconhecidas em conjuntos de estratos sedimentares onde o rejeito das camadas sedimentares mostra movimentação normal ainda registrada (na formação da falha), mas que em detalhe apresenta deslocamentos inversos e dobras de arrasto associadas (Figura 14). Tal comportamento foi observado também nas rochas da Formação Cariri e em rochas do embasamento pré-cambriano (Figura 15). O volume dos dados é relativamente escasso se comparado aos registros das falhas normais com orientação NE-SW, porém torna-se muito importante, pois os registros mostram uma reativação reversa das falhas que deformam os estratos das unidades sedimentares já depositadas (Figura 16a). O conjunto de dados mostra falhas reversas com orientação preferencial NE-SW tanto para as falhas coletadas nas unidades sedimentares quanto para as coletadas no conjunto do embasamento e Formação Cariri e mostra compressão também na direção NW-SE (Figura 16) Esse registro representa uma leve inversão da bacia aparentemente anterior à deposição das unidades da fase pós-rifte I. A inversão seria responsável pelo intervalo no qual não são encontrados registros sedimentares na Bacia do Araripe. O período de não sedimentação (ou erosão?) da bacia foi durante o Eo-Hauteriviano até o fim do Barreamiano (andares locais Aratu, Buracica e Jiquiá).

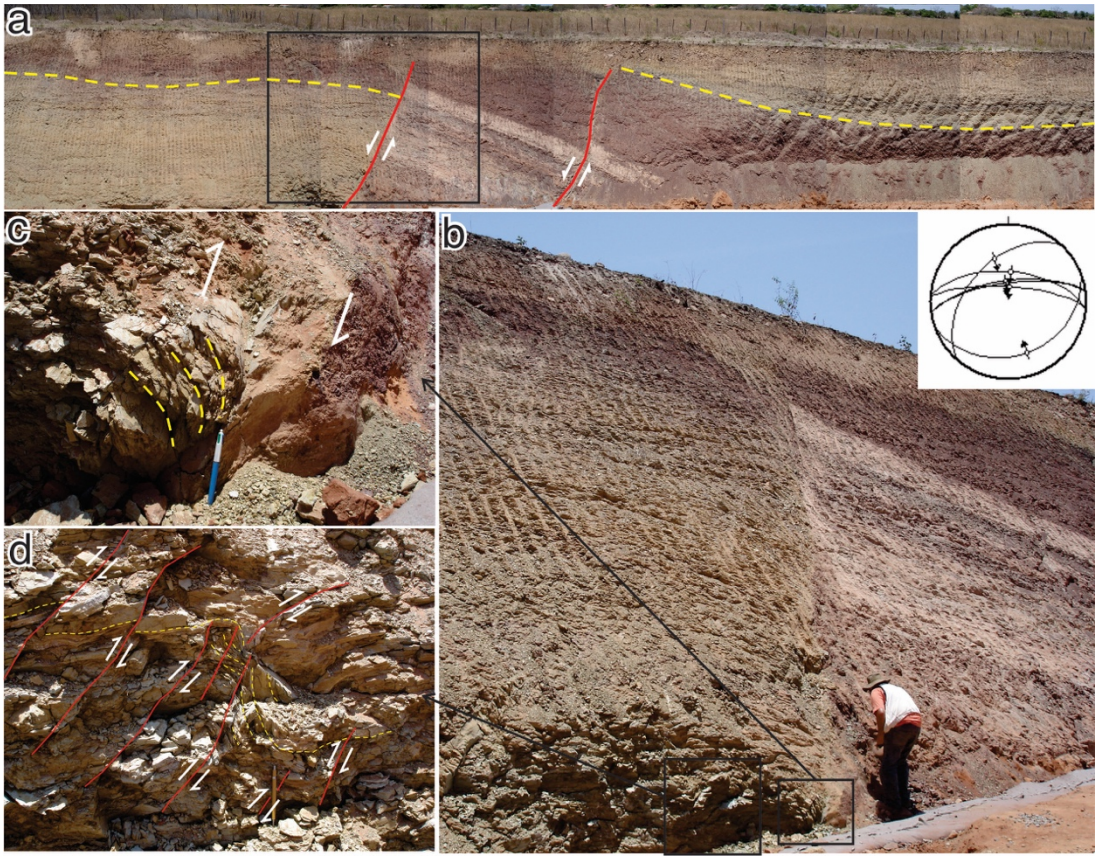

Figura 14. Aspecto em campo dos afloramentos da Formação Brejo Santo que apresentam evidências do processo de inversão da bacia. **a**. Exposição N-S de um corte com falhas normais NE-SW. **b**. Detalhe do plano da falha principal que indica movimentação normal, mas apresenta feições de movimentação reversa (dobras de arrasto) e projeção em estereogramas (n=7). **c**. Detalhe das dobras de arrasto no folhelho verde provocadas pela inversão do movimento. **d**. Conjunto de falhas inversas associadas ao plano de falha principal.

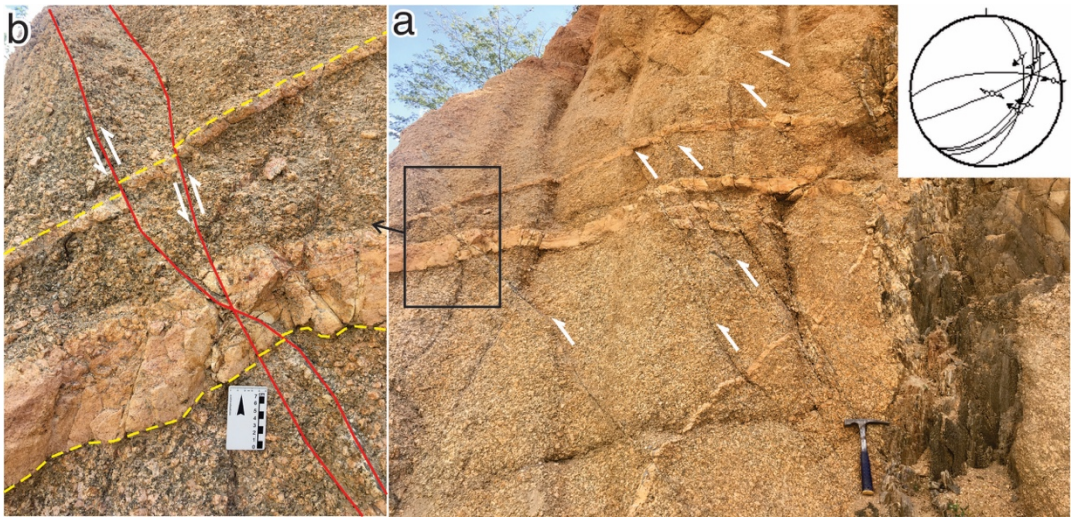

Figura 15. Aspectos em campo das falhas inversas NE-SW encontradas no embasamento. **a**. visão geral do afloramento e do conjunto de falhas inversas e projeção em estereograma (n=6). **b**. detalhe de dois planos de falha inversa com indicação marcada pelos planos de falha e deslocamento dos veios de feldspato.

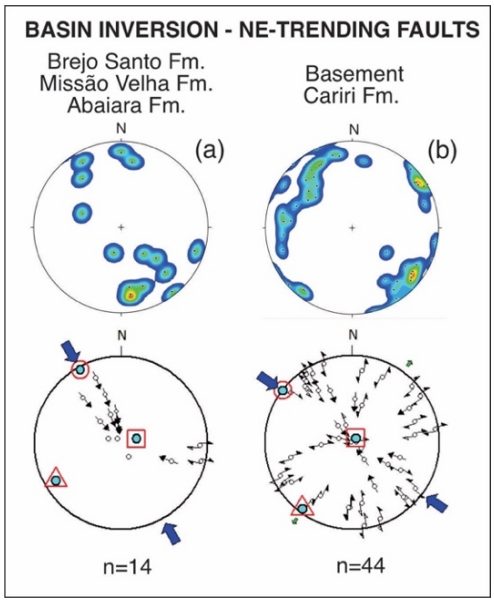

Figura 16. Estereogramas de igual área do hemisfério inferior das falhas inversas com os diagramas de contorno das falhas inversas NE acima e diagrama abaixo ((**a**) e (**b**)) mostrando o sentido de deslizamento das estrias com os eixos de paleotensão mostrando compressão NW. (**a**) falhas reversas nas formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara, (**b**) falhas reversas do embasamento e Formação Cariri.

Para o conjunto de falhas inversas, o eixo compressivo agora se encontra direcionado NW-SE com σ1 horizontal a suborizontal e com eixo distensivo próximo de NE-SW (Figura 17). A configuração dos eixos de paleotensão indica uma rotação e mudança na direção dos esforços principais em relação ao primeiro conjunto, representando então um quadro de tectônica modificadora ou deformadora dos estágios iniciais da bacia rifte já instalada.

Foram registradas também falhas normais e normais oblíquas com orientação preferencial NW-SE que deformam as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara (Figura 18a). A Formação Barbalha é a primeira unidade sedimentar da fase pós-rifte I da Bacia do Araripe e nela também são registrados o conjunto de falhas com orientação preferencial NW-SE. As falhas que afetam essa unidade apresentam direção NW-SE a WNW-ESE (Figura 18b). Parte dessas falhas se encontra restrita a alguns níveis dentro da unidade e também foram classificadas como sin-deposicionais, mostrando que foram ativas durante a deposição dos sedimentos.

Foram reconhecidas principalmente falhas normais entre as direções N30W e N60W (Figura 18). Na porção norte, próxima às bordas da bacia, as falhas transcorrentes com movimentação oblíqua também são comuns e caracterizam a porção com maior registro de deformações associadas aos estratos sedimentares. Falhas de crescimento e sindeposicionais são menos comuns nos estratos da Formação Barbalha, mas também são registradas e indicam que houve uma tectônica atuante durante esta etapa evolutiva. As maiores espessura da

Formação Barbalha junto aos blocos controlados pelas falhas WNW-ESE indicam também que essa atividade sindeposicional está registrada inclusive abaixo dos sedimentos pós-rifte (Figura 13). O quadro aponta para um regime predominantemente distensivo na direção NE-SW com σ1 subvertical nos registros no interior na bacia (Figura 19). Nas medidas associadas com falhas transcorrentes próximas a borda norte o eixo σ1 é suborizontal com σ3 indicando distensão NNE-SSW e compressão WNW-ESE (Figura 19), apontando para o quadro transtrativo.

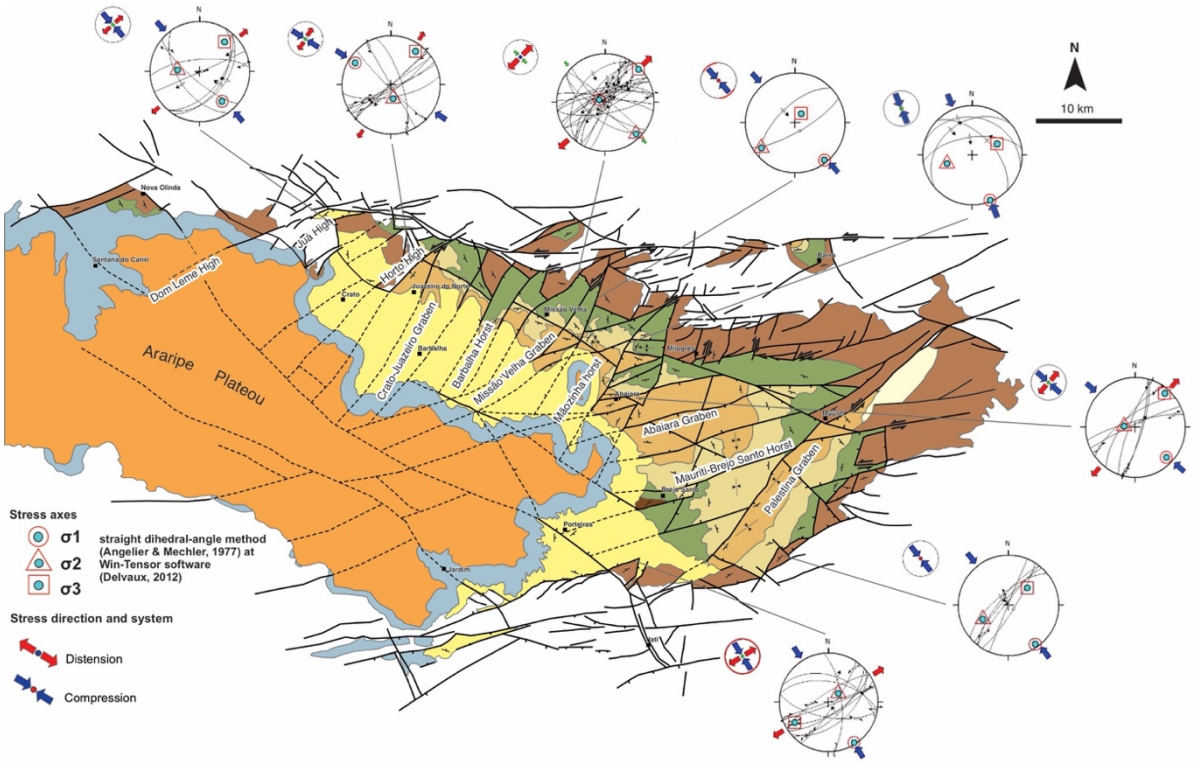

Figura 17. Mapa Geológico com os estereogramas de falhas de inversas e transcorrentes e estrias e diagramas de eixos de paleotensão obtidos para os afloramentos do embasamento cristalino pré-cambriano e das formações Cariri, Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara, associados ao evento de inversão na bacia. Legenda do mapa na Figura 1C.

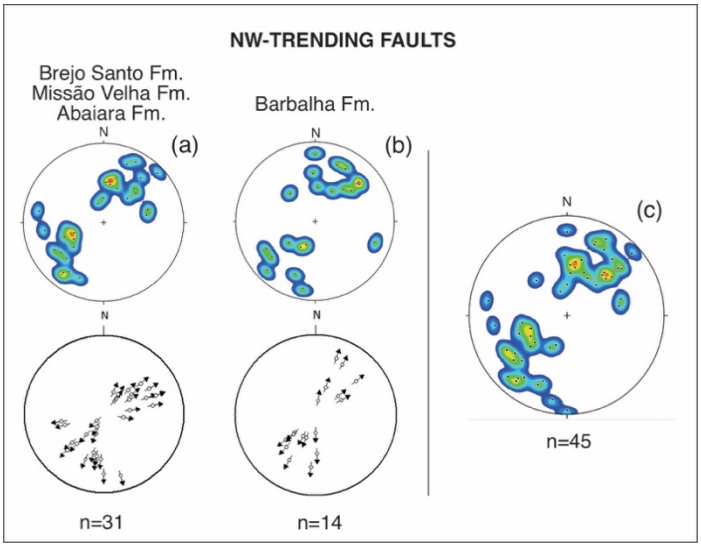

Figura 18. Estereogramas de igual área do hemisfério inferior das falhas sin-deposicionais da Formação Barbalha e das falhas que deformam as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara com os diagramas de contorno das falhas NW acima e diagrama mostrando o sentido de deslizamento das estrias abaixo ((**a**) e (**b**)). (**c**) Diagrama de contorno síntese para as falhas NE que ocorrem nas unidades sedimentares.

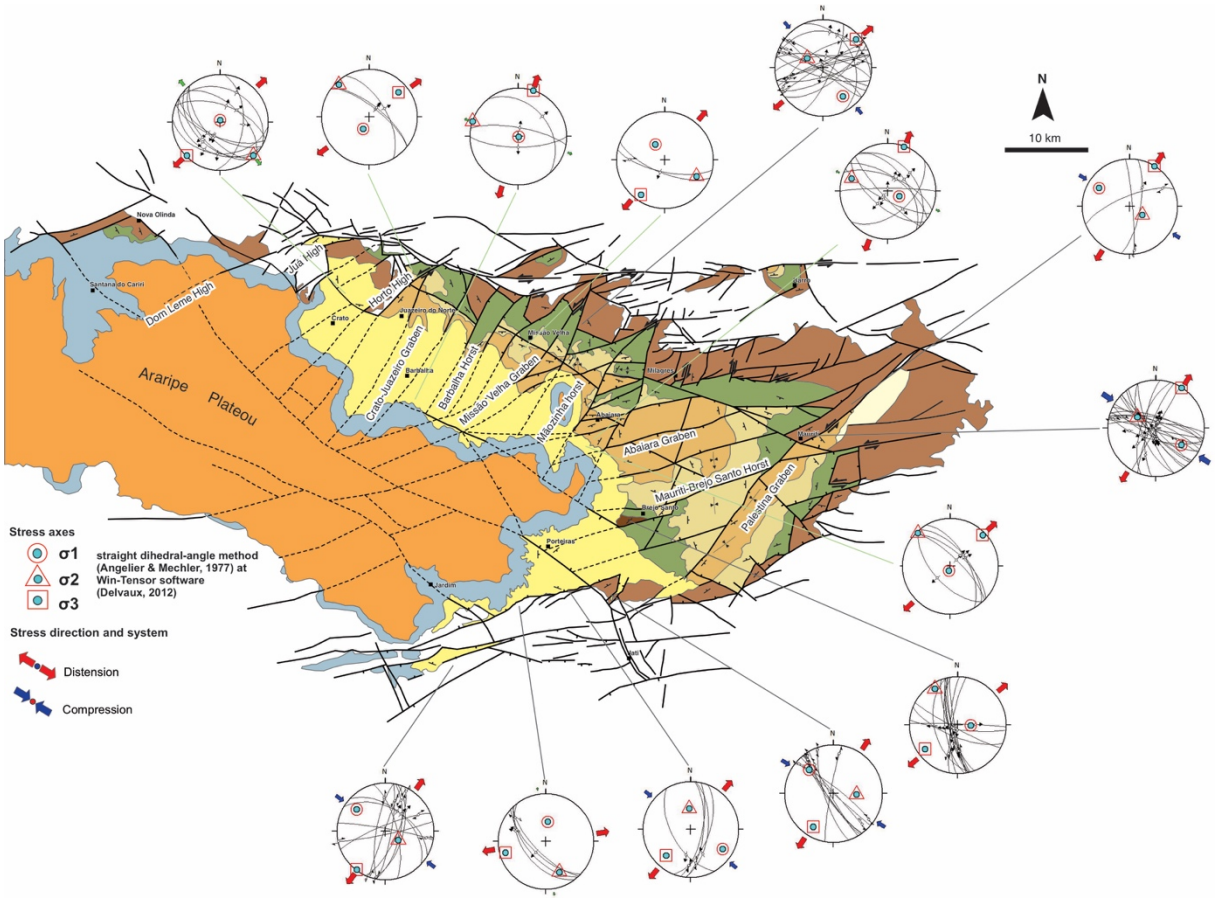

Figura 19. Mapa Geológico com os estereogramas de falhas e estrias e diagramas de eixos de paleotensão obtidos para os afloramentos da Formação Barbalha e unidades da fase rifte (formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara) (diagramas internos) e para as rochas do embasamento pré-cambriano e Formação Cariri (diagramas externos) associados ao segundo evento tectônico de subsidência da bacia. Legenda do mapa na Figura 1C.

No mapa geral mostrando a reconstrução de eixos paleotensão obtidos e interpretados como deste segundo evento tectônico, os diagramas mostram um σ1 horizontal e um σ3 também horizontal NE-SW (Figura 19). No levantamento feito nas rochas da Formação Cariri e do embasamento pré-cambriano são reconhecidos importantes conjuntos de falhas normais NW-SE a WNW-ESE (Figura 20a) e falhas transcorrentes sinistrais entre N40W e NS (Figura 20b) e dextrais com concentração próxima a EW, variando entre N50W e N70E (Figura 20c). Essa configuração mostra uma compressão aproximada de direção NW-SE e uma distensão preferencial NE-SW que permite a interpretação da existência de uma tectônica *strike-slip* transtrativa dextral principal nos planos com orientação próxima a EW, associada a uma segunda reativação das zonas de cisalhamento que limitam a Bacia do Araripe a norte, sendo a principal delas a Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ).

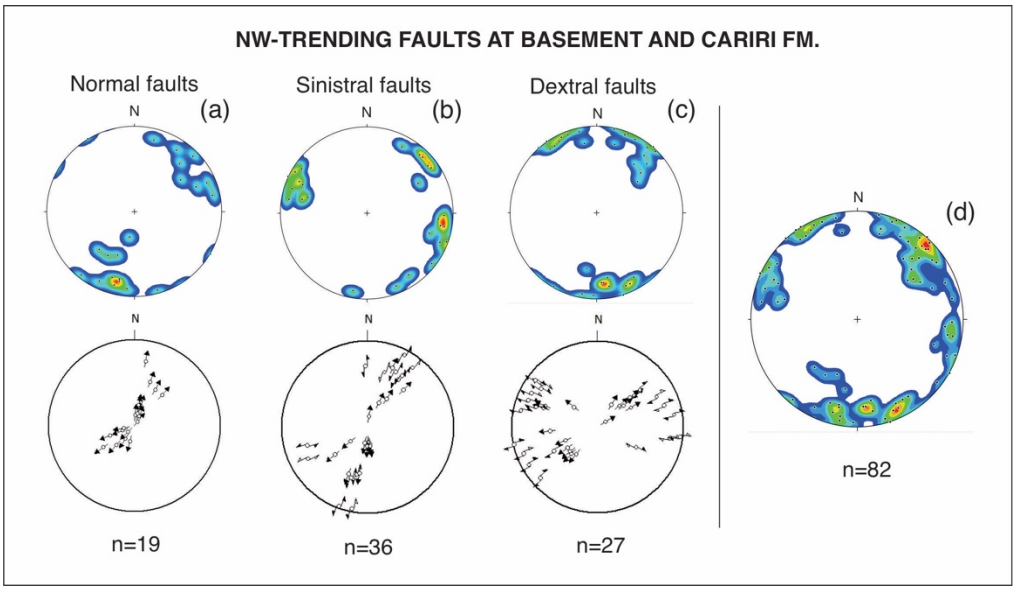

Figura 20. Estereogramas de igual área do hemisfério inferior medidos na Formação Cariri e embasamento pré-cambriano com os diagramas de contorno das falhas NW acima e diagramas abaixo mostrando o sentido de deslizamento das estrias abaixo ((**a**) – (**c**)) para as falhas normais (**a**), sinistrais (**b**) e dextrais (**c**). (**d**) Diagrama de contorno síntese mostrando todas as falhas NW medidas na Formação Cariri e embasamento pré-cambriano.

Considerando os resultados obtidos com a reconstrução dos eixos de paleotensões a partir dos conjuntos de falhas reconhecidos principalmente na Formação Cariri, no embasamento adjacente e no conjunto das sequências sedimentares depositas durante a fase rifte (Formação Brejo Santo, Formação Missão Velha e Formação Abaiara), foi possível reconhecer e agrupá-los em pelo menos dois eventos tectônicos direcionais principais com dois períodos de subsidência associados (Figura 21). O primeiro evento apresenta direções principais das falhas entre N60 a 70E, com pouca dispersão ao longo do quadrante NE e

pequeno acúmulo em NW (roseta de pétalas verdes). Neste primeiro evento é forte a indicação de σ1 subvertical, mas, no entanto, existe dispersão para os quadrantes NE e SW mostrando um σ1 também suborizontal (diagrama azul do primeiro evento) que indica uma componente direcional associada. O σ3 se apresenta suborizontal e disperso nos quadrantes NW e SE (diagrama vermelho do primeiro evento). A análise da dispersão dos eixos de paleotensão σ1 e σ3 durante este primeiro evento tectônico indica uma tectônica predominantemente distensiva na direção NW-SE possivelmente associada a uma componente direcional com compressão NE-SW (Figura 21). A associação com os limites dados pela PASZ e a configuração encontrada permite caracterizar o primeiro evento tectônico como transtrativo sinistral, em arranjo tipo rabo de cavalo. Esse arranjo de paleotensões intraplaca atuou nos períodos iniciais de subsidência e formação da bacia tipo rifte do Araripe e condicionou a deposição das unidades Formação Brejo Santo, Formação Missão Velha e Formação Abaiara.

O segundo evento apresenta direções das falhas com maior dispersão, porém predominam as direções NW-SE, WNW-ESE e N60E (roseta de pétalas laranja) (Figura 21). No segundo evento ocorre forte indicação de σ1 suborizontal entre NNW a WNW (diagrama azul do segundo evento) principalmente nos conjuntos de falhas coletadas na Formação Cariri e embasamento. O σ3 é predominantemente suborizontal com dispersão nos quadrantes NE e SW (diagrama vermelho do segundo evento). A análise de dispersão dos eixos de paleotensão σ1 e σ3 no segundo evento tectônico principal registrado na bacia mostra uma distensão principal na direção NE-SW e compressão na direção NW-SE (Figura 21). Tal configuração permite caracterizar que o segundo evento tectônico é francamente transtrativo dextral e foi ativo no processo de deformação e preservação das unidades da fase rifte e na subsidência e deposição de pelo menos a primeira unidade da fase pós-rifte I, a Formação Barbalha. Este segundo evento seria o responsável pela evolução de duas falhas principais direcionadas WNW-ESE, controladoras da maior espessura da Fm Barbalha nestes sementos e que definem o degrau encoberto pelas unidades mais recentes do pós-rifte I e pós-rifte II, representados no mapa e na seção da figura 13.

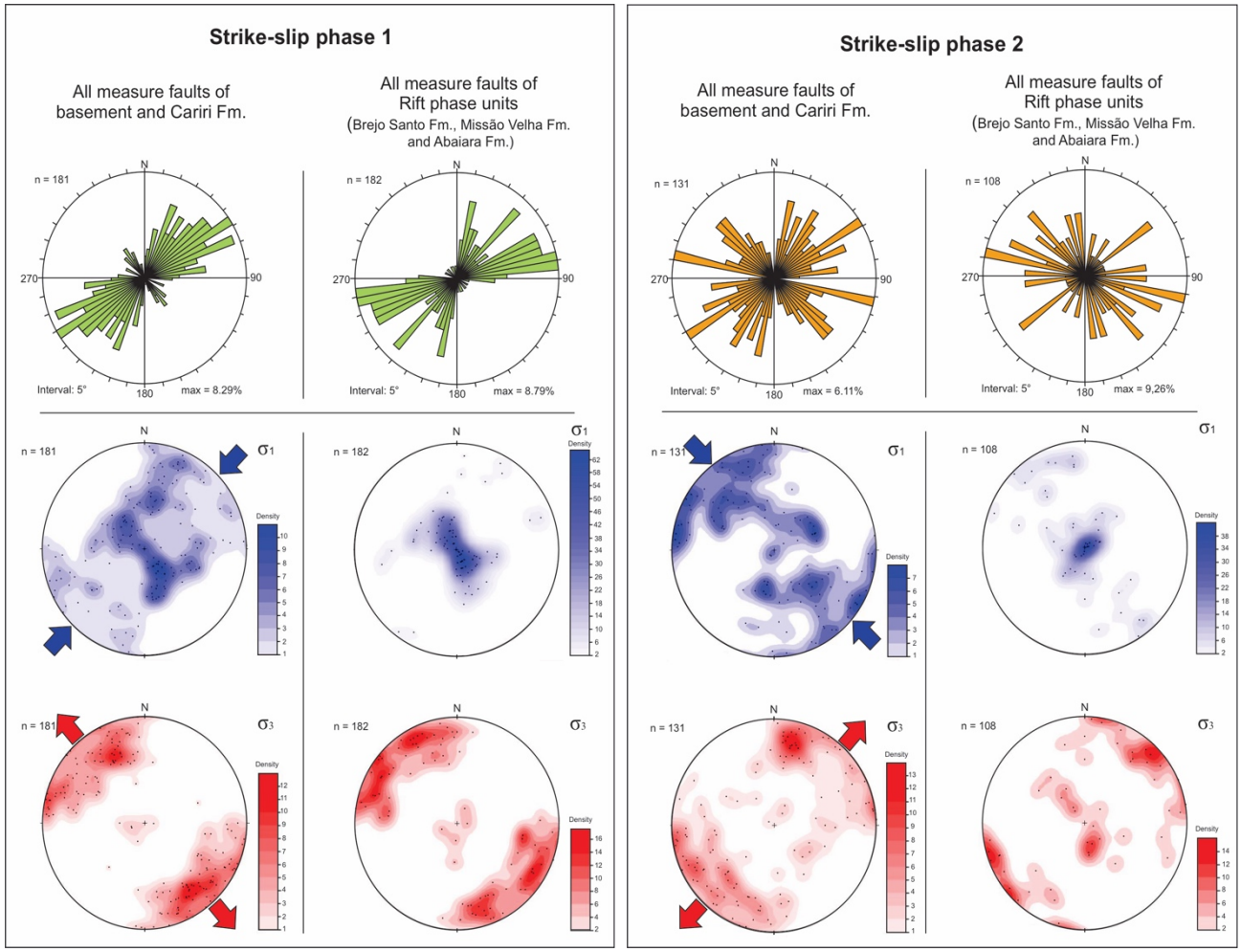

Figura 21. Conjunto total com os dados das falhas e dos eixos de paleotensão σ1 e σ3 para o embasamento, Formação Cariri, Formação Brejo Santo, Formação Missão Velha e Formação Abaiara. Diagramas de roseta ilustrando a direção principal das falhas medidas (verde e laranja). Diagrama de contorno com os eixos principais de tensão σ1 (em azul) e σ3 (em vermelho) separados em dois conjuntos, a direita estão os dados associados ao primeiro evento tectônico direcional e na esquerda os dados associados ao segundo evento tectônico direcional (Diagramas de rosetas e diagramas de contorno gerados pelo software Stereonet de Allmendiger, 2020)

Discussão

Evolução Tectônica

Fase Rifte

O reconhecimento dos registros de falhas transcorrentes fortemente impressas principalmente nos arenitos da Formação Cariri permitiu a dedução da importância de um regime direcional na gênese e evolução da Bacia do Araripe. O regime direcional foi responsável pelo controle e implantação de um quadro tectônico transtrativo, associado às ramificações tipo rabo-de-cavalo distensivo, reativando falhas que já estavam presentes no

embasamento e que partiam da PASZ. As falhas sin-deposionais NE-SW reconhecidas no contato entre a Formação Cariri e a Formação Brejo Santo são os primeiros indícios da implantação desse regime tectônico intraplaca que gerou o primeiro evento de subsidência na bacia e o início da fase rifte. A combinação encontrada para os eixos de paleotensão mostra a conjuntura de σ1 horizontal NE-SW e σ3 também horizontal NW-SE, permitindo a interpretação da existência de uma tectônica *strike-slip* sinistral principal (Figura 22). Essa tectônica direcional é entendida como associada à reativação das zonas de cisalhamento que limitam a Bacia do Araripe a norte, sendo a principal delas a Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ). O processo de reativação da PASZ durante o Cretáceo Inferior de modo sinistral durante os processos de rompimento do supercontinente Gondwana foi apresentado por Fairhead e Maus (2003). Tais autores descreveram a possível ocorrência de uma movimentação sinistral do PASZ e PESZ durante os eventos da abertura do Oceano Atlântico Sul. Na história da evolução tectônica mesozoica da Província Borborema as falhas principais são descritas e interpretadas como reativações e prolongamentos das zonas de cisalhamento pré-cambrianas e atuam limitando as bordas das bacias intracontinentais (Brito Neves et al., 2000; Bezerra et al. 2011; De Castro, 2011).

Algumas das bacias mesozoicas que ocorrem no interior do Nordeste Brasil, como a bacia do Rio do Peixe, apresentam uma história evolutiva com papel importante das antigas zonas de cisalhamento pré-cambrianas. As principais famílias de falha dessa bacia foram descritas nas direções E-W e NE-SW e são interpretadas como reativadas por esforços transtrativos sinistrais durante o início do Cretáceo (Françolin et al., 1994). Na bacia do Rio do Peixe as falhas reativadas foram descritas como ativas, segundo esse regime de esforços transtrativos, desde o Berriasiano (andar local Rio da Serra) até o Barremiano (andar local Aratu). Os mesmos autores ainda constataram que os prolongamentos dessas falhas para nordeste seriam correspondentes as estruturas que formam a calha de Benue na África (Françolin et al., 1994). Esse evento tectônico foi o responsável por gerar subsidência e possibilitar o acúmulo de sedimentos da fase rifte da bacia do Rio do Peixe.

Os esforços distensivos NE-SW que foram marcantes durante a abertura da Margem Leste do Oceano Atlântico Sul se projetaram para dentro do continente na região nordeste do Brasil por meio da reativação das zonas de cisalhamento E-W. A PASZ respondeu a esses esforços sendo reativada como uma transcorrência sinistral. As falhas NE-SW projetadas a partir da PASZ "constroem" uma terminação transtensiva que também se utiliza das estruturas preexistentes no embasamento e assim resultam no primeiro evento de subsidência na Bacia do Araripe, originando a estrutura tipo rifte projetado para SW. Essa estrutura é formada por falhas

normais NE-SW predominantes no interior da bacia representando o que seriam as fraturas de tração, ou seja, fraturas tipo "T" do modelo Riedel, perpendiculares aos esforços trativos. Nesse primeiro evento ocorreu a formação e abertura de espaço de acomodação para a deposição das sequências sedimentares que deram origem às formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara. As primeiras unidades sedimentares da fase rifte (Formação Brejo Santo e Formação Missão Velha) foram retratadas na literatura como depositadas em um contexto tectônico de megassequência continental Sin-Rifte I e iniciaram a sua deposição ainda durante o Jurássico superior (andar Dom João) (Chang et al. 1988; Chang et al. 1992; Matos, 1992). O mesmo contexto tectônico é descrito também como sendo a fase pré-rifte da bacia (Ponte, 1992; Assine, 1990; Assine, 2007) isso porque tais unidades apresentavam pouca ou nenhuma descrição de atividade de falhas durante seu processo de deposição. No entanto, não é possível identificar uma discordância entre as sequências sedimentares que compõem as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara e sim um contato transicional que indica sedimentação contínua (Scherer et al. 2014), além de uma série de novas descrições de atuação de falhas na distribuição das fáceis sedimentares dessas unidades e das descrições de SSDS associadas que corroboram um contexto tectônico evolutivo regido por uma subsidência em regime rúptil para as três unidades. O quadro transtrativo da fase rifte teve seu ápice durante a deposição da Formação Abaiara e na intensa deformação dessa mesma unidade e das unidades subjacentes. A Formação Abaiara foi classificada como uma megassequência continental denominada Sin-Rifte II depositada do Berriasiano até o Neo-Hauteriviano com disposição bastante condicionada por falhas (Chang et al. 1988; Chang et al. 1992; Matos, 1992).

Na porção central (aflorante) da sub-Bacia Cariri são reconhecidas falhas normais NE-SW muito importantes na configuração geral desse sistema de riftes associados à PASZ. As falhas condicionam um sistema com altos e baixos, na forma de horstes e grabens que se intercalam e compõem os diversos depocentros da bacia. A deformação sin-deposicional é intensamente registrada pelas SSDS descritas, em menor quantidade na Formação Brejo Santo e mais frequente e em maior quantidade nas formações Missão Velha e Formação Abaiara. As camadas rotacionadas e localmente formando importantes dobras de arrasto também são registradas e associadas a este evento. Assine (2007) associou o basculamento geral das camadas a eventos modificadores posteriores, no entanto os dados apresentados mostram que o basculamento e rotação das camadas estão associados sobretudo às falhas principais e secundárias com orientação preferencial NE-SW, que foram ativas durante a fase rifte e que geraram importantes rejeitos (da ordem de até 1000m).

As falhas normais orientadas NE-SW, de rejeitos oblíquos ou de mergulho, se projetavam para o rumo SW e promoveram o acúmulo de pelo menos 1.000m de coluna de sedimentos nos principais depocentros durante esse primeiro evento tectônico de subsidência e formação da bacia. A extensão como um todo dos registros sedimentares da bacia durante a fase rifte era maior e apresentava principalmente grandes elongações para SW. A bacia deveria apresentar uma forma tradicional mais alongada na direção NE-SW acompanhando o conjunto de falhas que formavam os sistemas de riftes dessa mesma direção, possivelmente até próximo à Zona de Cisalhamento de Pernambuco.

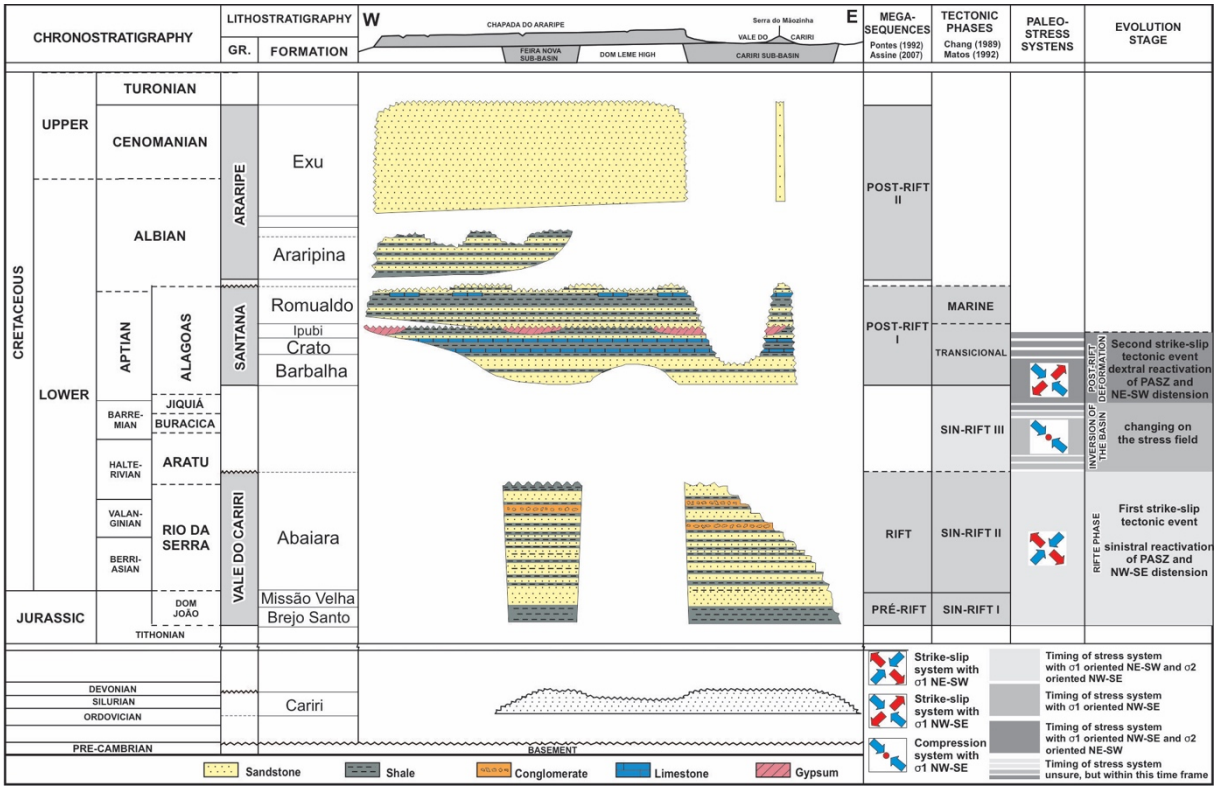

Figura 22. Carta Estratigráfica da Bacia do Araripe mostrando a correlação cronoestratigráfica entre as megassequências sedimentares, as fases tectônicas, os sistemas de eixos de paleotensão e os estágios evolutivos da bacia (Fonte: compilado de Assine (2007), Arai (2006) e Arai e Assine (2020)).

Inversão da bacia

Enquanto os eventos de abertura do Oceano Atlântico Sul se propagaram na porção nordeste do Brasil, preenchendo as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, Sergipe-Alagoas e Gabão com a megassequência continental Sin-Rifte III (Chang et al. 1988; Chang et al., 1992; Matos, 1992; Matos, 2000) do Eo-Hauteriviano ao Barremiano, na bacia do Araripe não são encontrados registros sedimentares pertencentes a esses andares (Figura 22).

O reconhecimento de falhas inversas com dobras associadas nos estratos sedimentares depositados durante a fase rifte denuncia a existência de um evento de ligeira inversão da bacia. Os principais indicadores cinemáticos apontam para compressão nas direções NW-SE e WNW-ESE. Apesar da relativa escassez de registros, a reversão de falhas normais para inversas e a presença de grandes dobras, expostas ao longo dos cortes da Ferrovia Transnordestina, apontam para uma mudança extrema do regime de esforços intraplaca na bacia. Os registros até então associados a um regime transtrativo com quadro distensivo na direção NW-SE e atribuídos a fase rifte mudam a partir do Eo-Hauteriviano para um quadro compressivo na mesma direção. Na Bacia do Araripe não são encontrados registros sedimentares referentes ao intervalo Eo-Hauteriviano-Barremiano. Os registros sedimentares da bacia imputados à fase rifte permitiram correlacionar a mesma com outras bacias da Borda Leste do Oceano Atlântico. Por meio desta correlação é possível reconhecer que houve uma ligeira inversão na bacia, levando a um soerguimento localizado, promotor de erosão e parada de sedimentação. Esta inversão foi conduzida por esforços compressivos WNW-ESE (Figura 22), ou seja, praticamente invertendo o regime tectônico vigente até então e rotacionando o vetor σ1 horizontalmente em 90° (Figura 22). Salienta-se que tal inversão é reconhecida também na Bacia Potiguar no mesmo intervalo de tempo (Matos, 2000). Nesta bacia a sedimentação da sua fase rifte, que é condicionada por falhas normais NE-SW, é abortada assim que se inicia a tectônica transcorrente dextral a partir de reativações de lineamentos E-W e que foi responsável pela abertura da Margem Equatorial (Matos, 1992; Matos, 2000; Castro e Bezerra, 2015). Os últimos estágios da fase Sin-Rifte III que ocorriam nas bacias da Margem Leste são simultâneos à fase pré-transformante e ao ciclo sin-transtensivo que compreende ao primeiro estágio de desenvolvimento da Margem Equatorial Atlântica (Matos, 1992; Matos, 2000). Esses aspectos transtensivos começaram a se propagar intracontinente durante o fim do Barremiano e foram atuantes até pelo menos a fase transicional no Albiano (Matos, 2000).

O registro de inversão das falhas nas direções entre NNE-SSW e E-W é reconhecido também na bacia do Rio do Peixe, localizada a sul da bacia Potiguar e norte da bacia do Araripe (Nogueira et al. 2015; Vasconcelos et al., 2019 e 2021). Esses autores interpretam que os eventos de inversão da bacia do Rio do Peixe ocorreram com o soerguimento das colunas de sedimentos da bacia e a mudança do vetor σ1 de vertical (extensão horizontal) para horizontal (encurtamento horizontal) com dados que mostram uma compressão orientada para WSW-ENE. Na Bacia do Araripe também são indicados na literatura processos de inversão da bacia associados ao mesmo conjunto de falhas da bacia do Rio do Peixe (Marques et al. 2014). As falhas reversas reconhecidas por esses autores foram falhas normais atuantes durante a fase

rifte, e os eventos tectônicos responsáveis pela inversão dessas falhas são interpretados como de idade quaternária. Por outro lado, os mesmos autores não descartam a possibilidade de terem ocorrido eventos mais antigos.

A inversão dos esforços principais na Bacia do Araripe é interpretada então como reflexo intraplaca do início do processo de abertura da Margem Equatorial Brasileira, com forte participação de regime transcorrente dextral. Durante as fases iniciais de rifteamento da Margem Equatorial, o delta do Niger atuou como junção tríplice entre o rifte da margem do Atlântico Sul, o rifte transtensional de Benue e as zonas transformantes das bacias equatoriais, dentre elas a Bacia Potiguar (Basile et al., 2005). Scotese et al. (1988) afirmavam que o rifte da margem do Atlântico Sul teria abortado por volta de 120 Ma e isso marcava o estágio final de rompimento do Gondwana. Estudos mais recentes de Caixeta et al. (2014) mostram por meio de datações 40Ar/39Ar em corpos magmáticos intercalados com depósitos da fase rifte na porção *offshore* da Bacia de Jacuípe e Sergipe-Alagoas, que o processo de abertura e rifteamento da Margem Leste seguiu ativo até o Albiano (104 Ma.) Matos et al. (2019, 2021) apontam que existem fortes evidências nas bacias de Pernambuco e Paraíba de um completo, contínuo e estável centro de espalhamento que se desenvolveu até o fim do Albiano.

Matos (1992) já relatou anteriormente que foi nas fases iniciais da abertura da Margem Equatorial que houve uma parada da sedimentação da fase rifte no Vale do Cariri. Esse mesmo autor levanta a questão de que pode ter havido sedimentação contínua até o fim do Barremiano na Bacia do Araripe e que pode ter ocorrido erosão posterior dos sedimentos. Essa possibilidade foi discutida porque os registros sedimentares da fase rifte na bacia Potiguar cronocorrelatos à fase rifte da Bacia do Araripe apresentam diferenças entre a porção *onshore* e *offshore* da bacia. A norte, na porção *onshore,* são descritos sedimentos de idade barremiana que pertencem à Formação Pendência, mas na porção *offshore,* os poços perfurados somente encontraram sedimentos que foram depositados até no máximo o início do Hauteriviano, o que coincide com o mesmo registro da fase rifte encontrado na Bacia do Araripe.

Ainda na Bacia Potiguar, durante o Aptiano, volta a ser descrita intensa deposição sedimentar intracontinental principalmente associada às falhas transformantes onde ocorreu forte subsidência na bacia controlada por falhas direcionais e um regime tectônico transtrativo dextral (Zalan et al., 1985; de Caprona 1992; Attoh et al., 2004).

Deformação Pós-Rifte

A abertura progressiva da Margem Equatorial registrada em regime direcional dextral com segmentos transtrativo associados permitiu a instalação e propagação dos esforços do

regime transcorrente para dentro do continente. A propagação de tal regime promoveu também uma nova reativação das principais zonas de cisalhamento pré-cambrianas e, associados a isso, novos eventos de subsidência nas bacias interiores na região nordeste do Brasil, dentre elas a Bacia do Araripe. Na bacia são reconhecidas falhas transcorrentes dextrais e sinistrais relacionadas a eixos compressivos principalmente sobre as rochas próximas às bordas, no embasamento e na Formação Cariri. O caráter transtrativo associado à reativação dextral da PASZ levou à instalação de um segundo evento tectônico com subsidência a partir da formação de falhas normais direcionadas principalmente WNW-ESE. As falhas apresentam rejeitos de mergulho a rejeitos oblíquos e são responsáveis por novos processos de subsidência com abatimento de blocos e abertura de espaço de acomodação para os sedimentos da Formação Barbalha a partir do Aptiano. Tais falhas apontam para eixo de paleotensão distensivo NNE-SSW (Figura 22).

As falhas principais deste segundo evento de subsidência são reconhecidas principalmente nas seções sísmicas, apresentam orientação preferencial NW-SE, e se encontram encobertas pelos sedimentos das unidades mais recentes da fase pós-rifte I e pelos sedimentos da fase pós-rifte II que sustentam a Chapada do Araripe. O bloco alto principal está a SSW, orientado NW-SE e limitando a ocorrência das maiores espessuras dos sedimentos da Formação Barbalha (Figura 13). O bloco alto a SSW levou ao soerguimento do embasamento pré-cambriano e truncou as falhas NE-SW e as sequências sedimentares da fase rifte. A distribuição geral dos sedimentos durante esse segundo evento tectônico transtrativo formou uma nova bacia alongada WNW-ESE sobrepondo de modo discordante o que foi preservado da bacia anteriormente alongada NE-SW.

Diferenças entre dois regimes tectônicos contrastantes

O quadro cinemático reconhecido apontou para dois regimes tectônicos contrastantes que foram responsáveis por dois períodos de subsidência de grande importância na evolução da Bacia do Araripe nas fases Rifte e Pós-Rifte. O primeiro evento apresentou esforços principais compressivos NE-SW e distensivos NW-SE. A configuração principal desse evento é decorrente da participação importante da reativação da PASZ como sistema transcorrente sinistral. A ramificação em *horse-tail* distensivo da PASZ como falhas do embasamento reativadas com componentes de falhas normais originou uma série de grabens e horstes que condicionaram a subsidência e deposição durante a fase rifte formando uma bacia possivelmente alongada NE-SW. A sedimentação associada correspondente às formações Brejo

Santo, Missão Velha e Abaiara e se iniciou no Jurássico Superior e ficando ativa até o Cretáceo Inferior entre os andares Berriasiano e Hauteriviano (Figura 23)

Em termos regionais, este regime correspondeu à resposta de esforços envolvidos na abertura do Oceano Atlântico na Margem Leste Brasileira, que se iniciou no fim do Jurássico e seguiu regendo os esforços no interior do continente no Nordeste do Brasil e regiões africanas adjacentes até o início do Cretáceo (Figura 23) (Magnavita et al. 1994). Durante esse mesmo intervalo de tempo, na Margem Leste Brasileira, mais especificamente do Berriasiano até o Eoaptiano (144 a 115 Ma), ocorria a propagação dos riftes para Norte, posteriormente abortados, que compõem as atuais bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá (RTJ) (Milani, 1987; Milani e Davison, 1988; Magnavita, 1992). A propagação dos riftes na direção N-S seguiu margeando o Cráton do São Francisco a leste até se encontrar a norte com a Zona de Cisalhamento de Pernambuco (PESZ) e mudar sua direção para ENE. Apesar de possuir uma direção principal N-S os esforços impostos para a abertura do rifte sul-atlântico impuseram uma série de falhas e depocentros principais com a direção N30E. Os esforços migraram intraplaca com a máxima extensão na direção aproximada NW-SE. Durante o processo de abertura do oceano Atlântico Sul na Margem Leste Brasileira o continente sul-americano rotacionou de forma horária em relação a África. Essa rotação causou uma movimentação transcorrente sinistral com a formação de numerosos meio-grabens de direção N-S que deram origem aos depocentros a oeste na bacia de Sergipe-Alagoas e compõem a atual margem continental do Nordeste do Brasil (Figura 23) (Szatmari et al. 1987; Lana, 1985). A conjugação de todos os esforços que foram atuantes na propagação dos riftes N-S e que originaram as bacias do RTJ e a leste formaram a bacia de Sergipe-Alagoas deram origem aos limites da Microplaca Sergipana (Szatmari et al., 1985; Szatmari e Milani 1999). A propagação dos esforços para a região intracontinental ocorreu ao longo dos lineamentos principais E-W (Patos e Pernambuco), em movimentação sinistral, conforme já alertado pelos trabalhos de Fairhead (1988), Fairhead e Maus (2003) e Moulin et al. (2010) e comprovado neste trabalho. A combinação dos esforços distensivos NW-SE impostos pela abertura dos riftes da Margem Leste brasileira, juntamente com a reativação direcional da PASZ, é a responsável pelo primeiro evento tectônico transtrativo que fica ativo durante a fase rifte da Bacia do Araripe (Figura 23).

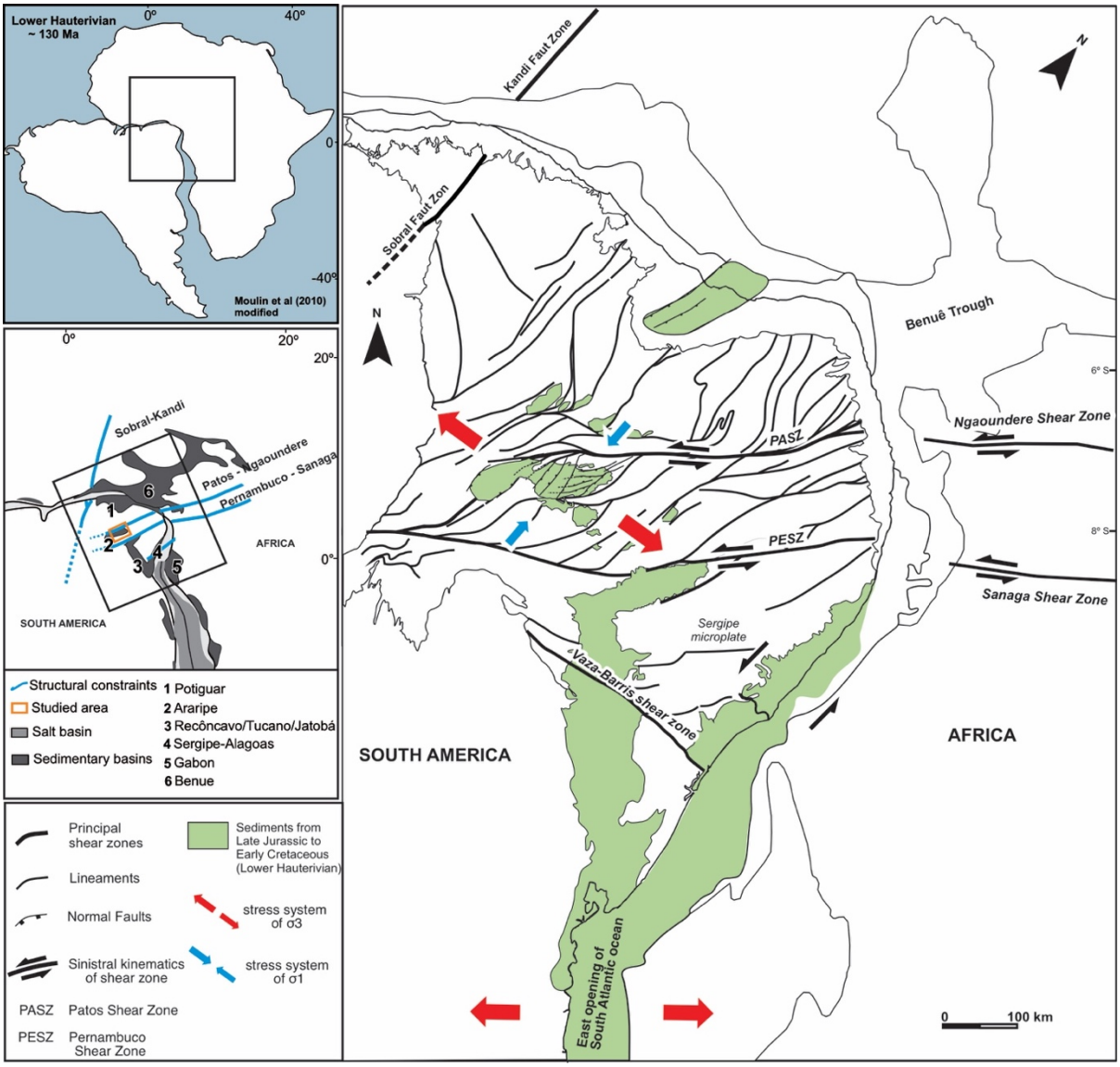

Figura 23. Reconstrução paleogeográfica da fase rifte durante Eo-Hauteriviano (130 Ma.) mostrando as bacias sedimentares do Nordeste Brasileiro e das regiões africanas adjacentes. (compilado de Szatmari et al. (1987), Milani e Davison (1988), Magnavita (1992), Matos (1992), Szatmari e Milani (1999)). Na fase rifte os esforços de distensão associados à abertura da Margem Leste do Oceano Atlântico Sul regiam os sistemas de esforços dentro do continente no Nordeste do Brasil e regiões africanas adjacentes com reativação sinistral das principais zonas de cisalhamento (PASZ e PESZ) e gerando uma tectônica resultante transtensiva com distensão principal NW-SE na região da Bacia do Araripe e demais bacias continentais (Fonte: compilado de Fairhead (1988), Fairhead and Maus (2003), Destro et al. (2003)).

O processo de abertura do Oceano Atlântico Sul por meio da propagação dos sistemas de riftes na direção N-S se deparou então com a PESZ e a propagação pela zona transformante sinistral a oeste prevaleceu abortando os riftes N-S. A sedimentação da fase rifte seguiu ativa nas bacias do RTJ; no entanto, os esforços intraplaca a norte da PESZ e nos arredores da PASZ

mostram que no intervalo do Eo-Hauteriviano até o fim do Barremiano não ocorreu sedimentação nas demais bacias localizadas no interior do Nordeste do Brasil. Alguns autores como Szatmari et al (1987) atribuem a essa fase a migração do polo de rotação das placas para norte devido à diminuição da resistência da litosfera entre América do Sul e África. A mudança nos regimes de esforços intraplaca se intensificou quando o a placa Sul Americana iniciou sua movimentação para oeste em relação à África (Magnavita, 1992). A bacia Potiguar localizada a norte e próximo a Margem Equatorial, que até então apresentava extensão crustal na direção NW-SE associada ao sistema de riftes de direção NE, iniciou uma reconfiguração por meio da movimentação de falhas E-W reativadas do embasamento pré-cambriano. Essas falhas reativaram as estruturas herdadas do embasamento em um sistema transcorrente dextral e já se encontravam ativas no Barremiano (Matos, 1992). Esse sistema se instalou na Bacia Potiguar de modo transtrativo e posteriormente seguiu para a abertura da Margem Equatorial (Matos, 2000). A propagação dos esforços intraplaca fez com que as principais zonas de cisalhamento E-W (PESZ e PASZ) iniciassem então uma mudança de cinemática cessando a movimentação sinistral e mudando para uma reativação dextral. As unidades sedimentares depositadas na Bacia do Araripe durante a fase rifte e que foram condicionadas por falhas normais com distensão principal NW-SE ficaram submetidas a compressão na mesma direção. O novo sistema de tensão foi responsável por um intervalo de tempo com esforços resultantes compressivos na direção NW-SE. O resultado desses esforços gerou leve soerguimento, reversão de falhas e formação de dobras suaves, rotação dos estratos e erosão caracterizando um período de inversão da bacia (Figura 24).

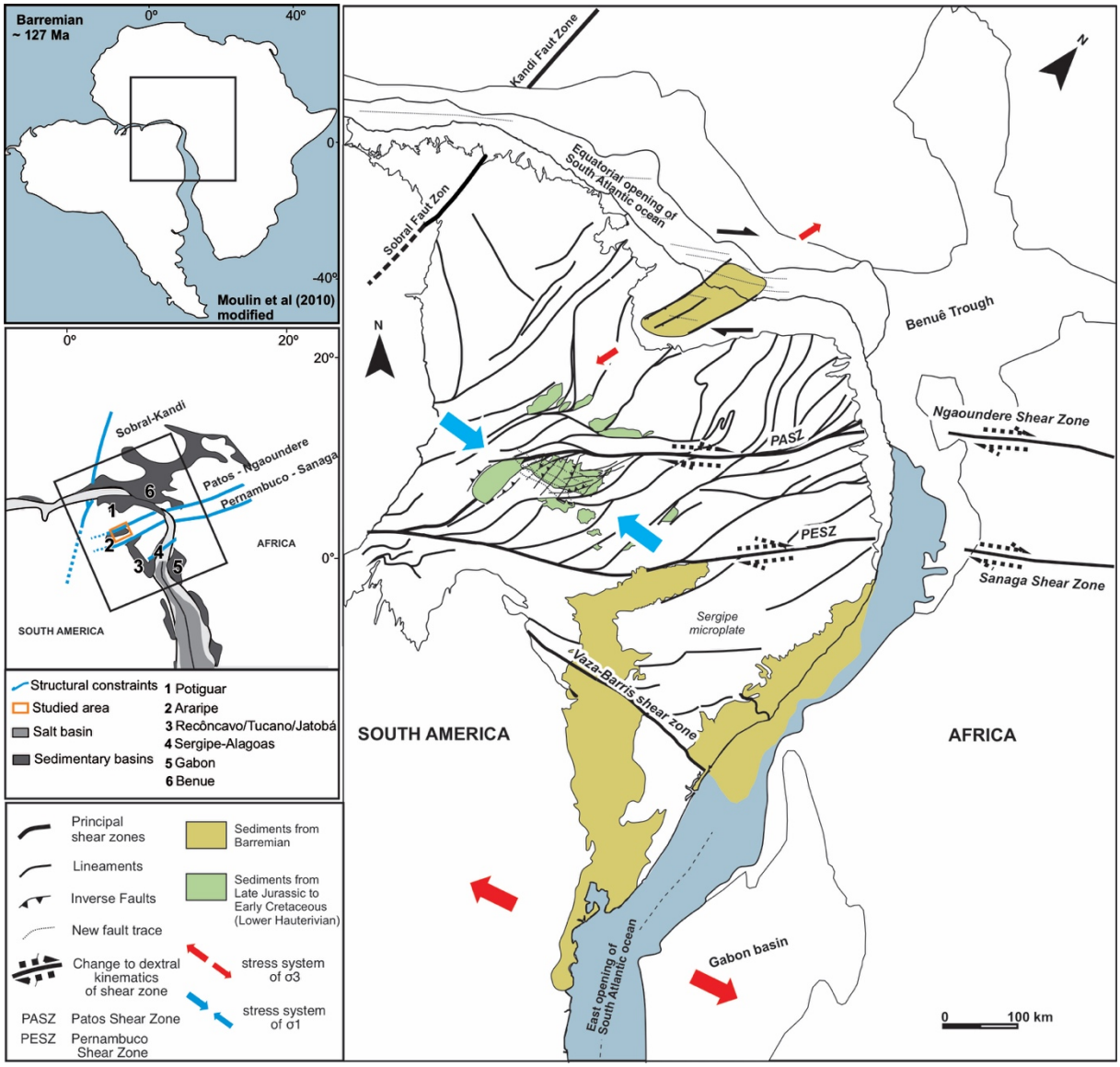

Figura 24. Reconstrução paleogeográfica da inversão da bacia durante o Barremiano (127 Ma.) (Fonte: baseado no modelo de Moulin et al. (2010)) mostrando as bacias sedimentares do Nordeste Brasileiro e das regiões africanas adjacentes. (compilado de Szatmari et al. (1987), Milani e Davison (1988), Magnavita (1992) e Matos (1992). Na inversão da bacia os sistemas de esforços que regiam a porção continental do Nordeste do Brasil e regiões africanas adjacentes mudaram com o início da abertura da Margem Equatorial do Oceano Atlântico Sul apresentando um princípio de reativação dextral das principais zonas de cisalhamento (PASZ and PESZ) e gerando esforço resultante compressivo NW-SE na região da Bacia do Araripe e bacias a norte do PASZ (Fonte: compilado de Fairhead (1988), Fairhead e Maus (2003)).

Segundo Magnavita et al. (1994), as bacias que compõem o sistema de rifte do RTJ apresentam registros que mostram eventos de erosão durante o Barremiano. A Bacia Potiguar a norte apresenta sedimentos de idade barremiana na porção *onshore* da bacia, no entanto uma parte dos sedimentos foi removida por erosão da parte mais a norte. Na porção *offshore* somente as sequências da fase rifte de idade anterior ao Barremiano estão preservadas nos depocentros

desta mesma bacia (Matos, 1992). Esses dados mostram que ocorreu um período erosivo e com leve inversão em algumas das bacias interiores do Nordeste do Brasil. A inversão é descrita como associada a um evento compressivo WNW-ESE que ocorreu entre o fim da fase rifte e o início da fase Pós-Rifte. O evento compressivo foi responsável principalmente pela inversão e erosão da bacia durante o intervalo Eo-Hauteriviano-Barremiano (Figura 24) enquanto ocorria sedimentação da fase rifte nas bacias RTJ, Sergipe-Alagoas e Potiguar *onshore*.

A evolução do sistema de tensões intraplaca levou à instalação de um segundo regime tectônico com desenvolvimento de falhas normais associadas. A implantação de um novo sistema transtrativo abriu espaço de acomodação para a sedimentação das unidades Pós-Rifte.

As bacias menores, que estão localizadas a norte do PASZ e num contexto tectônico muito próximo à bacia do Araripe, como a bacia do Rio do Peixe e a Bacia de Iguatu, apresentam preservadas somente as unidades sedimentares da fase rifte. Tais bacias são limitadas por falhas e apresentam sua formação condicionada pela reativação de zonas de cisalhamento de direção NNE-SSW e E-W. Os sistemas de tensão vigentes na formação dessas bacias apresentam σ1 horizontal e orientado ENE-WSW (Françolin et al, 1994) que é compatível com o sistema de tensão vigente na fase rifte da Bacia do Araripe. No entanto, nessas bacias, assim como na Bacia do Araripe, não são encontrados registros sedimentares durante o Barremiano. Além disso, uma série de inversões é descrita, algumas delas inclusive como tendo se iniciado ainda no Barremiano. Os eixos de tensão descritos para essas bacias apresentam o σ1 horizontal com direção NW-SE (Matos, 1992) e podem estar relacionados ao mesmo evento de inversão descrito neste trabalho para a Bacia do Araripe.

Com a instalação do regime direcional dextral entre o continente Sul Americano e a África iniciou-se a abertura da Margem Equatorial durante o Neoaptiano. Os processos de deformação associados a esses esforços foram acompanhados pela sedimentação da porção *offshore* da bacia Potiguar controladas por falhas de direção WNW-ENE. Ao mesmo tempo ocorriam os primeiros estágios rifte da calha de Benue na África (Szatmari et al. 1987; Matos, 1992). A propagação de tais esforços para a porção intraplaca no interior do Nordeste do Brasil levou mais uma vez à reativação dos lineamentos principais do embasamento, fazendo com que o PASZ passasse a atuar agora como um sistema transcorrente dextral, como foi registrado na Bacia do Araripe (Figura 25).

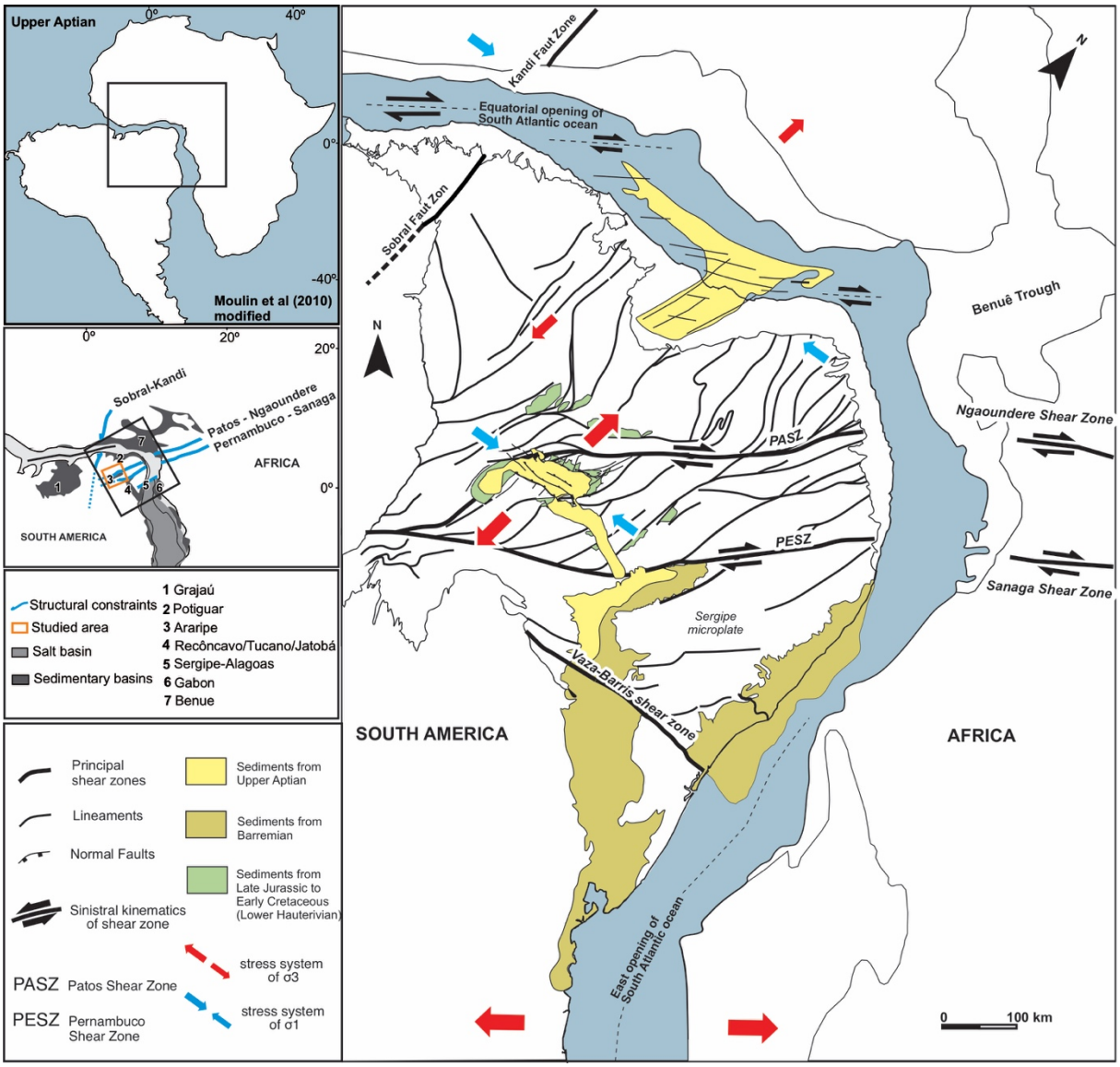

Figura 25. Reconstrução paleogeográfica da deformação associada ao início do pós-rifte durante o Eoaptiano (110 Ma.) (Fonte: baseado no modelo de Moulin et al. (2010)) mostrando as bacias sedimentares do Nordeste Brasileiro e das regiões africanas adjacentes. (compilado de Szatmari et al. (1987), Milani e Davison (1988), Magnavita (1992), Matos (1992), Destro et al. (2003) and Varejão (2019)). No inicio da fase pós-rifte o sistema de esforço implantado no interior do Nordeste do Brasil estava associado à abertura da Margem Equatorial do Oceano Atlântico Sul com a reativação dextral das principais zonas de cisalhamento (PASZ and PESZ) gerando esforço resultante transtrativo dextral com distensão principal NE-SW na região da Bacia do Araripe e nas bacias a sul do PASZ.

Durante o Eoaptiano a Bacia do Araripe experimentava deformação decorrente então do segundo regime de esforços transtrativos, com a retomada da subsidência e da sedimentação condicionada pela formação de falhas normais WNW-ESE (Figura 25). Tal arranjo caracterizou uma propagação do regime transcorrente dextral para o interior do continente resultando

localmente em deformação regida por uma transtensão. As falhas resultantes cortavam quase que perpendicularmente as falhas anteriores e as calhas principais da fase rifte. Esse processo abateu relativamente blocos a NNE e soergueu bloco a SSW formando uma nova calha de deposição alongada NW-SE com espaço para a deposição dos primeiros sedimentos da fase pós-rifte I, a Formação Barbalha (Figura 25). Os sedimentos depositados no Aptiano recobrem de modo discordante a bacia formada durante o primeiro evento transtrativo (alongada segundo a direção NE-SW). A nova bacia agora apresenta uma direção alongada NW-SE e tal configuração promove forte condicionamento das sequências sedimentares que pertencem à fase pós-rifte I, pelo menos até o fim do Aptiano.

Conclusão

Neste trabalho é proposto um novo modelo de evolução tectônica e estrutural para o intervalo entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior na Bacia do Araripe no Nordeste do Brasil e mostra sua relação com os principais eventos de ruptura do Gondwana. A proposta é baseada em análises de planos de falhas e amparado em métodos e técnicas de análise estrutural em regiões fraturadas. A integração dos dados proporcionou uma nova interpretação para os principais eventos que atuaram na formação, deformação e preservação dos sedimentos na Bacia do Araripe durantes as fases tectônicas Rifte e início da Pós-Rifte I.

O importante papel exercido pelo arcabouço estrutural do embasamento pré-cambriano e o fato das rochas sedimentares terem sido depositadas pouco antes ou durante os processos de rompimento do Gondwana, mostra que as deformações registradas nas unidades sedimentares da bacia podem estar relacionadas à fase rifte e às fases posteriores.

O desenvolvimento da Bacia do Araripe apresenta várias implicações na resposta tectônica intraplaca dos processos que culminaram com os estágios finais de rompimento do supercontinente Gondwana e abertura das margens Leste e Equatorial brasileiras do Oceano Atlântico Sul. De acordo com os dados os eventos principais que atuaram nos estágios iniciais de evolução da bacia foram:

- fase rifte, estágio tectônico que vai do Jurássico Inferior (Titoniano) ao Cretáceo Inferior (Neo-Hauteriviano). Durante esse evento primeiro evento tectônico os esforços intraplaca na região da Bacia do Araripe eram transtrativo sinistrais com $\sigma 1$ suborizontal e direção NE-SW e $\sigma 3$ também suborizontal e direção NW-SE. Os principais indícios desse evento são conjuntos de falhas normais e normais oblíquas com orientações principais N50E/65E e de falhas direcionais, tanto sinistrais quanto dextrais que apresentam orientação

preferencial N60E e N45E respectivamente. Associadas a esse evento também são descritas falhas e deformações sin-sedimentares que afetam as unidades litoestratigráficas da Formação Brejo Santo, Formação Missão Velha e Formação Abaiara. O evento é regido pelos reflexos intraplaca dos esforços que estavam atuando na abertura da Margem Leste brasileira e foram responsáveis pela reativação sinistral da PASZ, que limita a bacia a norte. O resultado desse primeiro evento tectônico foi a formação de uma bacia alongada NE-SW onde foram depositadas as unidades sedimentares da fase rifte.

- Inversão da bacia, estágio que vai do Eo-Hauteriviano ao Barremiano. Nesse evento são registrados conjuntos de falhas reversas de direção NE-SW que principalmente reativam falhas NE-SW normais preexistentes como falhas inversas e formaram pequenas dobras de arrasto locais nos sedimentos dos estágios iniciais da bacia e que foram depositadas na fase Rifte. O evento de inversão da bacia é interpretado como um evento compressivo com $\sigma 1$ suborizontal e na direção NW-SE. Ele é o reflexo intraplaca dos esforços iniciais de abertura da Margem Equatorial e marcam a mudança no sentido de reativação da PASZ.

- Deformação Pós-Rifte, foi o estágio que atuou no Aptiano. O evento de deformação Pós-Rifte inicia com a instalação de um sistema de tensão direcional dextral responsável pela abertura da Margem Equatorial, que se propaga para ambiente intraplaca como transtrativo dextral pela consequente reativação dextral da PASZ. Nesse evento, na bacia, é registrada uma sucessão de falhas normais a normais obliquas com direção NW-SE a WNW-ESE. Durante o Eoaptiano a bacia experimentava deformação decorrente então do segundo regime de esforços transtrativos, com a retomada da subsidência e da sedimentação condicionada por falhas normais WNW-ESE. Estas estruturas deformaram e modificaram o quadro inicial, preservando parte da bacia formada na fase rifte. A partir desse estágio a bacia passou então a apresentar uma nova configuração, alongada segundo a direção NW-SE e a Formação Barbalha se depositou de modo discordante sobre as unidades da fase rifte.

Estes contrastantes regimes tectônicos reconhecidos na Bacia do Araripe, e seu entorno, ajustam-se ao quadro cinemático e cronológico das etapas de abertura da Margem Leste durante os andares Dom João e Rio da Serra (Tithoniano ao Hauteriviano), e ao processo de abertura da Margem Equatorial no Andar Alagoas (Aptiano). Constatando, assim, a importância dos fenômenos associados à ruptura do Continente Gondwana e sua projeção para o ambiente intraplaca, com participação efetiva das estruturas herdadas do embasamento no desenvolvimento, evolução e preservação da Bacia do Araripe durante o Jurássico superior e Cretáceo inferior.

Referências

Todas as referências bibliográficas se encontram no Capítulo 9.

7.3 Artigo 2 – Fase sin-rifte da Bacia do Araripe (Juro-Cretáceo do Nordeste do Brasil): um registro composto de evolução sedimentar da bacia em resposta à tectônica direcional

Synrift phase of Araripe Basin (Upper Jurassic to Lower Cretaceous, Northeast Brazil): a composite record of sedimentary basin evolution in response to strike-slip tectonics

Resumo

A Bacia do Araripe apresenta um dos mais completos e extensos registros sedimentares de uma bacia mesozoica no interior do nordeste do Brasil. As bacias interiores são representadas por riftes intracontinentais e são bons exemplos para a investigação sobre a origem e preservação de alguns estilos tectônicos de bacia, pois ilustram as geometrias tridimensionais. O objetivo do artigo foi compreender a relação entre a geometria deposicional e o preenchimento sedimentar, buscando sua associação com os principais controles tectônicos, identificar os limites entre os principais estágios evolutivos e a sua correlação com as unidades litoestratigráficas. Foram descritas as fácies e associações de fácies, padrões de paleocorrentes e as estruturas de deformações sin-sedimentares; interpretados os paleoambientes deposicionais e determinadas as superfícies estratigráficas principais, obtendo assim, a revisão da história evolutiva tectono-sedimentar do Grupo Vale do Cariri. Os resultados mostram que existe um papel importante da tectônica rúptil na subsidência, compartimentação e distribuição das sequências sedimentares depositadas do Jurássico superior (Tithoniano?) até pelo menos o Cretáceo inferior (Hauteriviano?). Foram individualizadas três sequências sedimentares: Sequência SD1, que corresponde à Formação Brejo Santo, é composta de leques aluviais na base e apresenta predomínio de depósitos de planície de inundação proximal e planícies de inundação distal, correspondendo ao intervalo de alta taxa de movimentação tectônica na bacia; Sequência SD2, que corresponde ao primeiro trecho da Formação Missão Velha e é composta de depósitos de dunas eólicas intercaladas a depósitos de canais de rios entrelaçados, e também apresenta de forma mais restrita depósitos de planícies de inundação proximal e distal, representando um período de diminuição das taxas de movimentação tectônica; Sequência SD3, que corresponde ao trecho final da Formação Missão Velha e a Formação Abaiara. Ela é composta em sua porção média-inferior por depósitos de canais de rios entrelaçados com esparsos e não contínuos depósitos de planície de inundação. Na porção média-superior é composta de depósitos deltaicos dominados por rios tanto proximais quanto distais, depósitos de dunas eólicas e depósitos de canais de rios entrelaçados intercalados a depósitos de planície deltaica. As sequências sedimentares foram depositadas em diferentes estágios tectônicos da fase rifte. As sequências SD1 e SD2 representam depositos dos estágios iniciais de rifteamento da bacia e correspondem ao rifte inicial. A sequência SD3 corresponde aos depósitos do clímax da tectônica rifte na bacia. As sequências SD1, SD2 e SD3

representam os registros de um processo de deposição relativamente contínuo dentro da evolução da fase rifte da bacia e seus os limites são marcados principalmente pela variação da movimentação tectônica associada as falhas normais e normais oblíquas que se projetam para dentro da bacia e se ajustam ao quadro transtrativo sinistral em ramificação tipo rabo-de-cavalo, decorrente de reativação da Zona de Cisalhamento de Patos, e são o reflexo intraplaca dos esforços de ruptura do Continente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico sul na Margem Leste Brasileira.

Introdução

São muitos os estudos que referenciam a evolução tectônica-estratigrafia de bacias do tipo rifte. No entanto, um dos quadros que despertam maior interesse atualmente está relacionado ao estudo das bacias rifte que passaram por subsidência acompanhada de deformação direcional. Bacias formadas por distensão crustal (e.g. grabens) podem estar associadas às porções terminais de zonas de cisalhamento e, sendo assim, é importante investigar influência da tectônica na geometria da bacia e o papel das falhas no preenchimento, na taxa de sedimentação e acomodação dos sedimentos para melhor entender as características dessas bacias e suas fases de rifteamento (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000).

As bacias interiores do Nordeste do Brasil são representadas por riftes intracontinentais e são bons exemplos para a investigação sobre a origem e preservação de alguns estilos tectônicos de bacia, pois ilustram as geometrias tridimensionais. Essas bacias representam importantes registros cronoestratigráficos do momento do rompimento do Gondwana associado ao rifteamento e à abertura do oceano Atlântico Sul (Matos, 1992; Assine, 2007) e do controle exercido pelo embasamento pré-cambriano/neoproterozoico (Matos, 1999). Destacam-se as bacias do Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, Tucano e Jatobá, entre outras. As unidades sedimentares que compõem a Bacia do Araripe cobrem uma área de aproximadamente 9000 km^2 e representam o maior e mais completo registro dessa evolução em ambiente continental.

A complexa história evolutiva da Bacia do Araripe e demais bacias interiores está associada a diversas fases tectono-sedimentares e a uma ou mais fases rifte (Pontes et al., 1978; Chang et al., 1992; Cainelli & Mohriak, 1999; Milani et al., 2007). A Bacia do Araripe em especial apresenta forte influência estrutural da Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ), que a limita a norte. Trabalhos anteriores mostram que o quadro principal de formação e controle da sedimentação é constituído de um conjunto de grabens e horstes limitados por falhas normais ramificadas a partir da PASZ (Assine, 1990; Matos, 1992; Ponte e Ponte Filho, 1996). No

entanto, o ajuste para um quadro transcorrente é muito importante na evolução tectônica regional e foi reconhecido por Morales et al. (2006), Rosa et al. (2019), Fambrini et al. (2019) e Celestino et al. (2020), servindo então de exemplo e possibilitando a revisão sob o ponto de vista do seu preenchimento estratigráfico e do controle tectônico.

A Bacia do Araripe apresenta registro estratigráfico mesozoico que reflete diferentes estágios de subsidência e respectivas sequências sedimentares (Ponte and Ponte Filho, 1996; Assine, 2007; Scherer et al, 2014). O arcabouço estratigráfico é constituído por sequências sedimentares limitadas por discordâncias regionais representando um registro fragmentado de embaciamentos gerados em ambientes tectônicos distintos (Assine, 2007): sequência pré-rifte, caracterizada por subsidência mecânica regional produzida por estiramento litosférico visco-elástico e que tem como registro as formações Brejo Santo e Missão Velha; sequência rifte, apresenta acentuada subsidência mecânica com a instalação de sistemas de horstes e grabens e a Formação Abaiara como registro; sequências pós-rifte I e II, que são caracterizadas pelo predomínio de subsidência flexural térmica e apresenta como registro as formações Barbalha, Crato e Romualdo da sequência pós-rifte I; e a Formação Araripina e Formação Exu da sequência pós-rifte II.

O objetivo principal deste artigo é detalhar o empilhamento estratigráfico das unidades que estão inseridas nas sequências "pré-rifte" e "rifte" de Assine (2007) na Bacia do Araripe e, com isso, compreender a relação entre a geometria deposicional e o preenchimento sedimentar, buscando sua associação com os principais controles tectônicos. Buscou-se identificar os limites entre os principais estágios evolutivos e a sua correlação com as unidades litoestratigráficas, analisar as associações de fácies com os padrões de paleocorrentes para cada paleoambiente deposicional e analisar a associação do empilhamento estratigráfico com o quadro tectônico contemporâneo, obtendo assim a revisão da história evolutiva tectono-sedimentar desta bacia do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior (andares locais Dom João, Rio da Serra e Aratu).

Contexto Geológico

A Bacia do Araripe está localizada na região limítrofe dos estados do Ceará, Piauí, Paraíba e Pernambuco, entre as coordenadas geográficas 07º00' e 08º00' de latitude sul, e 38º30' e 41º00' de longitude oeste (Figura 1). A área de estudo está localizada na parte leste da Bacia do Araripe, onde afloram as unidades sedimentares correspondentes à fase rifte da bacia, assim como os contatos com os embasamentos pré-cambriano e eo-paleozoico.

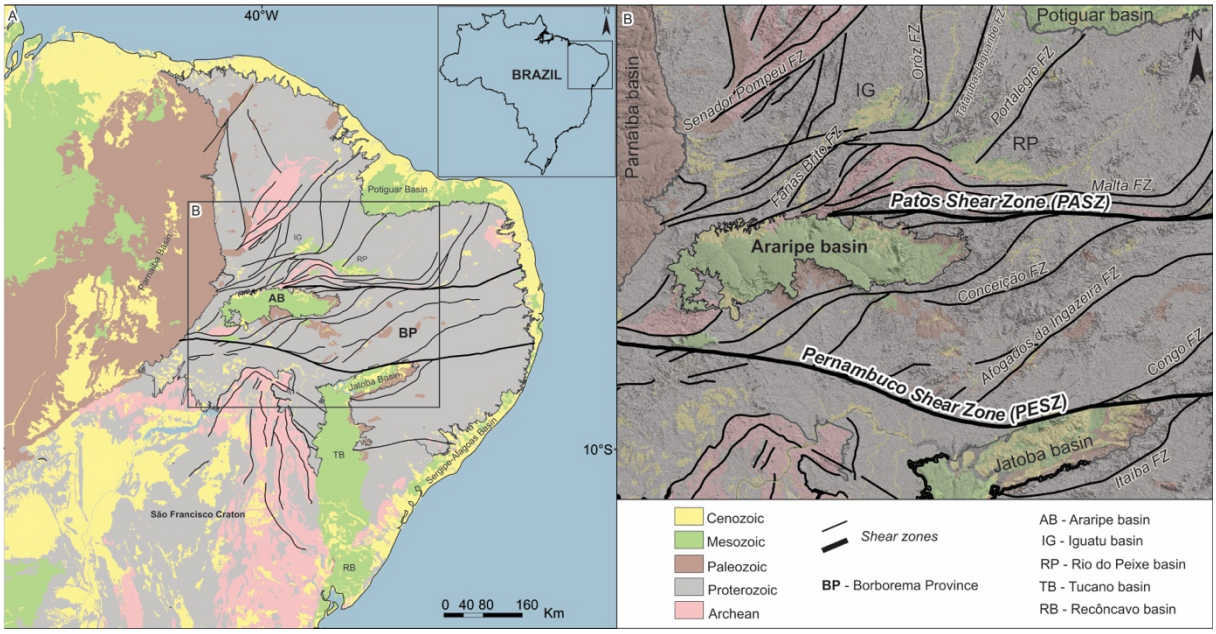

Figura 1. A. Mapa geológico simplificado da região Nordeste do Brasil com a localização da Província Borborema (BP) e a distribuição das principais bacias sedimentares e zonas de cisalhamento. B. detalhe da área próxima à Bacia do Araripe e as zonas de cisalhamento que a limitam a Norte (PASZ) e a Sul (PESZ) sobre o MDE construído em imagens Landsat-SRTM de 30m de resolução.

Arcabouço estratigráfico

A distribuição das unidades litoestratigráficas está representada no mapa geológico da figura 2, considerando os resultados obtidos na execução deste trabalho. As unidades sedimentares que compõem a sequência rifte da bacia afloram na porção leste, numa região classificada como sub-bacia do Cariri. Na porção centro oeste tais unidades estão depositadas na sub-bacia Feira Nova e não afloram, são reconhecidas somente por métodos geofísicos e amostradas pelo poço 2-AP-1-CE, sendo recobertas pelas sequências pós-rifte I e II (Figura 2). É possível reconhecer o forte controle tectônico nos contatos entre as diversas unidades aflorantes, com falhas ativadas desde o início da formação da bacia. Na seção geológica, a influência das falhas é marcante tanto na Sub-bacia Cariri, na definição dos blocos deslocados e rotacionados entre si, quanto na ocorrência das unidades da Sub-bacia Feira Nova.

Segundo trabalhos anteriores, o arcabouço estratigráfico dessa bacia é constituído por sequências sedimentares limitadas por discordâncias regionais (Chang et al., 1989, Assine, 1990, 2007; Matos, 1992; Ponte 1992; Ponte e Ponte Filho, 1996), associadas a diferentes fases ou etapas do desenvolvimento do rifte (figura 2). Os resultados obtidos neste trabalho permitiram ajustar o quadro estratigráfico aos eventos tectônicos, sendo reconhecidas as unidades sedimentares, da base para o topo: formações Brejo Santo, Missão Velha

(anteriormente consideradas pré-rifte – Assine 2007; ou sin-rifte I - Chang 1988, Matos, 1992) e Abaiara (anteriormente considerada sin-rifte II – Chang 1988, Matos, 1992) da sequência rifte; formações Barbalha, Crato, Ipubi e Romualdo da sequência pós-rifte I; e formações Araripina e Exu da sequência pós-rifte II.

Sobre o embasamento pré-cambriano ocorre preservada uma unidade paleozoica que é anterior à formação da Bacia do Araripe (Braun, 1966; Ghignone, 1979), denominada Formação Cariri por Beulen (1962) ou Formação Mauriti, como foi denominada por Gaspary e Anjos (1964) e adotada por Ponte e Appi (1990). Essa unidade aflora na porção leste da bacia, no seu entorno e próximo às bordas (Figura 2). É composta de arenitos imaturos, de granulação média a grossa, com grãos angulares a subangulares e esparsas intercalações de siltito e arenito fino no topo. Ocorrem também níveis de ortoconglomerados, mais comuns na base, onde incluem fragmentos líticos do embasamento, de quartzo e clastos de feldspato bem preservados, interpretados como produto de sistema fluvial entrelaçado. Essa unidade é considerada como parte de uma Sequência de Sinéclise (Eo-paleozóica) que apresenta afinidade litológica e de direção de paleocorrentes com unidades como a Formação Tacaratu (Bacia de Tucano-Jatobá) a sul (Carvalho et al. 2018) e as unidades correlatas ao Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba (Formação Ipu e Formação Jaicós) (Cerri et al., 2020, 2021). A Formação Cariri não apresenta datação absoluta, no entanto as idades Eo-Ordoviciano – Siluriano (Assine, 1992; Pontes e Pontes Filho, 1996) e Neo-Ordoviciano – Eo-Devoniano (Assine, 2007) são atribuídas a essa unidade.

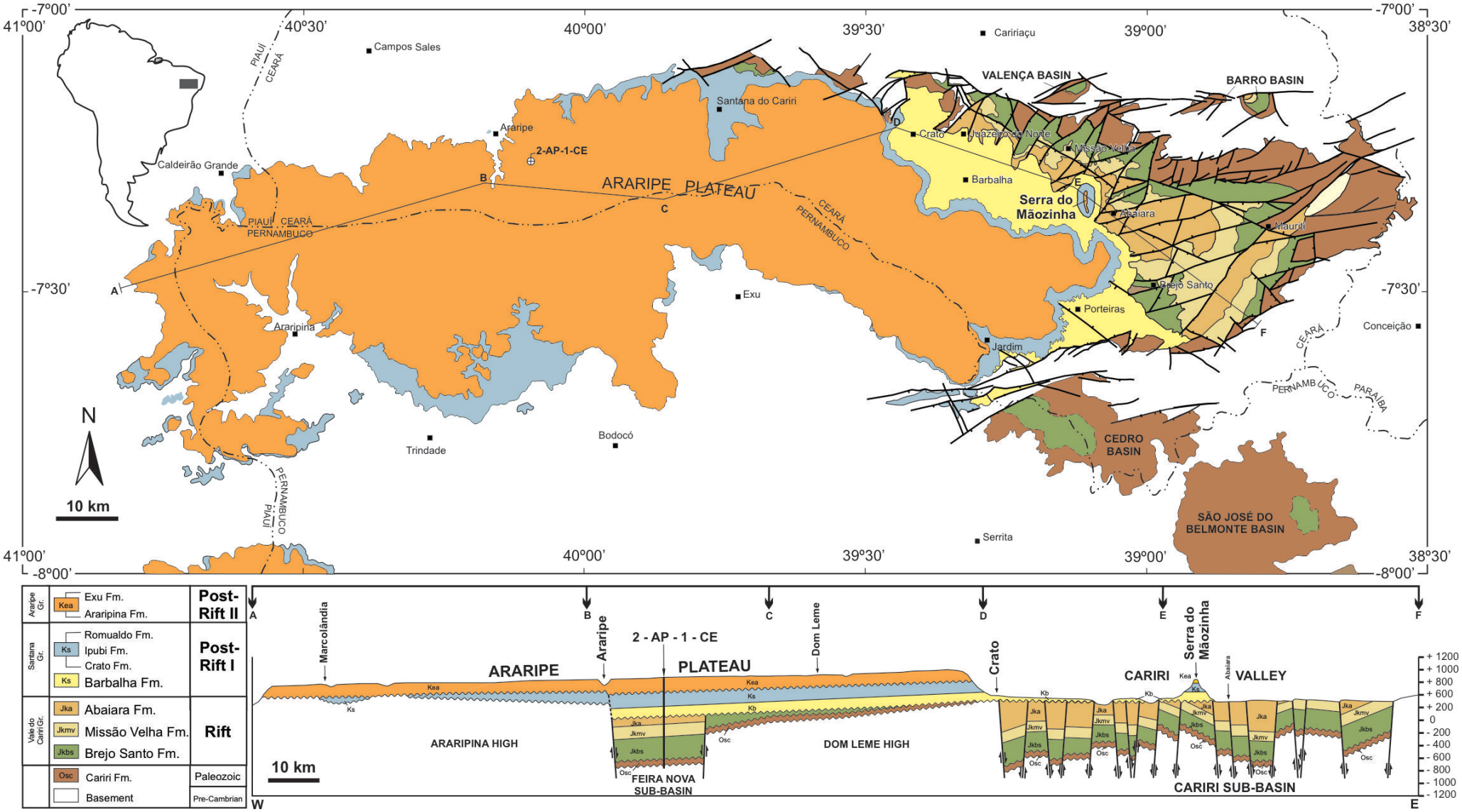

Figura 2. Mapa geológico e seção geológica da Bacia do Araripe (modificado de Assine, 2007).

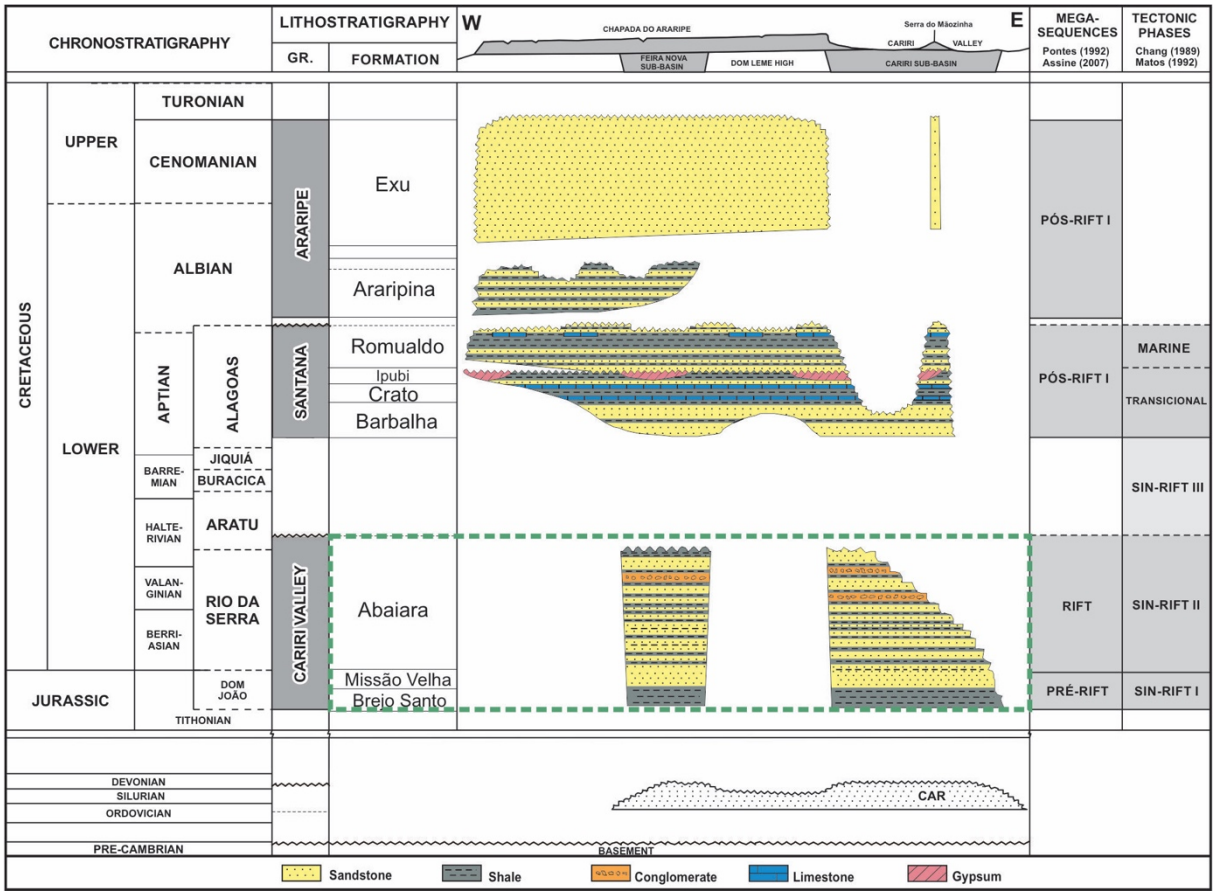

Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Araripe com destaque em pontilhado verde para o intervalo de tempo e as unidades que são o foco deste trabalho. (compilada a partir de Assine, 2007; Arai ,2006; Arai e Assine, 2020).

A sequência estratigráfica inferior (Sin-Rifte I de Chang, 1988) ou pré-rifte de Assine, 2007) é constituída pelos sedimentos das formações Brejo Santo e Missão Velha, depositadas durante o Jurássico Superior e que podem ser correlacionadas com unidades que ocorrem também nas bacias do Tucano-Recôncavo-Jatobá (TRJ) e Sergipe-Alagoas.

A Formação Brejo Santo tem espessura máxima de 450 m, constituída por folhelhos e lamitos vermelhos, interpretados como associados a sedimentação em ambiente lacustre propício à formação de *red beds*.

A Formação Missão Velha tem espessura máxima de cerca de 200 m. É composta de arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos e/ou caoliníticos, localmente conglomeráticos, portadores de abundantes troncos e fragmentos de madeira silicificada, atribuídos à conífera *Dadoxilon benderi* (Assine, 2007). Sua associação de fácies é interpretada como sendo de planícies fluviais de sistemas entrelaçados caracterizados por canais rasos e de alta energia.

Tanto a Formação Brejo Santo quanto a Formação Missão Velha foram posicionadas no Andar local Dom João (NRT-001), atribuído ao Jurássico Superior. São lito- e

cronocorrelatas às formações Aliança e Sergi das bacias do Recôncavo-Tucano, Camamu e Almada, às formações Bananeiras e Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas (Assine, 2007), às formações N´Dombo e M´Vone da bacia do Gabão e à Formação Lucula da Bacia do Congo (Cesero et al., 1972 apud Cesero e Ponte, 1997).

A sucessão estratigráfica seguinte representa o principal registro sedimentar da tectônica rifte, com a formação de grabens e meio-grabens assimétricos, separados por altos estruturais internos e altos do embasamento, falhas de transferência e/ou zonas de acomodação (sequência Sin-Rifte II Chang, 1988 ou rifte de Assine, 2007), que foram ativas durante o Cretáceo Inferior dos andares Berriasiano ao Hauteriviano. É representada pela Formação Abaiara, que também tem registros nas bacias Tucano-Recôncavo-Jatobá (TRJ), Sergipe-Alagoas e Potiguar.

A Formação Abaiara é constituída por folhelhos sílticos e siltitos vermelhos, com intercalações de arenitos e pacotes de conglomerados polimíticos. Estruturas deformacionais sin-sedimentares, como falhas de crescimento, e deformações nos sedimentos não consolidados (*soft-sediment deformation structures* – SSDS), são algumas das evidências de tectônica sin-deposicional. Intercalados aos arenitos ocorrem níveis decimétricos a métricos de folhelhos verdes papiráceos que frequentemente portam ostracodes. As associações de fácies descritas para esta unidade e o seu conteúdo fossilífero indicam uma sedimentação em tratos deposicionais continentais, em um cenário de lagos rasos paulatinamente substituídos por planícies fluviais e canais entrelaçados.

Não são encontrados na bacia registros sedimentares pertencentes aos andares Buracica e Jiquiá (Sin-rifte II de Chang, 1992). A Formação Barbalha é a primeira unidade sedimentar da sequência pós-rifte I e é composta de arenitos com intercalação de folhelhos de coloração avermelhada e de níveis delgados de conglomerados. Os arenitos são finos a médios, subarredondados a subangulares, friáveis, argilosos e com seixos dispersos e/ou feldspatos alterados e bolas de argila, ocorrendo dispostos em *sets* com 0,2 a 2 m de espessura, que invariavelmente apresentam estratificação cruzada planar ou acanalada. O empilhamento estratigráfico dessa unidade compreende dois ciclos fluviais com granodecrescência ascendente, cujos topos são marcados por intervalos pelíticos carbonáticos lacustres.

A Formação Barbalha é recoberta por calcários micríticos laminados da Formação Crato, que formam bancos contínuos com espessuras que ultrapassam duas centenas de metros, interdigitados lateralmente com folhelhos verdes. Essa unidade apresenta um abundante registro fossilífero e muito diversificado, onde podem ser encontrados insetos, ostracodes,

crustáceos, aracnídeos, pequenos peixes (predomínio de *Dastilbe elongatus*), quelônios, lagartos e pterossauros (Mabesoone e Tinoco, 1973, Varejão et al., 2020, 2021).

Sobre a seção de calcários laminados ocorrem camadas descontínuas de gipsita pertencentes à Formação Ipubi, com espessura máxima da ordem de 30 m, em associação faciológica com folhelhos verdes e pretos. Embora haja ocorrências no Vale do Cariri, as camadas de gipsita da Formação Ipubi concentram-se, sobretudo, na porção oeste da bacia, da cidade de Ipubi a Araripina no Estado de Pernambuco, principal área produtora do país.

A última unidade sedimentar da sequência pós-rifte I (Figura 2) corresponde integralmente à Formação Romualdo, composta por conglomerados estratificados, arenitos finos a grossos, calcários laminados, margas, folhelhos, calcários coquinoides e coquinas. Esta formação é conhecida internacionalmente pelo seu rico conteúdo fossilífero, especialmente de peixes, que são encontrados nas concreções fossilíferas (Maisey, 1991; Kellner et al., 2002; Fara et al., 2005; Custódio et al., 2017; Fürsich et al., 2019).

A sequência pós-rifte II da Bacia do Araripe corresponde aos depósitos aluviais neocretáceos que são divididos em duas unidades com características litológicas distintas, separadas por uma discordância erosiva. As unidades são denominadas Formação Araripina e Formação Exu (Figuras 2 e 3). A Formação Araripina ocorre restrita à parte oeste da bacia e é constituída por uma associação de fácies heterolítica, caracterizada por grande diversidade de litotipos, recorrentes e geneticamente relacionados. Sua associação fossilífera considera que sua seção é de idade mesoalbiana e que seu clima de deposição era quente e árido (Lima, 1978a, 1978b; Arai e Assine, 2020). A segunda unidade dessa sequência é a Formação Exu que recobre a Formação Araripina por uma discordância erosiva e em alguns pontos com pequena angularidade. Na parte oeste da bacia o arranjo estratigráfico dessa unidade apresenta ciclos com granodecrescência ascendente, com delgados níveis de conglomerados e/ou arenitos conglomeráticos na base. Na porção leste os arenitos são mais grossos e imaturos com uma frequência maior de níveis de conglomerados.

Arcabouço tectônico

A Bacia do Araripe está inserida no Domínio Central (Zona Transversal) dos terrenos pré-cambrianos da Província Borborema. Ela está localizada a sul da Bacia Potiguar, a leste da Bacia do Parnaíba e norte das bacias do Tucano-Jatobá e está limitada a norte pela Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ) e a sul pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (PESZ) (Brito Neves et al., 2000) (Figura 1). A PAZS, que limita a Bacia do Araripe a norte, apresenta

forte orientação próxima a EW com traços de geometria sigmoide, e marcante ramificação em "rabo de cavalo". Seus traços são projetados para SW e seguem por baixo da Bacia do Araripe (Rosa et al. em preparação, cap. 7.2). A evolução principal da PASZ é datada do final do Neoproterozoico, com falhas reativadas durante o Jurássico e Cretáceo. A PASZ pode ser correlacionada com a Zona de Cisalhamento do Leste da Nigéria, no oeste africano, sendo que ambas compunham a mesma zona de cisalhamento no contexto de Gondwana (Viegas et al. 2014).

O arcabouço rifte da Bacia do Araripe é marcado por um conjunto de falhas NE-SW e NW-SE. As sub-bacias Cariri e Feira Nova são estruturadas por falhas de direção NE e WNW (Assine, 1990; Matos, 1992; Ponte e Ponte Filho, 1996), cujos esforços tectônicos estão relacionados ao rifteamento das margens Leste e Equatorial do Atlântico Sul. As falhas de orientação NE-SW formam uma série de horstes e grabens que delimitam os principais depocentros da bacia formados durante seus primeiros estágios evolutivos e acomodam as maiores espessuras de sedimentos das sequências pré-rifte (Sin-Rifte I) e rifte (Sin-Rifte II) (Matos, 1992). Apesar da ocorrência de falhas NE-SW com rejeitos que podem alcançar até 1000m, são restritos os afloramentos de fácies de conglomerados de leques aluviais dominados por fluxos de detritos descritos na literatura (Assine, 2007). As falhas de orientação NW-SE limitam a ocorrência das unidades sedimentares para sul e sudoeste e deformam principalmente as unidades das sequências associadas à fase rifte (Rosa et al. em preparação, cap. 7.2), alcançando seu auge durante a sedimentação da Formação Abaiara. A estruturação rúptil formadora da bacia rifte foi superposta por um segundo pulso (Assine, 2007; Morales et al., 2006), representando um quadro de tectônica modificadora da sequência rifte. A ação deste segundo evento preservou as sequências que se encontram nas sub-bacias Cariri e Feira Nova e, em um primeiro momento, foi responsável por uma leve inversão, interpretada como causa da erosão dos blocos altos e peneplanização do relevo que posteriormente foi recoberto pelas unidades da sequência pós-rifte I. É também responsável por um segundo período de subsidência e abertura de espaço de acomodação para os sedimentos da Formação Barbalha, representante da sequência pós-rifte I (Rosa et al. em preparação, cap. 7.2).

Materiais e Métodos

O trabalho foi conduzido de forma a possibilitar uma combinação entre mapeamento estratigráfico regional, descrição de alta resolução de afloramentos, perfis estratigráficos verticais e interpretação de paleocorrentes. A descrição de fácies se baseou na geometria, textura, estrutura sedimentar e paleocorrentes. Os dados foram utilizados para descrever e interpretar a evolução espacial e temporal que ocorreu durante a fase rifte da Bacia do Araripe e associar os empilhamentos estratigráficos aos principais eventos tectônicos que foram vigentes durante a formação da bacia. Foram levantados cinco perfis estratigráficos verticais ao longo dos afloramentos e exposições da parte leste da bacia (sub-bacia Cariri) e utilizado também o poço estratigráfico 2-AP-1-CE, localizado na parte oeste da bacia (sub-bacia Feira Nova). Foi feito um mapeamento na escala de 1:100.000 para a porção leste da bacia onde foram definidos os contatos entre as unidades litoestratigráficas Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara, as quais até então não eram subdivididas nos mapas disponíveis na literatura. O mapa representa a integração entre os dados disponíveis na literatura em trabalhos anteriores como de Assine (1990), (2007) e Ponte e Ponte Filho (1996) e Scherer et al. (2014) e os dados coletados e rastreados neste trabalho.

A denominação das fácies sedimentares baseou-se no código de fácies de Miall (1988; 1991; 2006; 2014), descrevendo-se a composição mineralógica, a granulação das rochas e as estruturas sedimentares. As paleocorrentes foram determinadas por meio de medidas de estratificações cruzadas em arenitos (*foresets* de estratificações cruzadas planares, cruzadas acanaladas e sigmoidais) expostas em camadas horizontais e, quando em camadas inclinadas, foram corrigidas por rotação utilizando a direção e o mergulho da camada medidos na mesma estação. As paleocorrentes foram coletadas tomando-se o cuidado de descrever em cada estação de medidas as características específicas das fácies onde foram coletadas. As investigações referentes a proveniência dos sedimentos e determinação da área fonte foram baseadas nos dados de paleocorrente e contribuem para estabelecer o padrão regional do paleofluxo para cada uma das unidades sedimentares que se depositou durante a fase rifte.

Resultados

As unidades sedimentares que são alvo deste trabalho foram depositadas do Jurássico Inferior (Andar Dom João) ao Cretáceo Inferior (Andar Rio da Serra e Andar Aratu) (Chang et al. 1988; Chang et al. 1992; Matos, 1992; Ponte, 1992; Assine, 1990, 2007; Arai, 2006). Não foram reconhecidas discordâncias geológicas significativas entre as formações Brejo Santo,

Missão Velha e Abaiara, indicando sedimentação contínua sem hiatos deposicionais significativos para o período. Seguindo o raciocínio utilizado também por Scherer et al (2014), adotaremos para este trabalho a nomenclatura de "fase rifte" para descrever todo o registro geológico que compõe as sequências descritas anteriormente como "pré-rifte" e "rifte" na Bacia do Araripe. Essas unidades pertencentes ao Grupo Vale do Cariri estão bem expostas na porção leste da Bacia do Araripe na Sub-Bacia Cariri (Figura 4), incluindo da base para o topo das formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara. A Formação Barbalha, unidade subsequente depositada no Cretáceo inferior (Andar Alagoas), superpõe em discordância as unidades da fase rifte. Na Figura 4 está apresentado o mapa geológico da porção leste da Bacia do Araripe que representa o resultado dos trabalhos de campo e mapeamento que ocorreu principalmente entre as cidades de Crato, Juazeiro do Norte, Barbalha, Missão Velha, Abaiara, Milagres, Brejo Santo, Mauriti, Porteiras e Jardim (Sul do estado do Ceará). Os perfis estratigráficos descritos estão representados no mapa e correspondem a: (1) Perfil estratigráfico Nova Olinda; (2) Perfil estratigráfico Rifte; (3) Perfil estratigráfico Vila do Café; (4) Perfil estratigráfico Túnel; (5) Perfil estratigráfico Abaiara. Os perfis 3, 4 e 5 foram utilizados para a construção de um perfil estratigráfico composto (Figura 4) que mostra o empilhamento estratigráfico esquemático das formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara.

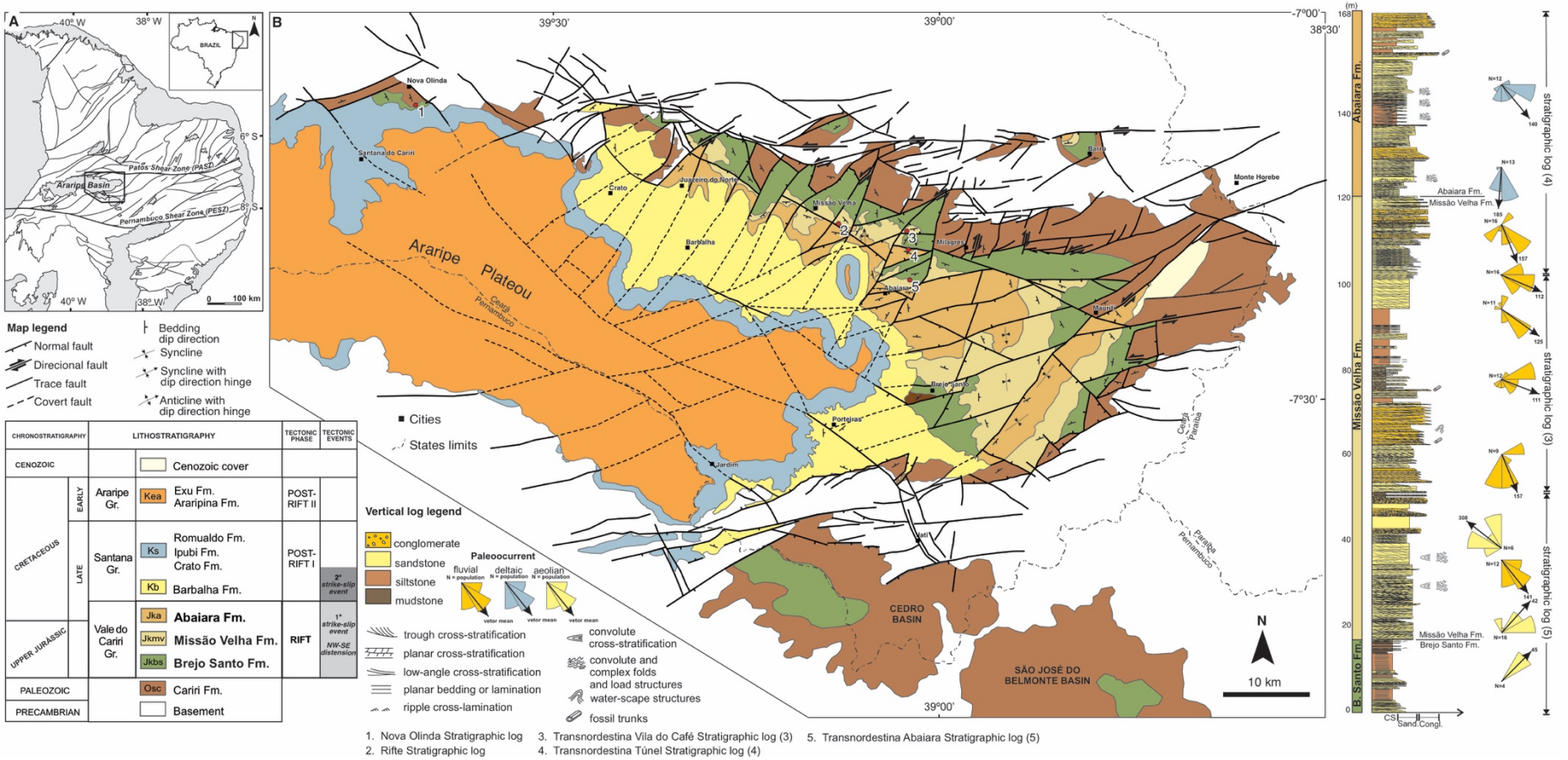

Figura 4. A. Mapa da região nordeste do Brasil com a localização das principais bacias sedimentares e localização do mapa geológico da porção leste da Bacia do Araripe. B. Mapa Geológico da porção leste da Bacia do Araripe e perfil estratigráfico composto com o empilhamento estratigráfico das formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara. Na direita da figura o log (3) corresponde a uma seção vertical dentro da unidade Missão velha, o log (4) corresponde à passagem do topo da Formação Missão Velha para a base da Formação Abaiara e o log (5) corresponde à passagem do topo da Formação Brejo Santo para a base da Formação Missão Velha.

Fácies

As fácies observadas nas três unidades litoestratigráficas da fase rifte estão apresentadas na tabela 1 e ilustradas nas figuras 5 e 6. As fácies foram agrupadas em oito associações de fácies, identificadas na última coluna da Tabela 1: leques aluviais (LA), canais de rios entrelaçados (RE), frente deltaica (FD), prodelta (PRO), planície deltaica (PD), dunas eólicas (DE) planície de inundação proximal (PIP), planície de inundação distal (PID).

Tabela 1: Síntese das litofácies observadas nas unidades sedimentares da fase rifte da Bacia do Araripe (codificação baseada em Miall, 1996).

Fácies	***Descrição***	***Interpretação***	***Associação de fácies***
Gm	Conglomerado maciço clasto sustentado que varia de grânulos a matacão; clastos de granito, filito e quartzo de veio	Fluxo de massa (carga de fundo em inércia, fluxo turbulento)	LA, RE, FD
Gt	Conglomerado pouco a claramente estratificado clasto suportado que varia de grânulos a matacão; estratificação cruzada acanalada; clastos de granito, filito e veio de quartzo	Migração de dunas de cascalho 3-D	LA, RE, FD
Gmi	Conglomerado maciço com clastos que variam de seixos a blocos; intraclastos de argilitos, folhelhos, siltitos e arenitos	Fluxo de massa pseudo-plástico (erosão da base, fluxo turbulento)	RE, FD, PRO
Stc	Arenito médio a grosso com seixos dispersos; *sets* com estratificação cruzada acanalada; clastos nos *foresets*; clastos de granito, quartzito e quartzo; intraclastos de lamito e argilito; lentes de conglomerado entre os sets; presença de fragmentos e pedaços de trocos fossilizados	Migração de dunas subaquáticas 3-D (regime de fluxo inferior); intercalação com depósitos de *lag* durante fluxos de inundação de baixa magnitude	LA, RE, FD
St	Arenito fino a grosso; moderado a bem selecionado; estratificação cruzada acanalada (10cm a 1m); poucos seixos e intraclastos dispersos. Alguns níveis e trechos com deformações sin-sedimentares (SSD)	Migração de dunas subaéreas e subaquáticas 3-D (regime de fluxo inferior)	LA, RE, FD, PRO, DE, PIP
Sp	Arenito fino a grosso; moderado a bem selecionado; estratificação cruzada planar; poucos seixos de granito e quartzos dispersos; camadas de 10 a 20cm de espessura. Alguns níveis e trechos com deformações sin-sedimentares (SSD)	Migração de dunas subaquáticas 2-D (regime de fluxo inferior)	RE
Sl	Arenito fino a médio; bem selecionado e bem arredondado com alta esfericidade dos grãos; estratificação cruzada de baixo ângulo. Alguns níveis e trechos com deformações sin-sedimentares (SSD)	Migração de dunas 3-D próximo a transição entre o regime de fluxo inferior e superior.	DE, PID
Sh	Arenito fino a muito fino; seleção moderada; alguns seixos e intraclastos dispersos seguindo a estratificação; estratificação plano paralela.	Deposição plano paralela originada por regime de fluxo superior.	FD, PRO, PD, PIP
Sm	Arenito fino a médio; bem selecionado; maciço	Deposição rápida em fluxos hiper concentrados; fluidização.	R,
Sr	Arenito fino a muito fino; micáceo; seleção boa a moderada; laminação cruzada	Migração de ondulações 2D ou 3D (regime de fluxo inferior)	FD, PRO, PD, PIP, PID
Fm	Siltitos, lamitos e argilitos maciços; avermelhados, acinzentados e esverdeados	Suspensão em correntes fracas ou águas paradas; coloração avermelhada adquirida após a deposição devido a condições oxidantes	PRO, PD, PIP, PID
Fl	Siltitos, lamitos e folhelhos; laminação plano paralela; micáceo; marrom acinzentado, verde acinzentado, pode conter fósseis de ostracodes	Predomínio de suspensão em água parada; coloração acinzentada pós-deposicional devido a condições redutoras	PRO, PD, PIP, PID
P	Paleosolo carbonático com nódulos e estruturas de filamentos	Solo em condições de precipitação química	PID

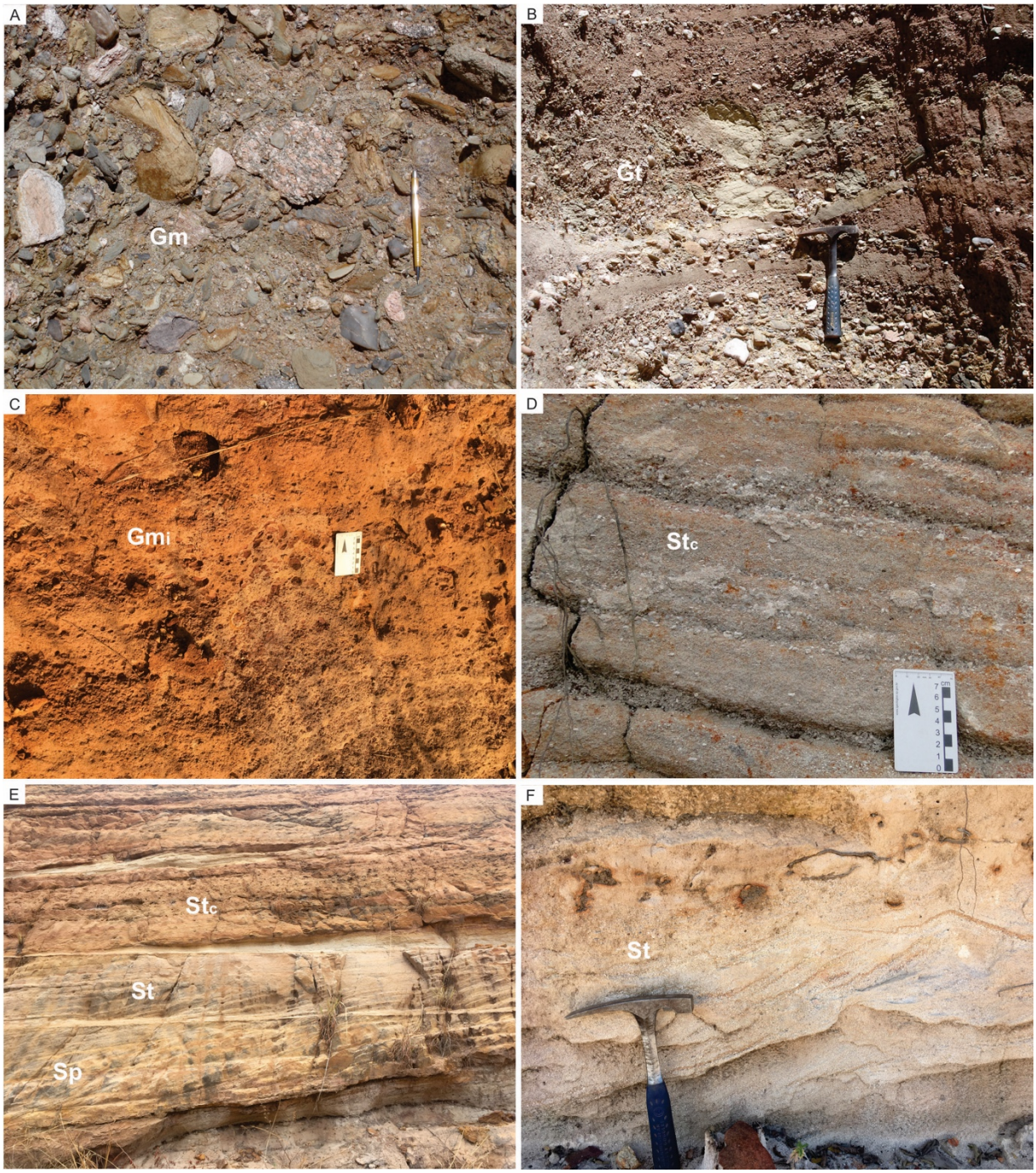

Figura 5. Fotos com ilustração das fácies sedimentares. **A**: Ortoconglomerado maciço de seixos e matacões (Gm). **B**: Ortoconglomerado com estratificação cruzada acanalada (Gt) interlacado a arenito grosso a conglomerático (Stc) da Fm Abaiara. **C**: Paraconglomerado maciço formado por intraclastos (Gmi) da Fm Missão Velha. **D**: Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada e concentração de seixos na base dos *sets* (Stc) da Fm Abaiara. **E**: Sucessão de *sets* tabulares de arenito com estratificação cruzada planar (Sp), estratificação cruzada acanalada (St) e arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada (Stc) da Fm Missão Velha. **F**: Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada (St) da Fm Abaiara.

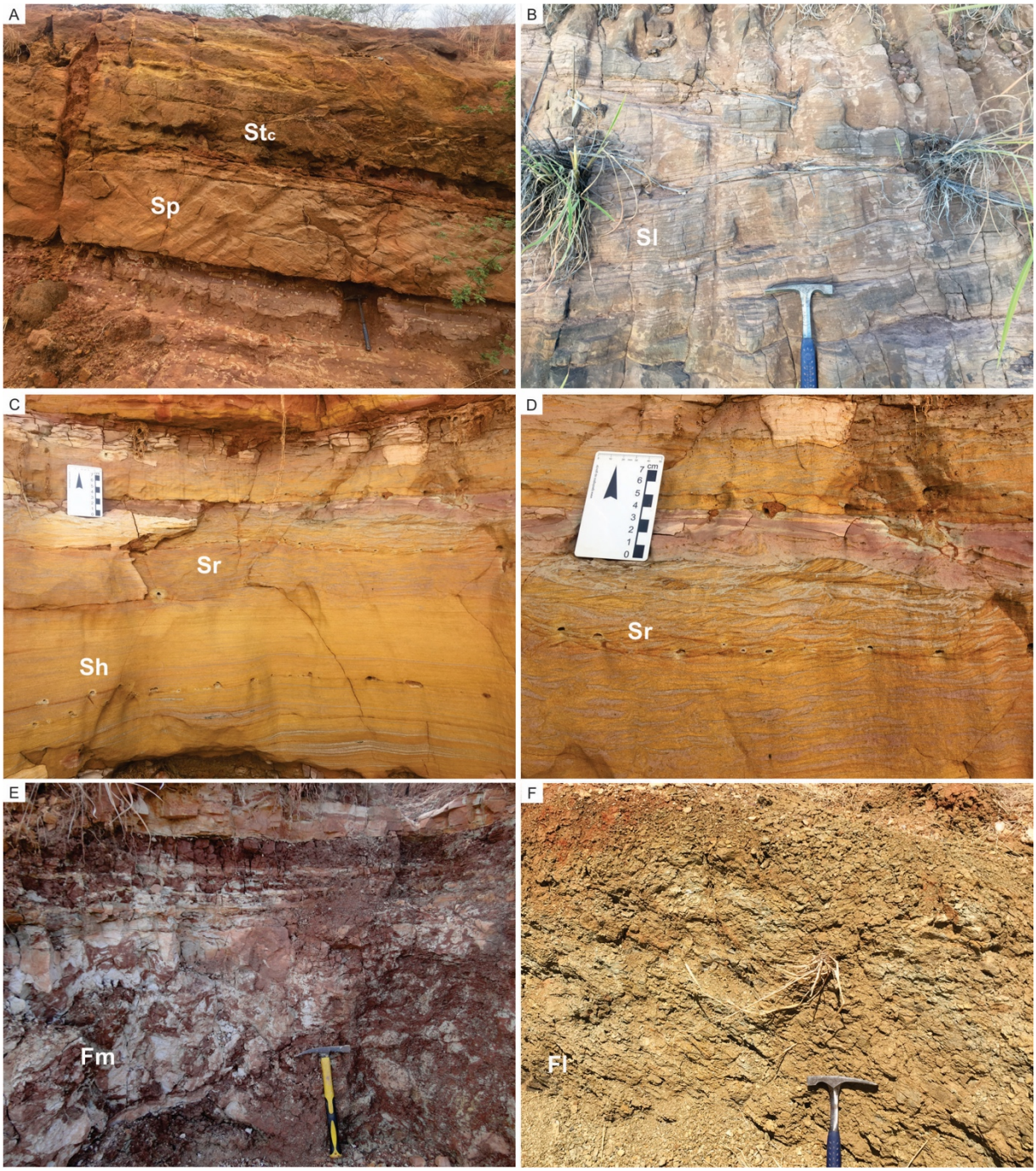

Figura 6. Fotos com ilustração das fácies sedimentares. **A**: *Sets* tabulares de arenitos com estratificação cruzada planar (Sp) e cruzadas acanaladas com lentes de conglomerados na base dos *sets* (Stc) da Fm Missão Velha. **B**: Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (S) e *pin-stripe* da Fm Missão Velha. **C**: Arenito com laminação cruzada (*ripple*) (Sr) e arenito com laminação plano-paralela (Sh) da Fm Missão Velha. **D**: Detalhe de arenito com laminação cruzada cavalgante (Sr) Fm Missão Velha. **E**: Espesso pacote de lamitos (Fm) em contato com arenito fino com estratificação cruzada no topo Fm Brejo Santo. **F**: Folhelho verde rico em ostracodes (Fl) Fm Brejo Santo.

Formação Brejo Santo

A Formação Brejo Santo apresenta afloramentos ao longo de toda a borda da Sub-bacia Cariri na porção norte, leste e centro-sul (Figura 4). Ela também apresenta afloramentos em uma pequena área na porção noroeste da Sub-bacia Feira Nova, nas proximidades de Nova Olinda (Figura 4). Principalmente próximo às bordas, essa formação faz contato abrupto por falha com a Formação Cariri e em alguns outros pontos aflora em contato litológico de base de modo discordante. A espessura dessa formação é estimada em cerca de 450 m no poço 2-AP-1-CE (Ponte e Appi, 1990; Assine, 1992). Nas porções aflorantes da Sub-bacia Cariri não é possível encontrar toda a exposição da unidade porque parte se encontra erodida e parte está sobreposta pela unidade subsequente Missão Velha e pelos depósitos da Formação Barbalha.

Essa unidade sempre foi descrita como composta predominantemente por folhelhos, argilitos e lamitos vermelhos e mais raramente verdes acinzentados, que são ricos em ostracodes (Fm e Fl) e lateralmente são intercaladas com camadas de arenito fino (St, Sh e Sr). Essas descrições mostram que o empilhamento estratigráfico da Formação Brejo Santo é composto na sua maioria por uma intercalação entre as associações de planície de inundação proximal (PIP) e planícies de inundação distais (PID).

Associação de leques aluviais (LA)

Na porção basal da Formação Brejo Santo ocorrem depósitos de conglomerados (Gm, Gt e Gmi) (Figura 7) em camadas com espessuras desde decimétricas a métricas se intercalando a camadas tabulares e lenticulares de arenitos (St, Sh e Sr), que recobrem de modo erosivo as camadas de lamitos (Figura 8). No perfil estratigráfico Nova Olinda (Figura 9) são descritas algumas associações de fácies dispostas em camadas inclinadas com até 5° de mergulho ocorrendo de modo discordante sobre a Fm. Cariri. Na base ocorrem calcários laminados silicificados (< 8 cm) (P) seguidos de uma camada de brechas de calcário silicificado (> 2 m). Essas fácies são imediatamente sobrepostas por camadas de argilito e lamito (Fm e Fl) marrom acinzentado que representam as associações de fácies de planície de inundação distal (PID). Seguindo a sequência desse empilhamento ocorrem arenitos finos com estratificação cruzada acanalada (St) e arenito muito fino com laminação cruzada cavalgante (*ripples*) (Sr) que são recobertos por conglomerados maciços (Gm) com seixos e matacões angulosos a subangulosos que erodem a base e são intercalados a níveis descontínuos lateralmente de arenito médio, com seixos dispersos, dispostos em *sets* com cruzadas acanaladas (Stc e St). Essa associação de fácies é interpretada como originada em sistemas de leques aluviais (LA). Na Bacia de Barro,

que fica além da borda norte da Bacia do Araripe, a base da Fm. Brejo Santo é descrita como um conglomerado de seixos arredondados (Gm) intercalado a arenito fino a médio com cruzadas acanaladas (St) que apresentam deformações sin-sedimentares e recobrem discordantemente a Formação Cariri.

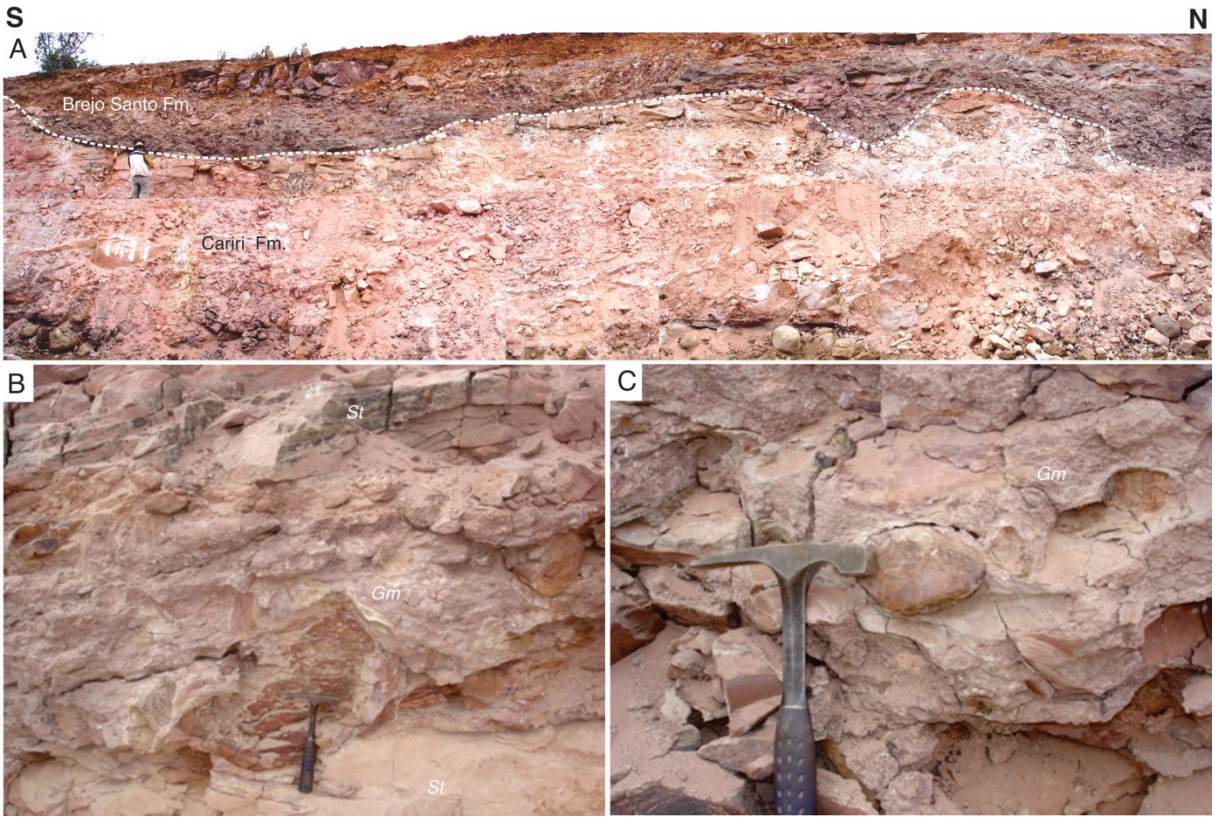

Figura 7. A. Contato erosivo irregular entre a Formação Cariri e a Formação Brejo Santo a noroeste da Serra do Mãozinha nos cortes da Ferrovia Transnordestina, próximo à borda norte da bacia. Ela mostra arenitos fluviais que compõem o embasamento paleozoico da Formação Cariri e a base da Formação Brejo Santo. B e C. Detalhe do empilhamento de fácies (Gm e St) que compõem a base da Formação Brejo Santo.

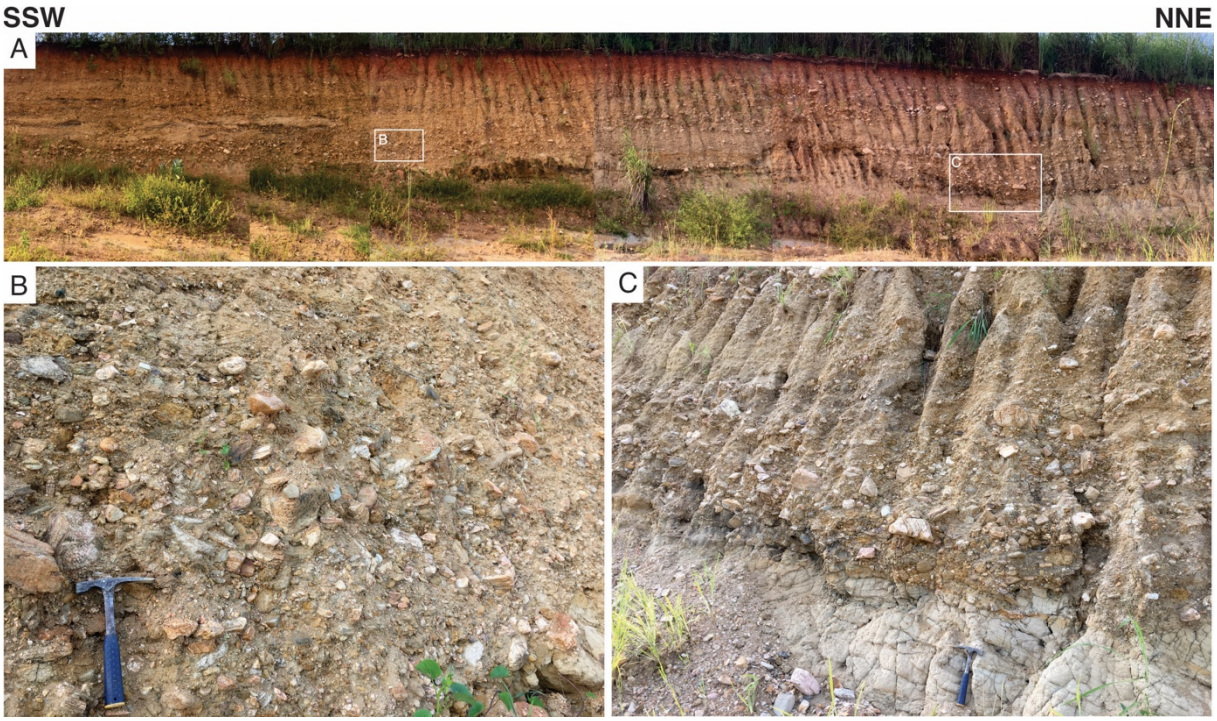

Figura 8. A. Afloramento do arranjo lateral e vertical das fácies de leques aluviais da base da Fm. Brejo Santo na borda norte da bacia (trecho do Perfil vertical Nova Olinda (1)). **B**. detalhe da fácies de conglomerados maciços composto de clastos do embasamento. **C**. detalhe do contato de base erosiva entre o conglomerado Gm e as fácies de arenito fino St e Sr.

Associação de planícies de inundação proximal (PIP)

As PIP são formadas por camadas tabulares de arenitos médios a muito finos que se arranjam em camadas de 0,5 a 3 m de espessura e apresentam continuidade lateral (Figura 10 A e B). As bases dessas camadas são horizontais ou com pequenas escavações por erosão e podem vir a conter esparsos intraclastos de argila. Os corpos tabulares de arenitos apresentam padrão geral de afinamento textural para o topo e gradam para siltitos laminados (Fl) e lamitos (Fm) (Figura 10 C e D) que pertencem à associação de fácies de planícies de inundação distais (PID).

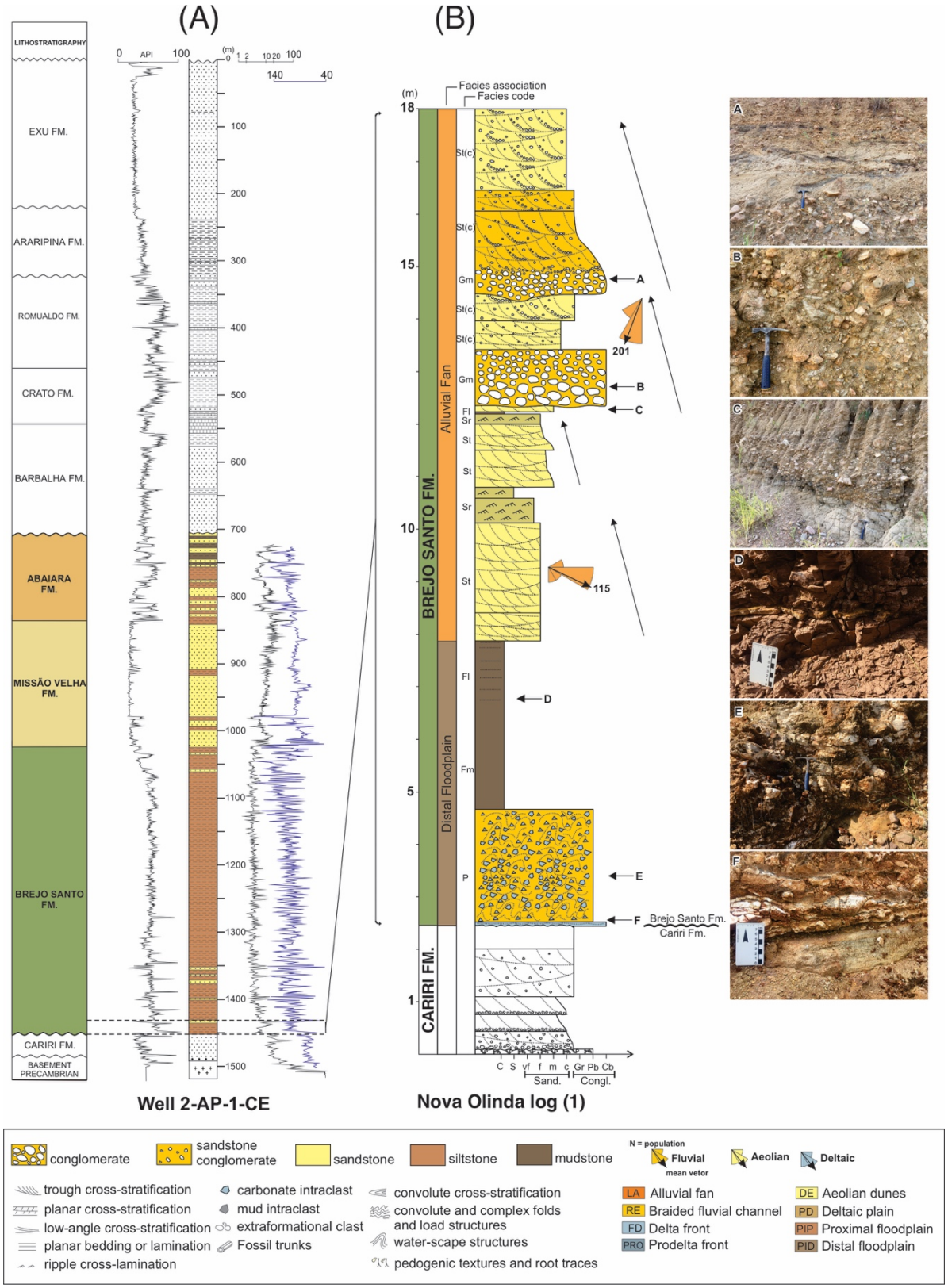

Figura 9. (**A**). Poço estratigráfico 2-AP-1-CE. (**B**) Perfil estratigráfico Nova Olinda (1). **A**: Sucessão de arenitos (Stc) e na base conglomerados (Gm); **B**: Ortoconglomerados (Gm); **C**: Ortoconglomerados (Gm) com base erosiva sobrepondo uma camada de arenito (St); **D**: Folhelhos marrom avermelhados (Fl); **E**: Brecha de calcário silicificado com dobras; **F**: Contato entre os arenitos da Fm. Cariri e o calcário laminado silicificado (P) da Fm. Brejo Santo.

Associação de planícies de inundação distal (PID)

As PID são compostas de lamitos avermelhados em camadas de até 5 m de espessura (Figura 10 C e D) intercalados com camadas tabulares de arenitos (Figura 10B). Os lamitos maciços (Fm) podem conter fósseis de ostracodes e finas camadas de concreções calcárias e marcas de raízes no topo (Figura 10C). Ocorre também em PID camadas de siltito (Fm e Fl) acinzentado e avermelhado (Figura 10D) e camadas de arenito de granulação fina a média, bem selecionados que se apresentam cimentadas por carbonatos. Essas camadas são tabulares com 10 a 30 cm de espessura e a estrutura sedimentar mais comum são ondulações de corrente (Sr).

Essa associação representa a deposição de lama e areia durante enchentes nas planícies de inundação (Hampton e Horton, 2007). Podem ocorrer alterações pedogênicas durante os períodos de exposição subaérea dos depósitos de lamitos. Os depósitos mais finos (Fm e Fl) são depositados por decantação durante os estágios minguantes da enchente. Os depósitos de arenitos (Sh e Sr) representam os depósitos de *crevasse splay* e os depósitos em *splays* distais durante os estágios de inundação não confinadas (Hampton e Horton, 2007).

O conjunto de fácies da base da Formação Brejo Santo é composto por associações de leques aluviais (LA) que se sobrepõem a associações de planícies de inundação distal (PID) e as associações de planície de inundação proximal (PIP) (Figura 9). As informações do poço 2-AP-1-CE, junto das informações coletadas nos levantamentos dos perfis estratigráficos verticais, mostram que acima dos depósitos de base ocorre um espesso e recorrente empilhamento vertical e lateral onde predominam as associações de fácies de planície de inundação proximal (PIP) intercalados às associações de planície de inundações distal (PID) (Figura 9A e 11A) até o contato de topo com a unidade Formação Missão Velha.

A interpretação do paleoambiente deposicional para esta unidade mostra predomínio de depósitos das porções distais de planícies aluviais que se desenvolveram, segundo Scherer et al. (2014), em contexto climático árido a semiárido. O conjunto de paleocorrentes medidas nas fácies (LA) dessa unidade mostra uma localização de área fonte a Norte. A pouca exposição dos conjuntos de fácies da base dessa unidade sugere que tais depósitos se encontram preservados nos depocentros recobertos pelas unidades Missão Velha e Abaiara, e que os depósitos das bordas já se encontram muito erodidos. Sendo assim, a Formação Brejo Santo deveria apresentar uma extensão maior de ocorrência para Norte, próximo ao Lineamento de Patos e principalmente para Sul. Os depósitos sedimentares que compõem a atual borda da Bacia do Araripe são representados por afloramentos da Formação Brejo Santo em sua maioria que

ocorrem nas porções intermediárias e superior dessa unidade. A atual borda compreende um limite erosivo que foi possivelmente preservado por um evento tectônico posterior (Rosa et al. em preparação, cap. 7.2).

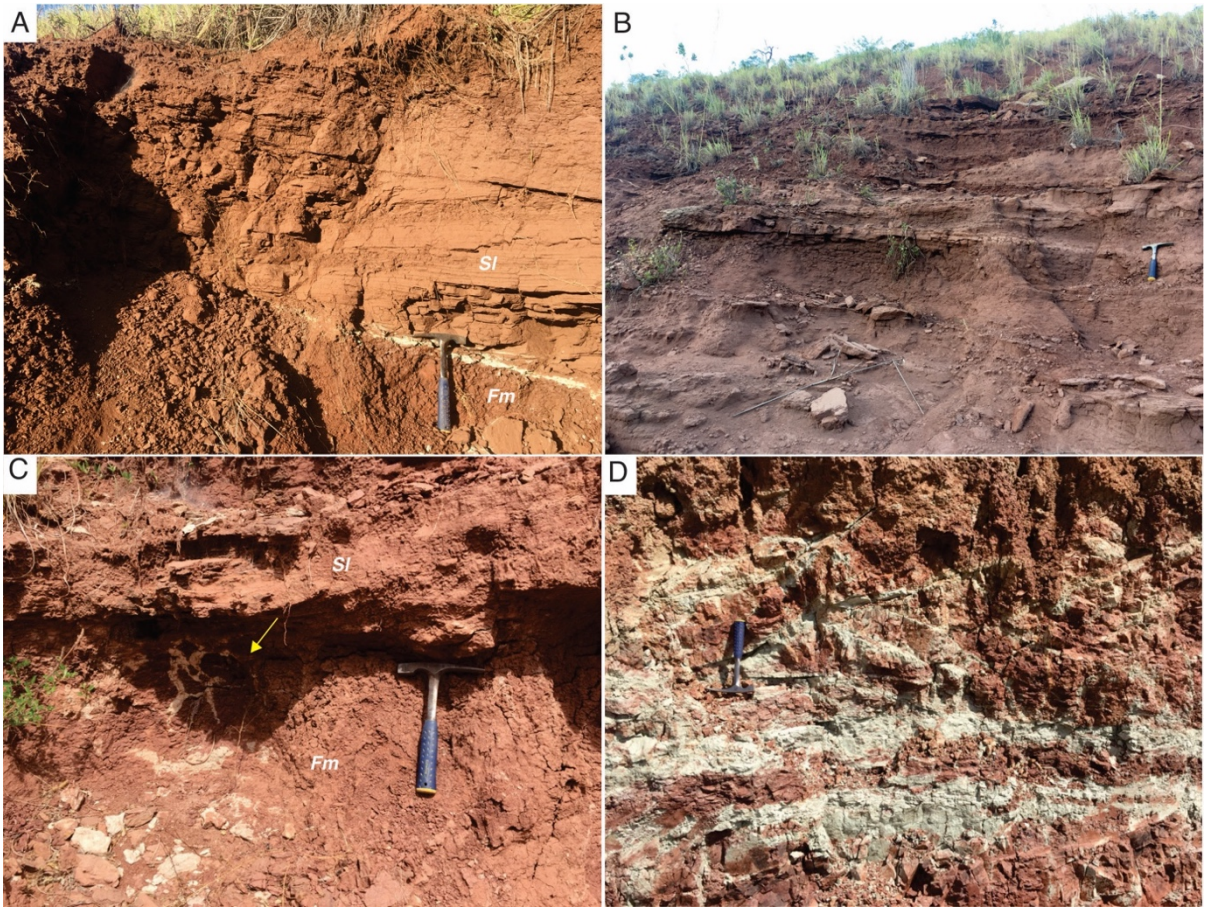

Figura 10. A. Contato de base entre arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl) e os lamitos maciços (Fm) da associação PID na Formação Brejo Santo. **B**. Afloramento da Formação Brejo Santo mostrando as intercalações entre as associações LAF e PID. **C**. Contato de base entre arenitos Sl e lamitos Fm com marcas de raízes indicadas pela flecha em amarelo da Formação Brejo Santo. D. Camada de lamito (Fm) pertencente a associação de fácies PID da Formação Brejo Santo.

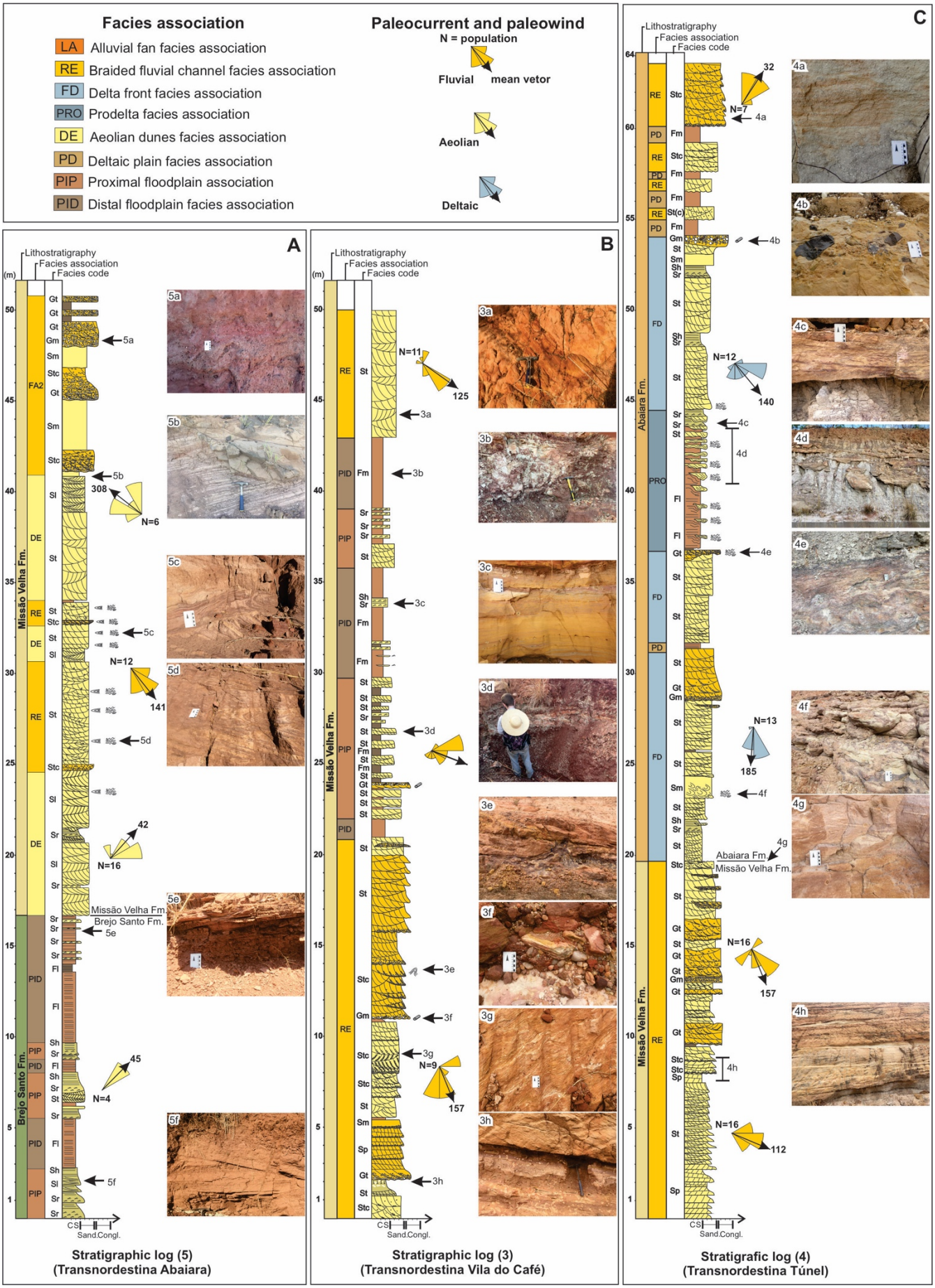
Facies association
LA Alluvial fan facies association
RE Braided fluvial channel facies association
FD Delta front facies association
PRO Prodelta facies association
DE Aeolian dunes facies association
PD Deltaic plain facies association
PIP Proximal floodplain association
PID Distal floodplain facies association
Paleocurrent and paleowind
N = population
Fluvial
mean vetor
Aeolian
Deltaic
A
B
C
Lithostratigraphy
Facies association
Facies code
(m)
Missão Velha Fm.
Brejo Santo Fm.
Abaiara Fm.
Missão Velha Fm.
Brejo Santo Fm.
CS
Sand.Congl.
Stratigraphic log (5)
(Transnordestina Abaiara)
Stratigraphic log (3)
(Transnordestina Vila do Café)
Stratigrafic log (4)
(Transnordestina Túnel)

Figura 11. Perfis estratigráficos: **A**. (5) Transnordestina Abaiara – 5a: Paraconglomerado com intraclastos de argila (Gm); 5b: Contato entre Arenito (Sl) e arenito (Sm); 5c: Arenito (St) com dobras e camadas convolutas; 5d: Arenito (St) com dobras convolutas; 5e: Contato entre arenito (Sl) e siltito vermelho laminado (Fl); 5f: arenito ($Sl_{(e)}$). **B**. (3) Transnordestina Vila do Café – 3a: Arenito (St); 3b: Lamito arenoso (Fm); 3c: Empilhamento da base para o topo de arenito com laminação plano-paralela (Sh), arenito com laminação cruzada cavalgante (Sr) e argilito (Fm); 3d: Intercalação entre lamito arroxeado e camadas de arenito fino (St); 3e: Arenito (Stc) com estrutura de escape de água; 3f: Conglomerado (Gm) com troncos fragmentos de troncos fósseis; 3g: Arenito (Stc) com intraclastos de argila acompanhando os *sets*; 3h: Contato entre paleo-solo com marcas de raiz e paraconglomerado (Gt). **C**. (4) Transnordestina Túnel – 4a: Paraconglomerado (Gt) com concentração de grânulos entre os *sets*. 4b: Conglomerado (Gm) com fragmentos de troncos fósseis silicificados; 4c: Contato entre siltito laminado (Fl) e camada tabular de arenito com laminação cruzada cavalgante (Sr); 4d: Empilhamento de camadas de siltito laminado intercalado com lobos e camadas descontínuas de arenito (St) com estratificação dobrada e deformada e estruturas de carga; 4e: Camada descontínua de conglomerado (Gt) com base erosiva e deformação; 4f: Arenito maciço (Sm) formando lobos sobrepostos; 4g: Contato da base entre a Fm. Missão Velha (topo) arenito (St_c) e Fm. Abaiara (Base), arenito (St); 4h: Empilhamento de arenito (Sp) e arenito (St_c) com níveis de siltito laminado (Fl) descontínuos lateralmente. Localização dos perfis no mapa geológico da Figura 4. Legenda dos perfis na Figura 10.

Formação Missão Velha

A Formação Missão Velha ocorre em afloramentos ao longo de quase toda Sub-bacia Cariri, principalmente na porção central, como pode ser visto no mapa geológico da Figura 4. Essa formação apresenta contato litológico transicional com a Formação Brejo Santo na base e litológico aparentemente abrupto com a Formação Abaiara no topo, podendo apresentar também contato por falha com ambas as formações e com a Formação Cariri (Figura 4). Sua espessura é de cerca de 150 m e foi descrita no poço 2-AP-1-CE (Figura 9A) (Ponte e Appi, 1990; Assine, 1992).

Essa formação é descrita como sendo composta de arenitos finos a grossos com seixos dispersos onde são encontrados troncos fósseis silicificados e algumas intercalações, muitos raras, de lentes de lamitos e siltitos. Os perfis estratigráficos descritos para a Formação Missão Velha (Figura 11A, 11B e 11C) mostram que na base próximo ao contato com a Formação Brejo Santo ocorrem arenitos finos a médios, bem selecionados e bem arredondados com estratificação de baixo ângulo (Sl) e com estratificação cruzada acanalada (St) que eventualmente apresenta dobras recumbentes e complexas, entre outras deformações sindeposicionais, e fazem parte da associação de fácies de dunas eólicas (DE). São descritas também camadas de arenitos médios a grossos com seixos dispersos com gradação normal,

estratificação cruzada acanalada (St e Stc), base erosiva e níveis descontínuos de seixos que pertencem às associações de fácies de rios entrelaçados (RE). Nos níveis com conglomerados de seixos e de arenitos grossos com seixos dispersos são encontrados troncos fósseis em duas condições, uma delas é junto de conglomerados de seixos onde os troncos podem ter até 6 m de comprimento e um aspecto de maior preservação evidenciando transporte antes do processo de silicificação. A segunda forma de ocorrência dos troncos é junto de camadas de conglomerados onde os clastos chegam a tamanho de matacão e são encontrados na forma de fragmentos de troncos fossilizados silicificados com cerca de 30 cm de comprimento em média e menor grau de preservação. Essa ocorrência indica que os fragmentos de troncos silicificados podem ser resultado de processos de retrabalhamento da primeira forma de ocorrência descrita.

Os registros do padrão de empilhamento estratigráfico da Formação Missão Velha mostram um predomínio de conjunto de fácies de canais de rios entrelaçados (RE), com interação entre depósitos de dunas eólicas (DE) e intercalações de depósitos de planícies de inundação proximal (PIP) e distal (PID). Sobrepondo esses depósitos ocorrem também interações entre as associações de fácies de planície de inundação proximal (PIP) e de planícies de inundação distal (PID).

Na porção basal da Formação Missão Velha é onde se reconhece uma interação entre corpos amalgamados de arenitos, formando corpos lateralmente contínuos de arenitos finos a médios que são interpretados como depósitos de dunas eólicas (DE) intercalados a depósitos de canais de rios entrelaçados (RE), mostrando uma franca interação entre os sistemas fluvial e eólico (Figura 11A).

Associação de dunas eólicas (DE)

A associação de DE é composta de arenitos fino a médios com grãos subarredondados a arredondados, organizados em *sets* com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl) e estratificação cruzada acanalada (St) que apresentam geometria cuneiforme e se intercalam com níveis de arenito fino a médio sem estrutura (Sm) (Figura 11A). A orientação das paleocorrentes para essa associação apresenta maior dispersão e vetor principal nos quadrantes NE e NW (Figura 11A), o que difere das principais orientações de paleocorrentes medidas para as associações LA, RE, FD e PRO (Figura 11).

Os *sets* da associação DE apresentam de 0,5 a 2 m de espessura e apresentam individualmente uma geometria cuneiforme. No entanto, o conjunto dos *sets* forma um arranjo tabular com contato erosivo horizontal no topo e na base. O contato inferior é erosivo e trunca

dunas eólicas mais antigas e as associações de fácies de planícies de inundação distais (PID) (Figura 12B). O contato superior é erosivo e truncado por canais fluviais e níveis de arenitos com seixos e grânulos dispersos que mostram a transição para um ambiente mais úmido e a volta das fácies fluviais (Figura 12A).

Figura 12. Fácies da base da Formação Missão Velha. **A**. Contato erosivo de topo entre o conjunto de fácies de dunas eólicas (DE) e o conjunto de fácies de canais entrelaçado (RE) que ocorrem no perfil estratigráfico Transnordestina Abaiara (5). **B**. intercalação entre as associações de fácies de dunas eólicas (St e Sl) e as associações de fácies de planícies de inundação distais (PID). **C**. Alternância da laminação *grainfall/grainflow* no *foreset* das unidades com dunas eólicas. **D**. diápiros e estrutura em chama na interface das dunas eólicas com as fácies fluviais.

Em DE são descritas algumas SSDS como estratificações cruzadas deformadas em dobras complexas e dobras convolutas (Figura 13), diápiros e estruturas em chama (Figura 12D). Dobras convolutas são estratificações com dobras recumbentes que apresentam plano axial horizontal ou ligeiramente inclinado e podem ser de diferentes escalas (de centimétrica a métrica). A Formação Missão Velha apresenta uma série de camadas com dobras convolutas que variam de 10 cm a 50 cm de espessura (Figuras 12B e 12C). Essa sequência de *sets* com dobras convolutas apresenta granulometria que varia de arenito fino a médio com laminação *pine-stripe.* Em intervalo estratigráfico da base da Formação Missão Velha, onde as dobras convolutas ocorrem de forma sistemática, o plano axial das dobras é praticamente horizontal. No perfil vertical Transnordestina Abaiara (Figura 11A) são descritas dobras complexas nos limites de *sets* com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl) e estratificação cruzada acanalada (St). Em alguns trechos esses *sets* se intercalam com camadas de arenito sem estrutura. Estruturas em diápiros também são descritas na Formação Missão Velha no perfil vertical Transnordestina Abaiara (Figura 11A) na interface de areia média e areia fina (Figura 12D), com cerca de poucos centímetros.

Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl) e estratificação cruzada acanalada (St) com laminação *grainfall/grainflow* e bimodalidade são interpretados como fácies de origem eólica (Hunter, 1977), formadas no desenvolvimento de cristas sinuosas que migravam para NE e NW. Estruturas em chama ou diápiros são morfologicamente semelhantes a estruturas em cristas que se projetam para a camada superior e se assemelham a "chamas de fogo". Essas estruturas representam sedimentos da camada inferior que penetram os sedimentos da camada superior. Esta estrutura se forma na interface de sedimentos mais finos sobrepostos por sedimentos mais grossos, ou quando sedimentos de menor densidade ficam abaixo de sedimentos de maior densidade. Sua origem é atribuída tanto a esforços de cisalhamento (Anketell et al., 1970) quanto a esforços de carga em contexto de densidade reversa (Sanders, 1960). As estratificações deformadas são restritas a um único *set* e truncadas no topo pela superfície erosiva do *set* superior. Segundo Mills (1983), essas estruturas são formadas por cisalhamento em areias que passaram por fluidização. As dobras convolutas vistas em perfil são simples, sem falhas associadas, com plano axial reto e praticamente horizontais. Lowe (1975) descreve que as estratificações cruzadas com dobras convolutas são formadas em sedimentos saturados em água que não necessariamente estavam submersos, mas que se apresentavam liquidizados. Essa constatação vem pela forma suave das dobras e a ausência de falhas associadas. Alguns autores atribuem a gravidade como responsável pela formação das

dobras, outros, no entanto, atribuem a existência de um fluxo na superfície que produziu um arrasto no corpo de areia logo abaixo. As dobras complexas podem resultar de soterramento, de desestabilização de dunas submersas e de ondas de terremoto. Diápiros e estruturas em chama são formadas em gradiente de densidade reversa, o sedimento mais fino e saturado em água sobreposto por sedimentos mais grossos e densos, diferenças de porosidade e estresse por cisalhamento (Mills, 1983; Mohidra e Bagati, 1996).

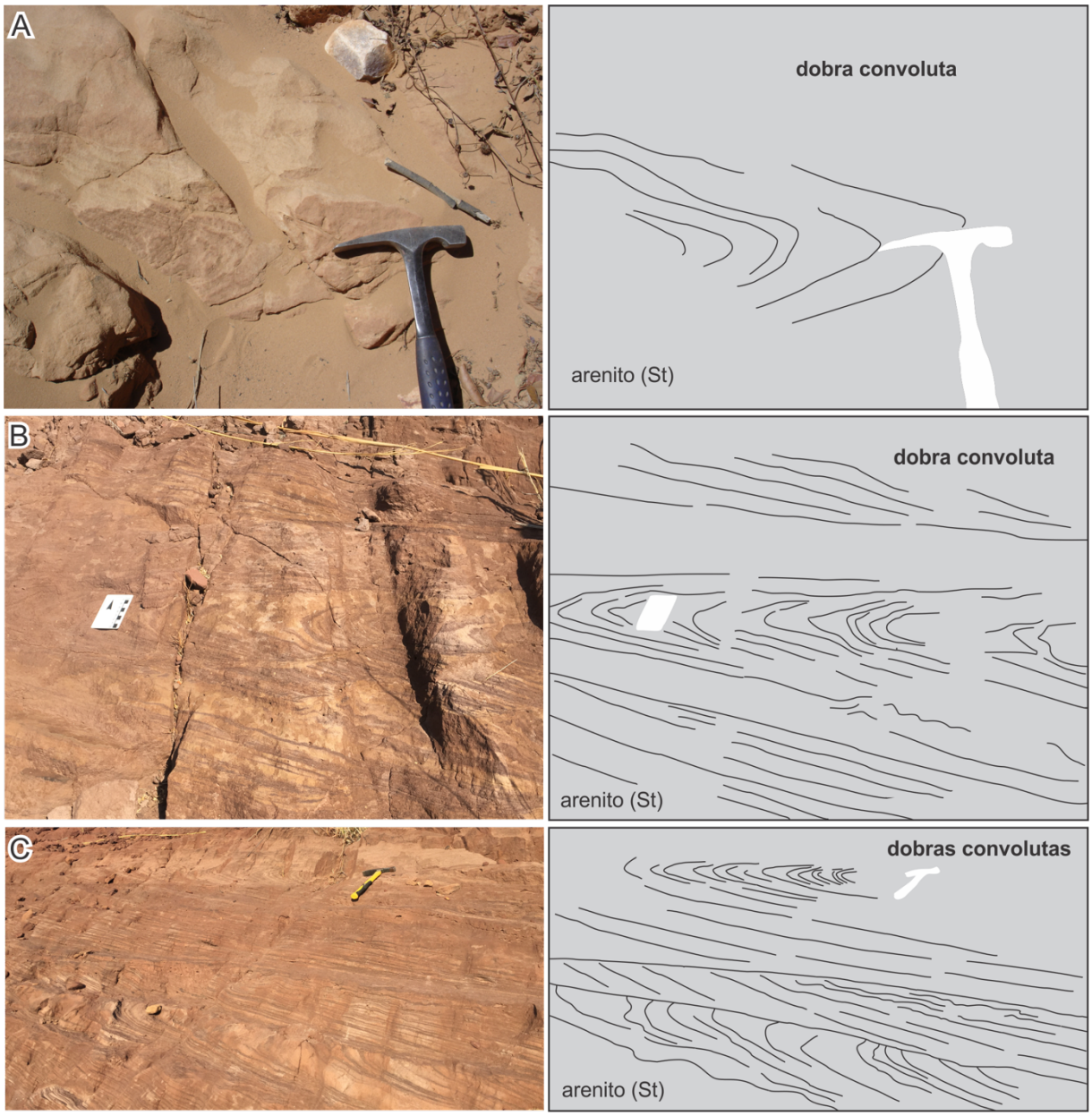

Figura 13. A: dobra convoluta descrita em planta. **B** e **C**: Dobras convolutas recumbentes descritas na Fm. Missão Velha. nas associações de dunas eólicas

Associação de canais rios entrelaçados (RE)

A associação de fácies de rios entrelaçados (RE) encontrada na Formação Missão Velha consiste em intercalações de camadas de arenitos com pouca ou moderada seleção com seixos dispersos e níveis de conglomerados com seixos arredondados e subangulosos e níveis esparsos e lentes de arenito fino e siltito. As fácies predominantes em RE são arenitos com seixos dispersos e estratificação cruzada acanalada (Stc), arenitos com estratificação cruzada acanalada (St) e arenito com estratificação cruzada planar (Sp) (Figura 14). A fácies Stc é composta de camadas decimétricas a métricas, tabulares e cuneiformes. Sua granulação vai de areia média a muito grossa conglomerática, com muitos clastos dispersos, acompanhando os *foresets* e entre os *sets* (Figura 15A). Apresenta lentes de intraclastos de argila e siltito entre os *sets* e fragmentos de troncos fósseis podem também estar presentes (Figuras 15 B e C). A fácies St é composta de camadas de espessura decimétrica a métrica e extensão lateral métrica e decamétrica, tabulares e cuneiformes. Apresenta granulação de fina a muito grossa, com seleção moderada a baixa e baixa a alta esfericidade. Seixos e grânulos por vezes dispersos e alguns intraclastos são comuns, em alguns casos dispostos no *foreset* e acompanhando o plano da estratificação. Nessas fácies são descritas deformações sin-sedimentares como estruturas de escape de água, estruturas de carga (Figura 16), estratificação cruzada com dobras convolutas e dobras complexas. São descritos também nessa associação conglomerados de seixos maciços e com estratificação cruzada acanalada (Gm e Gt) que podem conter troncos fósseis (Figura 17). Estão presentes também conglomerados de intraclastos (Gmi) como camadas lenticulares e tabulares decimétricas comumente apresentando base erosiva. Diferenciam-se dos arenitos seixosos por serem maciços e apresentarem predominantemente clastos de siltitos e argilito (Figura 18).

A predominância de acreção a jusante, acreção lateral e macroformas de canal, somados ao acúmulo de seixos na base das camadas e pouca dispersão nos padrões de paleocorrentes medidas, indicam migração de dunas subaquosas 2D e 3D em canais de rios entrelaçados com baixa sinuosidade. Conglomerados maciços e estratificados representam as formas de leito de barras de cascalhos. Em resumo, RE é similar ao modelo de rio entrelaçado perene, profundo e de leito rochoso proposto por Miall (1996). Algumas finas camadas de arenito muito fino com *ripples* (Sr) e siltito com laminação paralela (Fl) são interpretadas como depósitos da planície de inundação.

Estruturas de escape de água (Figura 16A) encontradas em RE incluem uma variedade de feições formadas pelo escape de fluidos em sedimentos não consolidados por diversas razões

(Lowe, 1975). Owen (1996) descreve estruturas de escape de água originadas por fluidização em depósitos de alta energia. Na figura 16A a assimetria da estrutura de escape de fluido indica a direção principal do fluxo. O escape de água ocorre por pressão de carga diferencial exercida pela camada superior quando a camada inferior estava temporariamente fluidizada.

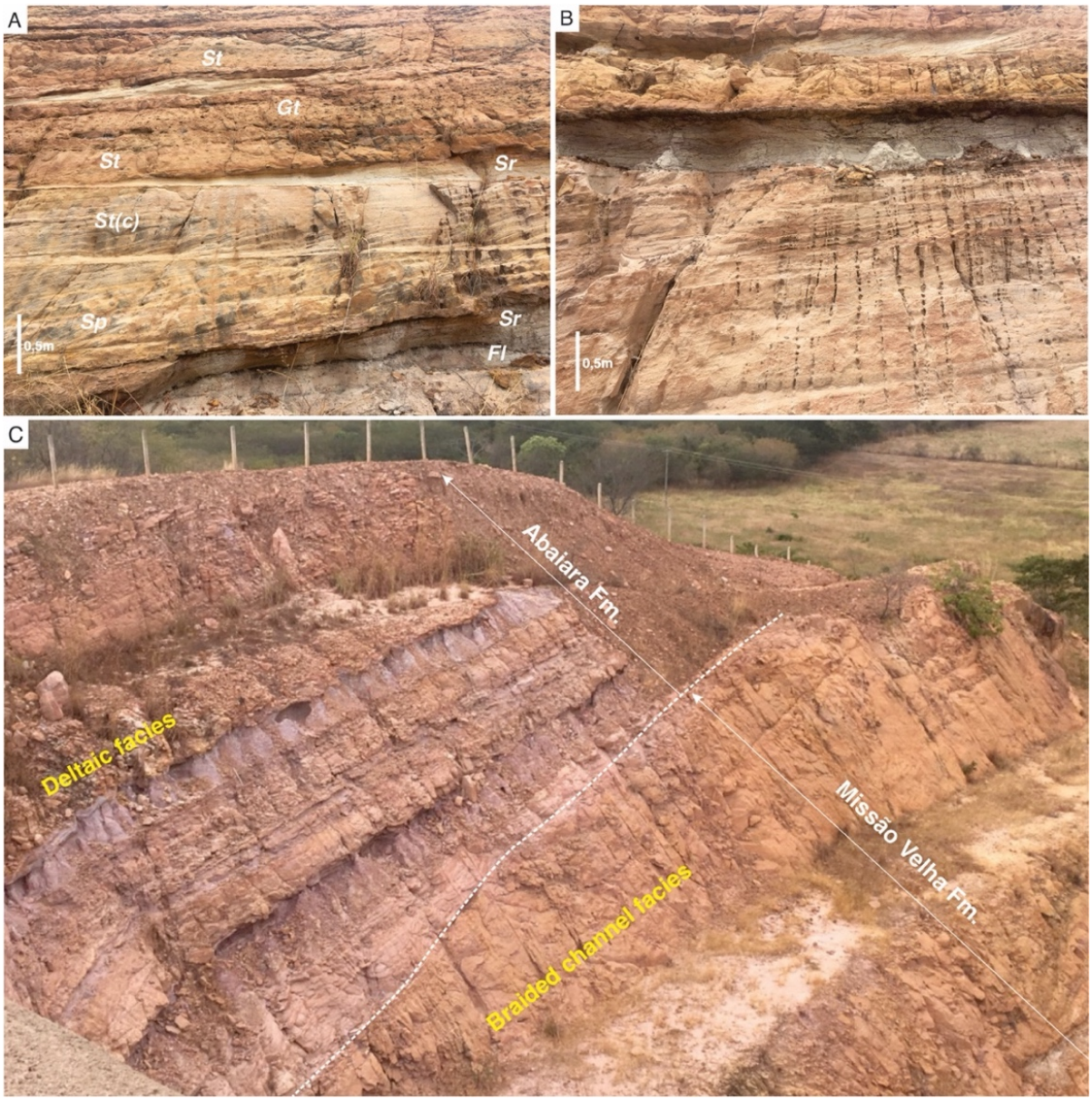

Figura 14. Vista geral dos afloramentos das associações de RE na Formação Missão Velha. **A**. Empilhamento das fácies de canais de rios entrelaçados (Sp, St, Stc, Gt) com algumas intercalações de camadas descontínuas e truncadas pelas camadas de arenitos de associação de fácies de planície de inundação (Sr e Fl). **B**. Empilhamentos das fácies de canais de rios entrelaçados (RE). **C**. Contato de topo entre os conjuntos de fácies de rios entrelaçados (RE) da Formação Missão Velha e os conjuntos de fácies deltaicas da Formação Abaiara.

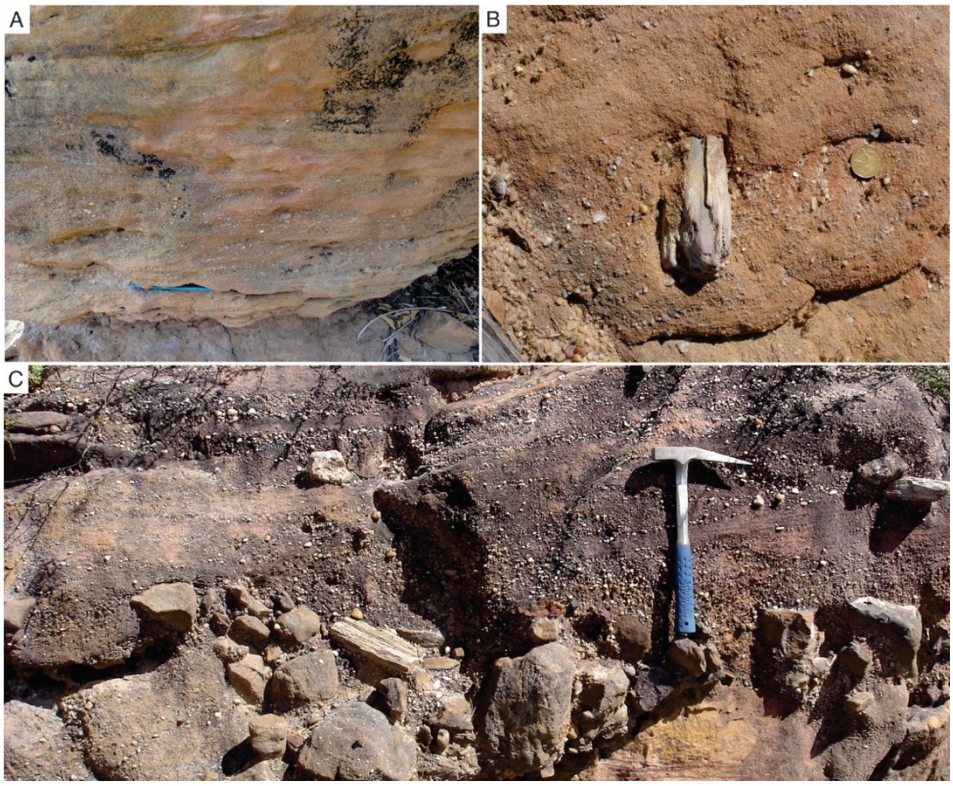

Figura 15. Detalhes de afloramentos da Formação Missão Velha das associações de RE. **A**: detalhe dos arenitos conglomeráticos (Stc). **B**: arenitos seixosos (Stc) com fragmento de tronco fóssil. **C**: arenitos (Stc) e conglomerados na base (Gm) com a presença de fragmentos de troncos fósseis.

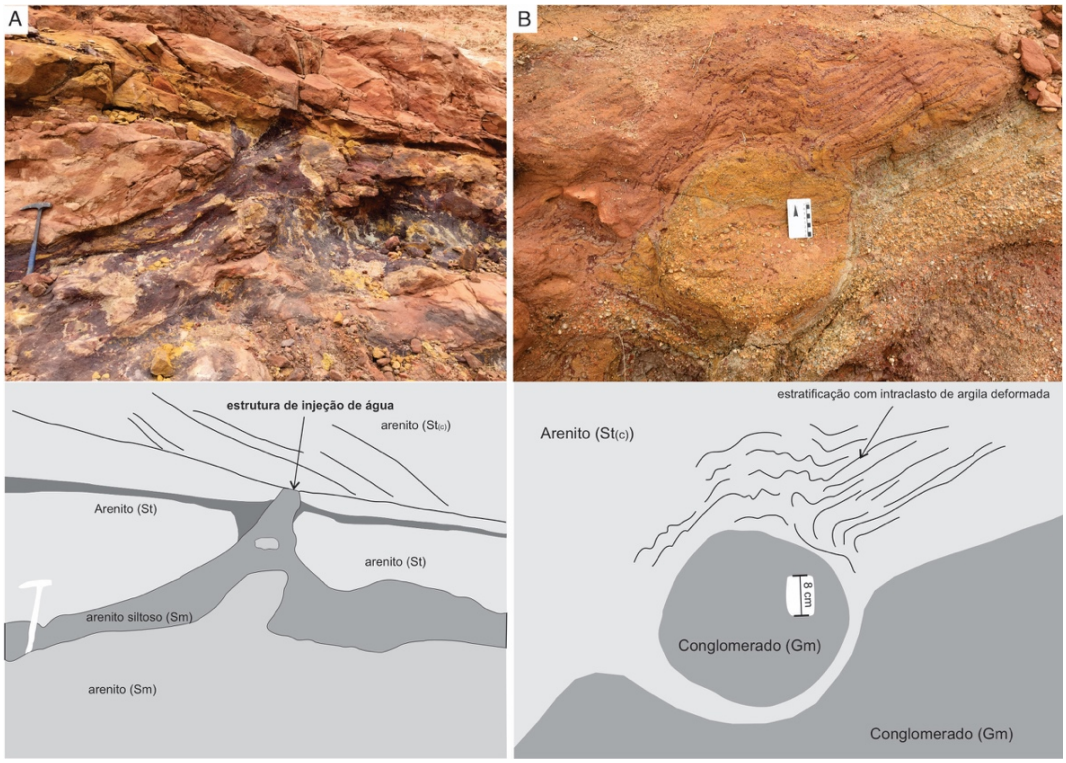

Figura 16. Estruturas de deformação sin-sedimentar das associações RE da Formação Missão Velha. **A**. Estrutura de escape de água na interface areia-areia conglomerática da Formação Missão Velha. **B**. estrutura em bola que ocorre em afloramento na Formação Missão Velha.

Figura 17. Detalhes das fácies conglomeráticas que ocorrem nas associações RE da Formação Missão Velha. **A**: detalhe da camada de conglomerado (Gm) sobreposta por arenito (Stc). **B**: conglomerado (Gm). **C**: Tronco fóssil silicificado com cerca de 4 m de comprimento.

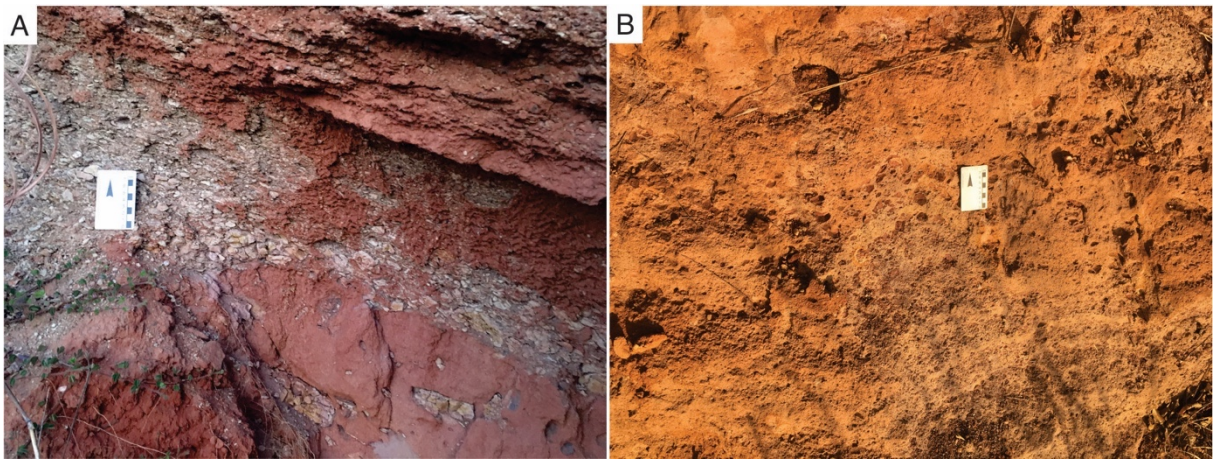

Figura 18. Detalhe das fácies de conglomerados de intraclastos da associação RE da Formação Missão Velha. **A** e **B**: detalhe de camadas com as fácies conglomerado (Gmi) intercalado as demais fácies de RE.

A intercalação de fácies eólicas e fluviais representa o registro da resposta das oscilações do lençol freático (Veiga et al., 2002) e o predomínio dos depósitos eólicos na base mostra que o clima ainda se apresentava árido ou semiárido no início da deposição da Formação Missão Velha. Os depósitos fluviais de canais de rios entrelaçados sobrepõem e predominam sobre os depósitos eólicos. Esse empilhamento estratigráfico mostra que houve uma subida do nível freático ocasionada por mudança das condições climáticas, aumento das descargas fluviais e o estabelecimento de clima mais úmido. As paleocorrentes medidas nas fácies de dunas eólicas indicam paleofluxo para os quadrantes NE e NW (Figura 11A) enquanto que as paleocorrentes das fácies fluviais apresentam paleofluxo para os quadrantes SW e SE (Figura 11A, 11B e 11C) indicando uma possível área-fonte a Norte.

Associação de planície de inundação proximal (PIP)

São descritas no perfil estratigráfico Vila do Café (3) (Figura 11B), também na Formação Missão Velha, associações de fácies de planície de inundação proximal (PIP) e planícies de inundação distais (PID). A associação PIP é formada por camadas tabulares de arenitos muito finos a médios, de 0,5 a 3 m de espessura com continuidade lateral constante por toda a exposição do afloramento (Figuras 19 A e B). Internamente as camadas são compostas de arenitos das fácies St, Sh e Sr. O arranjo vertical das fácies inicia-se com arenitos portadores de estratificações cruzadas e de baixo ângulo (St e Sl). Podem conter porções basais maciças (Sm), seguido de laminações horizontais (Sh) e finalizando com *ripple*s (Sr) mostrando ciclos de desaceleração do fluxo para o topo (Figuras 19 C e D).

A geometria tabular das camadas de arenito é interpretada como de inundações repentinas como resultado de deposição em fluxo de lençóis de canais fluviais não confinados lateralmente ou pouco confinados. A abundância de arenitos com estratificação horizontal e cruzada de baixo ângulo mostra que o evento de deposição foi rápido e de alta intensidade (Tunbridge, 1984; Hampton e Horton, 2007), com os sedimentos depositados em massa durante a desaceleração do fluxo. Os arenitos com estratificação de baixo ângulo e horizontal indicam uma condição de fluxo mais diluído no qual os sedimentos são predominantemente transportados por tração em fluxo de regime superior (Allen e Leeder, 1980). Os arenitos com laminação *ripples* que ocorrem na parte superior dos corpos tabulares são o resultado da diminuição da velocidade do fluxo associado à sua porção terminal e ao abandono do canal (Miall, 1996). As *lags* intraformacionais que ocorrem na base dos corpos de arenito representam retrabalhamento de depósitos acumulados nas áreas de planícies de inundação distal (PID).

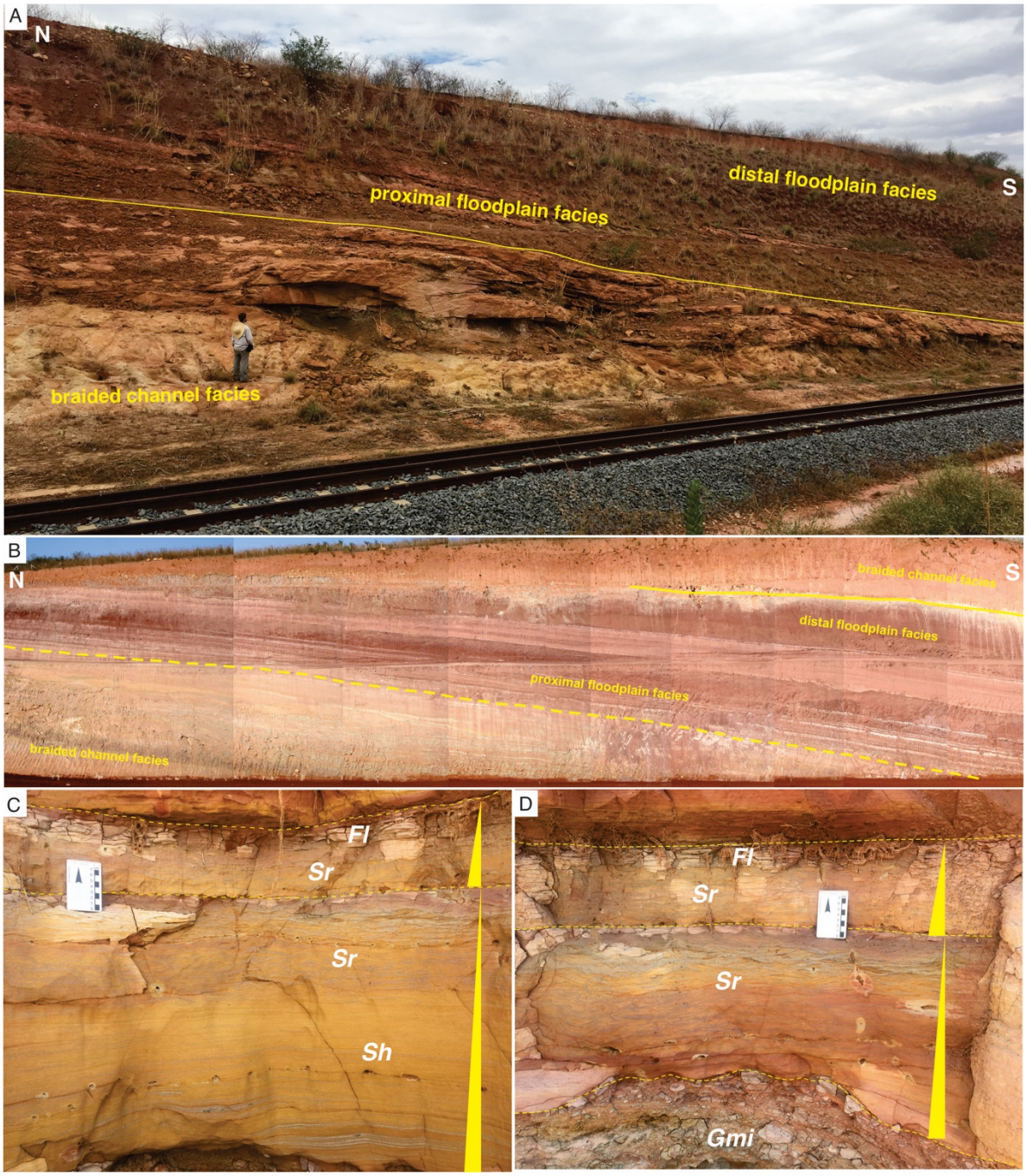

Figura 19. Afloramentos da Formação Missão Velha com as associações de fácies PIP e PID. **A**. Vista geral mostrando o contato entre as associações de fácies RE na base e no topo as intercalações entre PIP e PID em afloramento da Formação Missão Velha. **B**. Vista geral do empilhamento as associações de fácies RE, PIP e PID. **C**. Empilhamentos da base para o topo das fácies Sh, Sr e Fl mostrando dois ciclos de afinamento e desaceleração do fluxo para o topo sinalizado pelos triângulos amarelos nos conjuntos de fácies de planície de inundação proximal (PIP) da Formação Missão Velha. **D**. Empilhamento das fácies heterolíticas com dois ciclos de afinamento para o topo sinalizados pelos triângulos amarelos e com conglomerados Gmi na base.

Associação de planícies de inundação distal (PID)

As associações de PID são formadas por lamitos maciços (Fm) que podem ou não conter fósseis de ostracodes e finas camadas de concreções calcárias. Ocorrem também camadas de siltito (Fm e Fl) acinzentado e avermelhado (Figura 19 A e B) e camadas de arenito de granulação fina a média, bem selecionados. Essas camadas são tabulares e tem de 10 a 30 cm de espessura e as estruturas sedimentares mais comuns são as laminações *ripples* (Sr).

Paleocorrentes

O mapa geológico com as paleocorrentes medidas na Formação Missão Velha (Figura 20) mostra que as dispersões são para os quadrantes SE e SW para o sistema fluvial. As paleocorrentes do sistema eólico mostram dispersão para os quadrantes NE e NW.

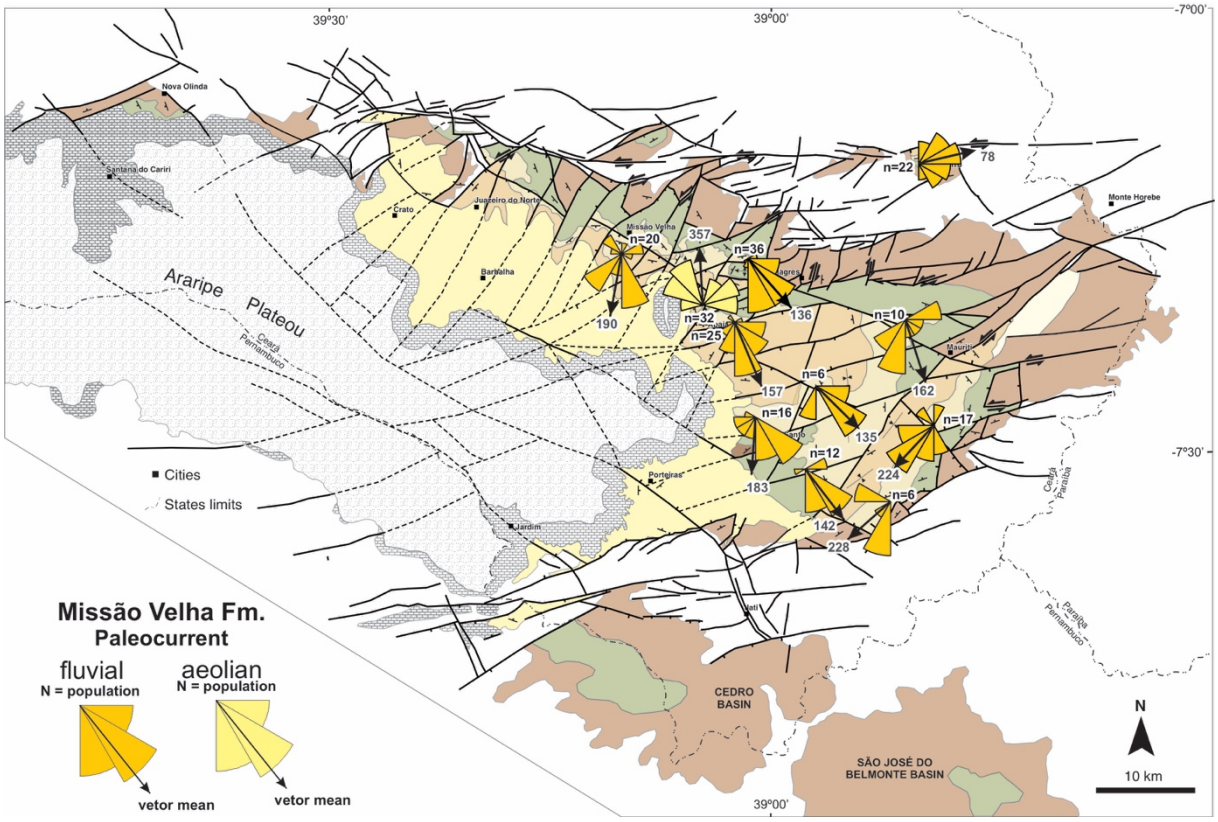

Figura 20. Mapa geológico mostrando os diagramas de rosetas com as medidas das paleocorrentes para a Formação Missão Velha. Legenda do mapa na Figura 4.

A Formação Missão Velha é composta por corpos amalgamados de arenitos que são interpretados como depósitos de sistema de canais de rios entrelaçados. Em meio aos depósitos de canais entrelaçados são poucas as preservações dos depósitos de sedimentos finos como os depósitos de planícies de inundação. Ocorrem intercalações mais esparsas entre os ambientes

deposicionais de planície de inundação proximal e planícies de inundação distal. Esses depósitos mais finos podem representar os períodos de subsidência mais rápida associada a movimentos tectônicos e mudanças da morfologia da bacia que causaram mudança também no sistema de drenagem.

Formação Abaiara

A Formação Abaiara aflora principalmente na porção central e sudeste da Sub-bacia Cariri (Figura 4) onde também ocorrem as maiores espessuras dessa unidade. Faz contato litológico na base com a Formação Missão Velha e lateral por falha com as formações Missão Velha, Brejo Santo e Cariri e de topo por discordância com a Formação Barbalha. Sua espessura é de 115 m no poço 2-AP-1-CE onde foi proposta como seção-tipo da unidade por Ponte e Appi (1990), no entanto sua espessura varia bastante ao longo dos principais depocentros da bacia.

Associação de leques aluviais (LA)

No perfil estratigráfico vertical Rifte (2) (Figura 21) estão descritas as fácies que ocorrem na parte inferior da Formação Abaiara. Conglomerados (Gm) clasto e matriz sustentados aparentemente maciços e as vezes com estratificação plano-paralela (Figura 22) que se sobrepõem de forma erosiva a lamitos (Fm) que ocorrem na parte inferior da seção. Os conglomerados formam camadas lenticulares métricas de base erosiva com finas camadas de arenitos com estratificação cruzada intercaladas. São constituídos por clastos que variam de seixos até matacões com predomínio de blocos de granito, filito e quartzito com matriz de areia grossa. Podem ser observados ocasionalmente intraclastos de argila. Acima deles ocorrem conglomerados (Gt) clasto-sustentados em camadas lenticulares, decimétricas a métricas, com base erosiva e estratificação cruzada acanalada (Figura 23A). Formam canais e se intercalam a arenitos com estratificação cruzada (St) (Figura 23B). A fácies Gt é composta de grânulos a blocos (quartzo de veio, granitos, gnaisse, filito) com predomínio de blocos e seixos com matriz formada por areia grossa. Organizam-se internamente de modo a compor *sets* de porte decimétrico. Sobre e intercalado às camadas de conglomerados Gm e Gt ocorrem camadas decimétricas a métricas, tabulares e cuneiformes de arenito com seixos (Stc). Sua granulação vai de areia média a muito grossa seixosa com muitos clastos dispersos, acompanhando os *foresets* e entre os *sets.* Essas camadas de arenito apresentam níveis de intraclastos de argila e siltito entre os *sets*.

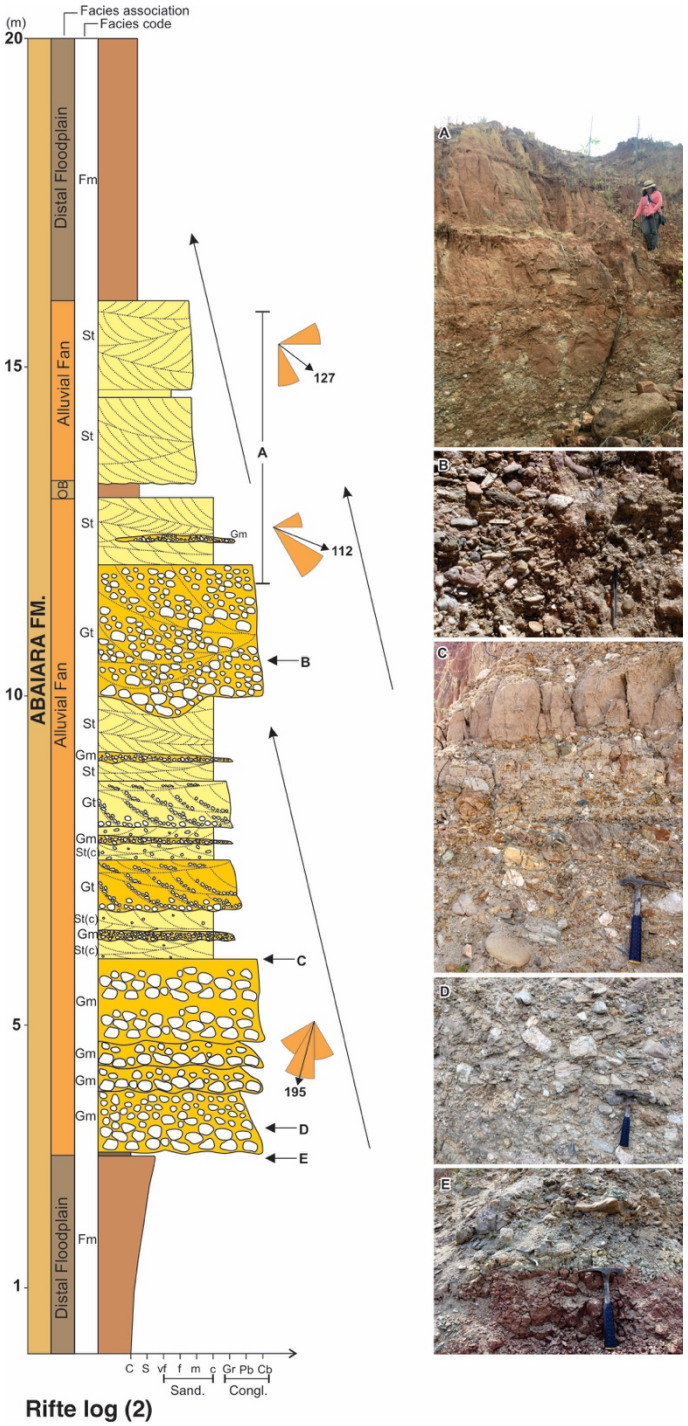

Figura 21. Perfil estratigráfico Rifte (2). **A**: Sucessão de arenitos (St) intercalados com lamitos (Fm) e arenitos (St) com lentes de conglomerados e na base conglomerados (Gt); **B**: Ortoconglomerados (Gt); **C**: Ortoconglomerados (Gm) sobrepostos por uma camada tabular de arenito (Stc) com intercalação de lente de conglomerado (Gt); **D**: Ortoconglomerado (Gm); **E**: Contato entre o lamito avermelhado e no topo verde acinzentado (Fm) com o ortoconglomerado (Gm). Localização do perfil no mapa geológico da Figura 4. Legenda do perfil na Figura 10.

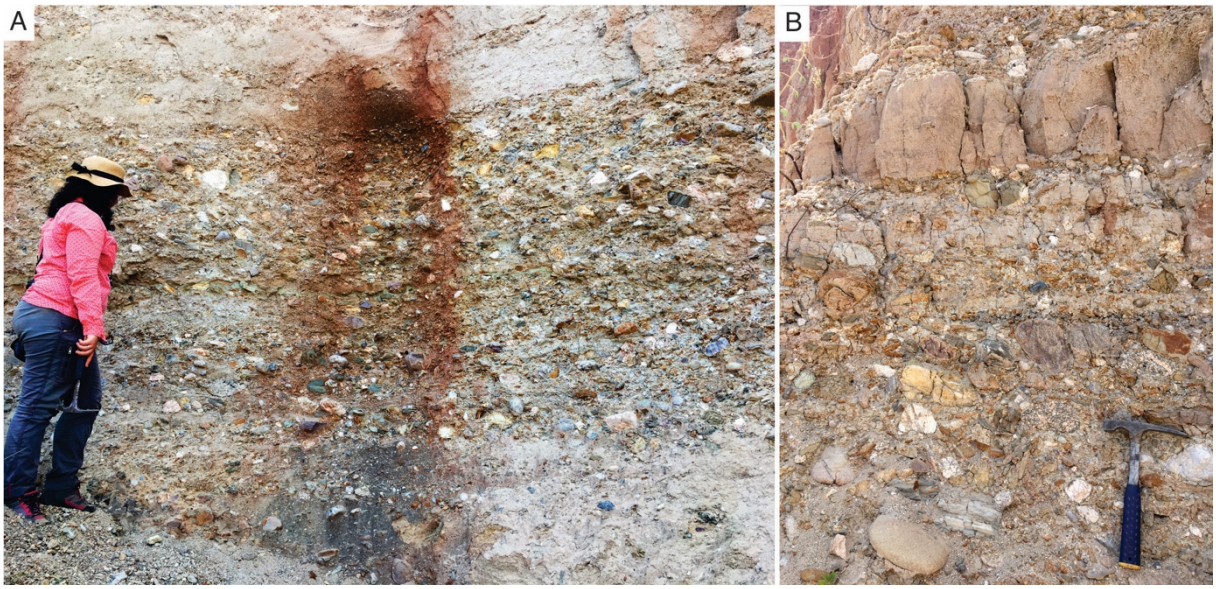

Figura 22. Aspecto em campo das fácies de leques aluviais (LA) que ocorrem na Formação Abaiara. **A**: vista geral de camada de ortoconglomerado (Gm). **B**: detalhe das camadas de arenito (St) que se intercalam as camadas de ortoconglomerados Gm.

Figura 23. Afloramento da fácies de leques aluviais (LA) da Formação Abaiara. **A**: Detalhe dos ortoconglometados (Gt) e das estratificações cruzadas acanaladas. **B**: Vista geral do afloramento com as camadas de Gt mostrando as feições acanaladas e intercalações com arenito (St).

Na porção média e superior do perfil (2) predominam camadas métricas de arenito pouco selecionado conglomerático com estratificação cruzada (Stc) que passa para arenitos médios a finos mais bem selecionados e com estratificação cruzada (St). Esse empilhamento de conjunto de fácies representa a associação de leques aluviais (LA) dentro da Formação Abaiara e que, nesse caso, sobrepõem associações de planícies de inundação distais (PID) da mesma

unidade. A ocorrência de fácies da base dessa unidade no interior da bacia mostra uma mudança importante na configuração de seus depocentros principais.

A associação LA descrita na Formação Abaiara pode corresponder a depósitos de leque aluvial possivelmente relacionados a escarpas de falhas (Allen, 1983; Barrier et al., 2010; Leleu et al., 2009; Miall, 1996), pois representam a combinação entre fluxos gravitacionais de massa e correntes de tração. Os conglomerados basais descritos na Formação Abaiara podem representar também fácies de fluxos gravitacionais de cascalhos (*flash flood*). Apesar de não estarem preservadas as feições geomorfológicas que confirmem a existência de uma diferença de relevo para a geração desses depósitos (como escarpas de falhas), a configuração da bacia mostra que é possível uma interpretação com a sucessão de altos e baixos gerados por falhas durante o processo de deposição em vários pontos, com morfologia de grabens e horstes alternados. As camadas tabulares de conglomerados estratificados e amalgamados depositados logo acima dessas fácies são similares ao elemento arquitetural GB descrito por Miall (1996), associado lateralmente com lentes de arenitos grossos em elementos SB, CH ou SG, que sugerem similaridades com depósitos de rios entrelaçados cascalhentos, onde GB se desenvolve pela migração e avulsão de canais de cascalho. As fácies de arenito que predominam na parte intermediária e superior de LA estão possivelmente relacionadas com o desenvolvimento de canais distributários entrelaçados nas porções distais das planícies aluviais (Stanistreet e MacCarthy, 1993; Miall, 1996).

No perfil estratigráfico Rifte (2) (Figura 21) é possível observar que ocorre um padrão geral de afinamento para o topo com o retorno das fácies conglomeráticas e a repetição do padrão de afinamento para o topo. Esse padrão é relacionado ao aumento dos canais de avulsão devido à progradação dos lobos do leque aluvial (De Celles, 1991; Harvey et al., 2005). Os mesmos autores enfatizam que essa descarga de sedimentos grossos pode estar diretamente relacionada a reativação tectônica de falhas em movimentos episódicos.

Associação de frente deltaica (FD)

No perfil estratigráfico vertical Transnordestina Túnel (4) (Figura 11C) são descritas as fácies intermediárias da Formação Abaiara. O afloramento que deu origem ao Perfil estratigráfico da Transnordestina Túnel (4) (Figura 11C) apresenta o conjunto entre as associações de fácies de frente deltaica (FD) e de prodelta (PRO) que juntos correspondem ao sistema deposicional deltaico que ocorreu durante a deposição da Formação Abaiara.

A associação de fácies FD é composta de arenitos finos a médios de seleção boa a moderada com níveis mais conglomeráticos na base que formam pacotes de 3 a 5 metros de espessura sobrepostos a fácies heterolíticas. Da base para o topo essa associação de fácies apresenta pacotes de arenito muito fino a fino com estratificação cruzada acanalada (St) que no topo gradam para siltitos de coloração cinza clara. Os sedimentos mais finos do topo formam camadas heterolíticas com superfícies onduladas que, na presença das camadas de arenito, formam *ripples* assimétricas (Sr) e laminação plano paralela (Fl) e nas camadas de siltito apresentam laminação ondulada (Figura 24E). A base da camada de arenito que ocorre sobre as fácies heterolíticas apresenta geometria lobada e camada em formato sigmoide (Figura 24C). As camadas de arenito que sobrepõem as fácies de FD apresentam deformações sin-sedimentares como estruturas de carga simples (Figura 24A e B). Acima dessa sequência ocorrem em contato erosivo camadas de arenito fino e médio (St) e também arenito médio a grosso sem estrutura (Sm) e com feições de escorregamento (Figura 24D). A porção mais superior dessa associação de fácies é composta de camadas amalgamadas de arenitos finos a médios (St) com esparsos *lags* de seixos no topo e camadas de arenitos grossos a conglomeráticos (Stc) com níveis de conglomerado (Gm), tudo organizado em *sets* de 0,3 – 2 m de espessura, lateralmente contínuos por metros que se assemelham a estruturas de canais rasos e podem ser parecidos também com canais distributários descritos nas frentes deltaicas.

As fácies de arenito que apresentam geometria lobada são interpretadas como depósitos de barras de desembocadura em um contexto de frente deltaica (Bhattacharya, 2010). As sucessões descritas mostram uma repetição de uma tendência geral de engrossamento e espessamento para o topo, característico da progressão de depósitos de foz de rio. Nesses depósitos prevalecem as macroformas sigmoides que sobrepõem um sistema de baixa energia, nesse caso representados pelos arenitos heterolíticos. O formato sigmoide da macroforma das figuras 24 A e C pode ser interpretado como o colapso de uma barra frontal devido a uma deformação sin-sedimentar muito comumente observada em deltas dominados por rios, e nesse caso, sobrepondo as fácies heterolíticas da frente deltaica (Mutti et al., 2000).

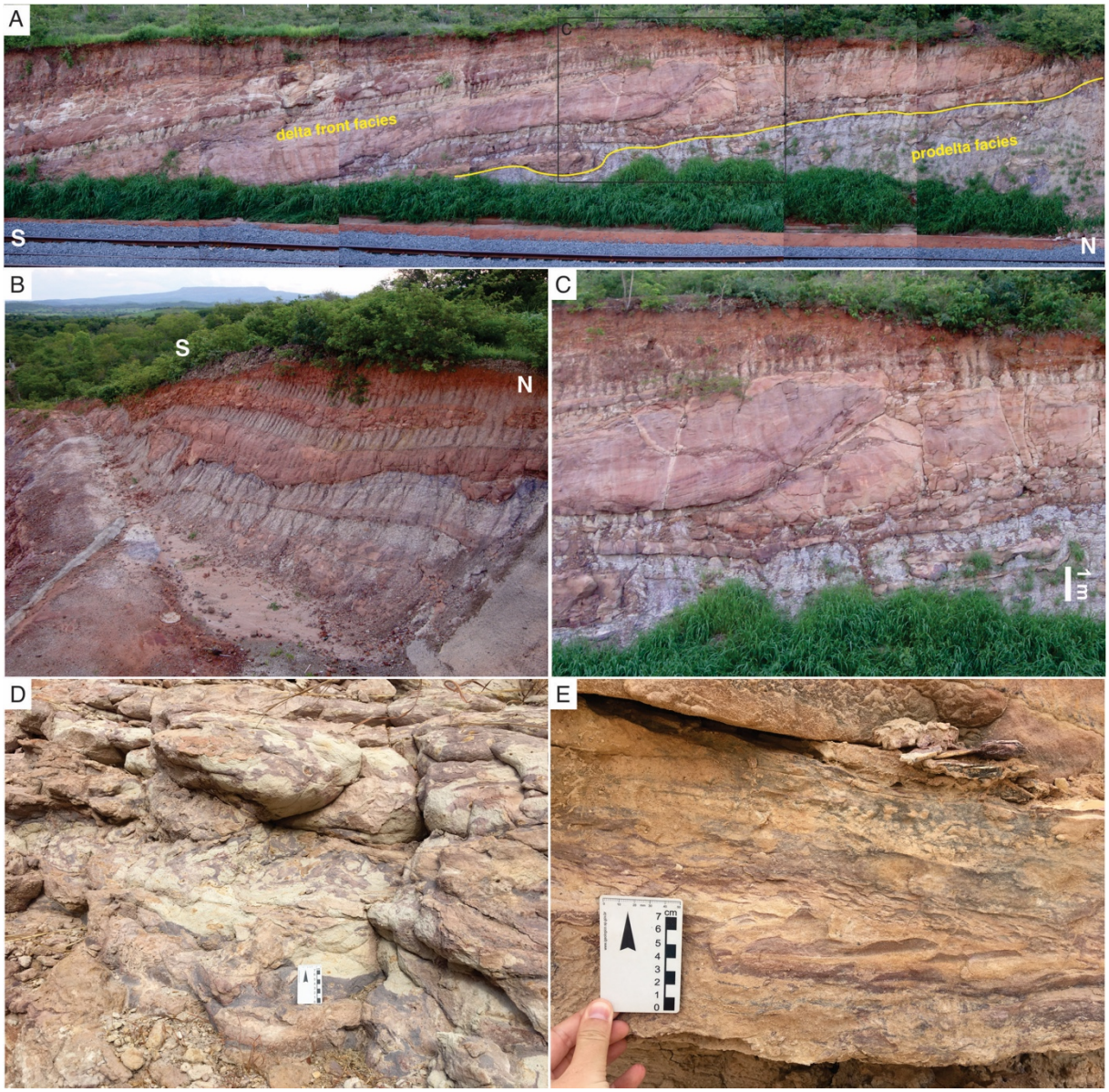

Figura 24. A. Afloramento de corte da ferrovia Transnordestina mostrando o empilhamento do conjunto de fácies de frente deltaica (FD) sobrepondo as fácies de prodelta (PRO). **B**. Camadas de arenito (St e Sr) intercaladas com camadas de siltito Fl e deformações sin-sedimentares de estruturas de carga simples na base das camadas de arenito. **C**. detalhe do afloramento A mostrando as camadas de arenito em geometria sigmoide se sobrepondo. **D**. Camadas de arenito (Sm) formando feições lobadas e de escorregamento. **E**. Detalhe das fácies heterolíticas que ocorrem no topo das camadas de arenito.

Associação de prodelta (PRO)

As associações de fácies de prodelta (PRO) são compostas por intercalações de camadas tabulares de arenitos muito finos a finos, siltitos laminados e maciços e folhelhos. As camadas de arenitos apresentam laminação ondulada e acamamento heterolítico com espessuras que variam de 5 a 20 m, e internamente apresentam de 0,1 a 5 m de espessura e continuidade lateral

de dezenas de metros. As fácies arenosas são compostas de arenitos bem selecionados com estratificação cruzada acanalada (St), horizontal e laminação cruzada cavalgante (Sp e Sr). Intercalações de siltitos e folhelhos ocorrem em lentes de 0,01 a 0,3 m de espessura e são contínuas por alguns metros. Camadas de arenitos com estratificação cruzada acanalada ocorrem em *sets* e camadas que variam de 0,1 a 1,5 m de espessura com geometria que pode ser tabular e se estender por dezenas de metros ou também apresentar terminações em *pinching-out*. Estruturas de cargas são muito comuns nessas camadas de arenito com a deformação das estratificações e a formação de concavidades voltadas para cima (Figuras 25 e 26). As camadas de sedimentos mais finos são compostas majoritariamente por siltitos laminados, alguns com gradação inversa e lamitos maciços intercalados com pequenas lentes de arenito que produzem superfícies onduladas.

As estruturas de carga encontradas na PRO correspondem às *soft-sedimentary deformation structures* (SSDS) mais comuns e ocorrem em sistemas de camadas instáveis e não contínuas (Allen, 1982; Owen, 1996) na interface de sedimentos menos densos que são sobrepostos por sedimentos mais densos, frequentemente quando o fluxo de sedimento perde sua força e desacelera (Moretti et al., 1999). As SSDs como as estruturas de carga são comumente documentadas em sistemas deltaicos dominados por rios (Bhattacharya, 2010). Nos sedimentos mais finos são descritas também laminações deformadas. Elas representam estruturas de pequeno porte associadas a intercalações de areia fina e silte e silte-argila como laminações dobradas, onduladas, rompidas e complexas (Figura 27). Essas estruturas são encontradas na Formação Abaiara e são de ocorrência frequente em toda a sequência. Elas são limitadas no topo e na base por laminações não deformadas e formam camadas deformadas de poucos centímetros. As lâminas dobradas indicam que uma sucessão de camadas de arenito fino e silte foi liquefeito, rompido e arrastado por uma tensão de cisalhamento fornecida pelo fluxo acima durante uma enchente de sedimentos (Owen, 1996). A morfologia complexa dessas estruturas é atribuída à interação de diversos mecanismos que provocam esforços de cisalhamento e deformação dos estratos (Lowe, 1975).

Os arenitos com estratificação cruzada, camadas tabulares de médias a espessas (1,5 m de espessura média) são interpretados como resultado do processo de migração de dunas 3D devido a predominância de fluxos unidirecionais possivelmente relacionados às correntes de descargas geradas nas porções superiores das barras de desembocadura (Bhattacharya, 2010). Intercalações de laminações de siltitos com gradação inversa indicam uma aceleração dos sedimentos carregados por plumas de fluxos hiperpicnais durante as descargas de cheias vindas

dos rios seguidas por desacelerações e deposição de lamitos maciços (Bhattacharya, 2010). O acamamento heterolítico, a predominância de estruturas unidirecionais, a intercalação com a associação de fácies FD e a ocorrência de estruturas de carga nessa associação de fácies suportam a interpretação de que se trata de uma frente deltaica distal dominada por rio (Bhattacharya, 2010; Ahmed et al., 2014).

O empilhamento das fácies deltaicas que são descritas na Formação Abaiara forma padrões progradacionais com as fácies de frente deltaica (FD) e as fácies fluviais sobrepondo as fácies de prodelta (PRO) (Figura 28). As deformações sin-sedimentares (SSDS), como as macroformas sigmoides das barras de desembocadura, são encontradas nas fácies de frente deltaica. Nas fácies de prodelta as estruturas de carga simples são muito comuns e são encontradas nas camadas descontínuas de arenito que se intercalam aos sedimentos mais finos. Elas se formam justamente pela entrada de fluxos de sedimentos arenosos no prodelta durante os períodos de cheia dos rios.

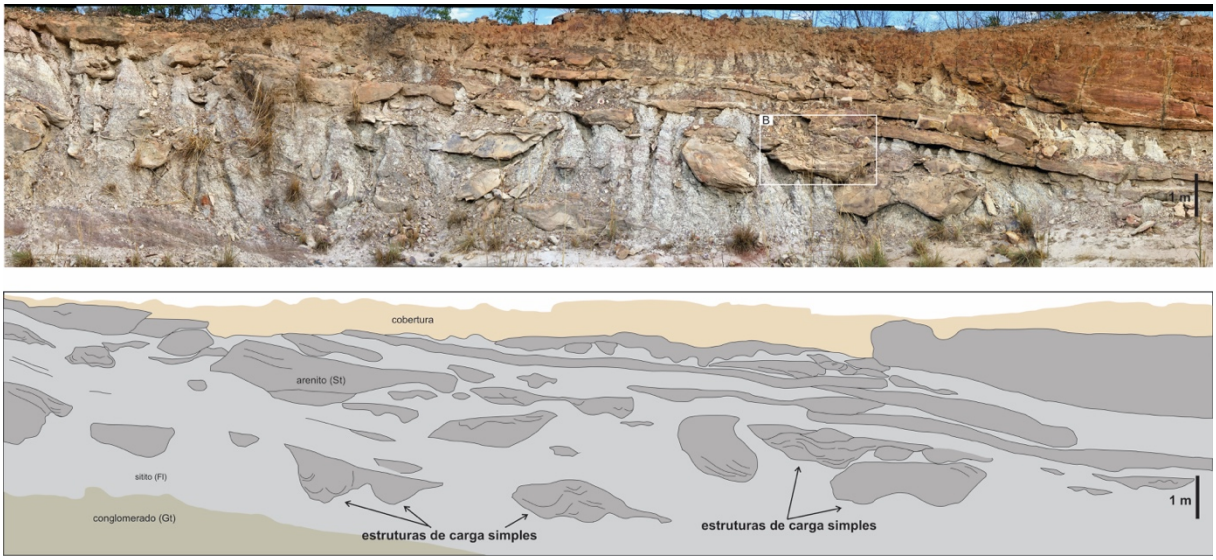

Figura 25. Exposição geral dos conjuntos de fácies PRO mostrando estruturas de deformação sin-sedimentares (SSDS) na Formação Abaiara. Intercalações de camadas de arenito (St) com estruturas de carga simples entre as camadas de siltito (Fl). Em detalhe B descrito na Figura 26.

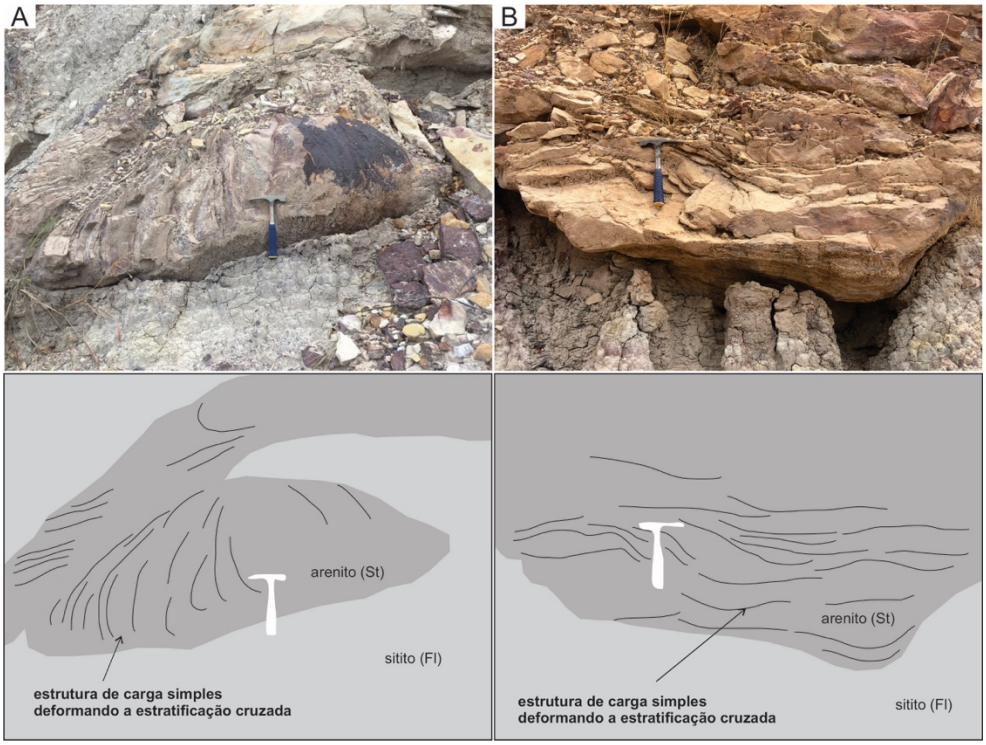

Figura 26. Detalhes das estruturas de carga simples que ocorrem na Formação Abaiara nos conjuntos de fácies PRO. **A**. arenito (St) com a estratificação cruzada deformada formando uma estrutura de carga simples de grande porte. **B.** detalhe da Figura 25 com arenito (St) com a estratificação cruzada deformada formando uma estrutura de carga simples de grande porte.

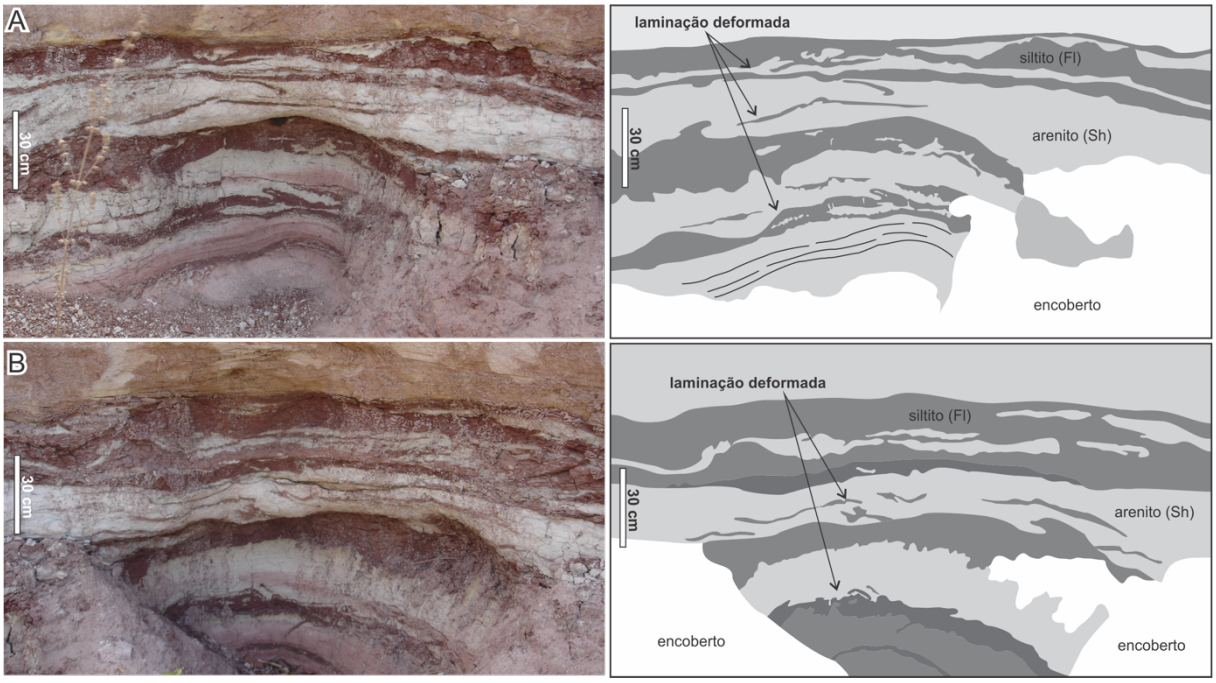

Figura 27. A e **B**: Aspecto em campo e esquemas mostrando as laminações deformadas que ocorrem na Formação Abaiara nos conjuntos de fácies PRO e fácies lacustres. As laminações deformadas estão intercaladas com camadas de arenito fino com estratificação plano paralela.

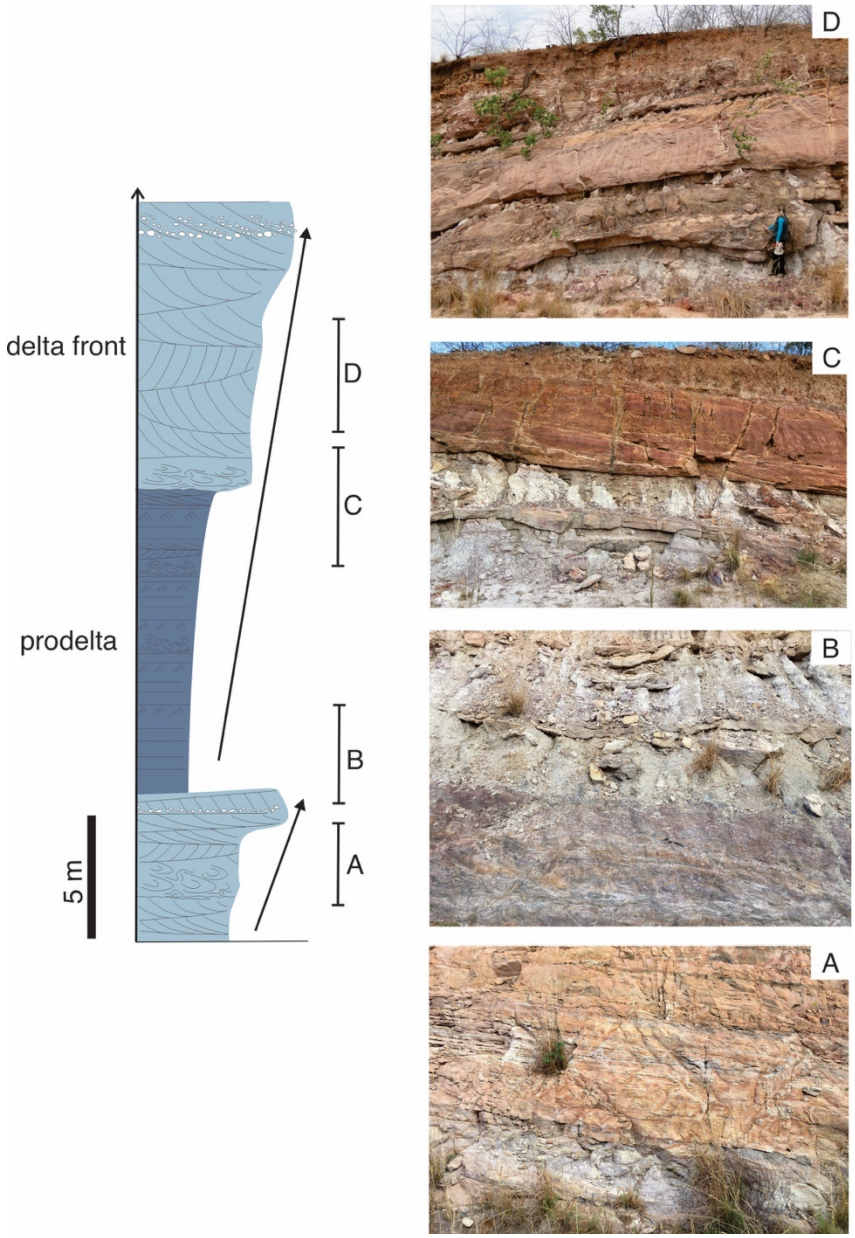

Figura 28. Perfil esquemático do empilhamento das fácies deltaicas na Formação Abaiara.

Associação de dunas eólicas (DE)

São descritas em afloramentos atribuídos a Formação Abaiara associações de fácies de Dunas eólicas (DE) que representam, assim como na Formação Missão Velha, uma franca interação dos sistemas flúvio-eólicos durante a deposição dessa unidade. São descritos arenitos finos a médios subarredondados a arredondados organizados em *sets* com estratificação cruzada acanalada (St) e de baixo ângulo (Sl). Séries de SSDS também são descritas associadas a esses estratos, como dobras convolutas recumbentes e dobras complexas nas estratificações que podem chegar a 50 cm, que ocorrem também próximas ao topo dos *sets* das estratificações (Figuras 29A) e vistas em planta formam estruturas com formatos arredondados (Figuras 29B).

Associação de planície deltaica (PD)

Associações de fácies de planícies deltaicas (PD) também são descritas se intercalando as associações de fácies de frente deltaica (FD). PD é composta de camadas pouco contínuas de lamitos maciços com cerca de 0,5 a 1 m de espessura e menos de 30 m de extensão que são truncadas por camadas de arenitos que compõem as associações de frente deltaica (Figura 11C). Tais depósitos de finos são interpretados como planícies deltaica porque resultam da acumulação de sedimentos que em suspensão são depositados por decantação durante períodos de inundações e extravasamento das margens dos rios dentro do sistema deltaico (Miall, 1996). PD podem resultar da acumulação de sedimentos que ocorrem nas baias inter-distributárias da frente deltaica e nas áreas alagadas adjacentes aos rios que correspondem as planícies de inundação fluvial.

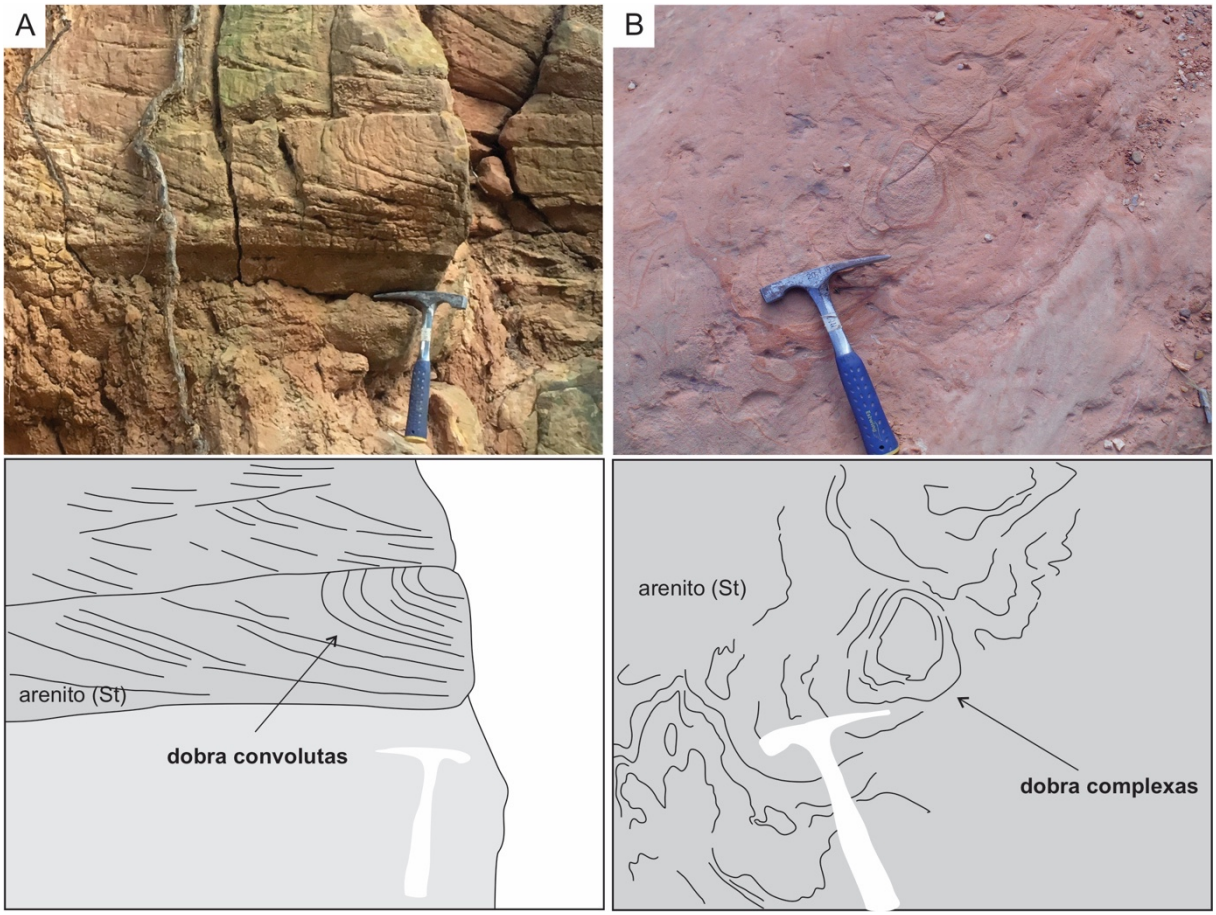

Figura 29. Aspecto em campo das ocorrências com seus respectivos esquemas de dobras convolutas recumbentes e dobras complexas nos conjuntos de fácies DE da Formação Abaiara. **A**. dobras convolutas recumbentes. **B.** vista em planta de dobras complexas da Formação Abaiara

Paleocorrentes

O mapa geológico com as paleocorrentes mostra que a Formação Abaiara (Figura 30) apresenta grande variação das direções principalmente nos conjuntos de fácies deltaicas e eólicas. As paleocorrentes medidas nos sistemas deltaicos apresentam dispersão que varia dentro dos depocentros, apresentando dispersão nos quadrantes SW quando dentro dos grabens de Crato-Juazeiro e de Barbalha, dispersão para o S e SW quando dentro do Graben de Abaiara e dispersão para os quadrantes E, SE e S quando dentro do Graben da Palestina. Nas paleocorrentes dos sistemas eólicos a dispersão é nos quadrantes NE e SE. Para os sistemas fluviais as medidas são mais constantes e mostram orientação preferencial para S e SE.

A interpretação de ambiente deposicional para a Formação Abaiara é caracterizada por espessas sucessões de depósitos fluviais que migram lateral e a jusante para depósitos deltaicos e lacustres. Durante a deposição dos sistemas deposicionais da Formação Abaiara os movimentos tectônicos estavam mais acentuados e a bacia apresenta uma mudança da morfologia com a formação de diversos depocentos e embaciamentos mais restritos limitados por falhas. A mudança abrupta dos sistemas de rios entrelaçados que dominavam a Formação Missão Velha para sistemas deltaicos da Formação Abaiara confirma a reestruturação dos depocentros da bacia e a consequente compartimentação das áreas deposicionais. A maior dispersão das paleocorrentes e a grande diversidade litológica e de associações de fácies tanto vertical quanto lateralmente mostram que os depocentros da bacia no momento da deposição da Formação Abaiara passaram a ser mais restritos e diversos. As falhas NE-SW que limitam fortemente as estruturas principais (horstes e grabens) passam a condicionar de forma mais evidente os depocentros, mostrando que essa unidade representa o registro sedimentar do que seria o ápice da atividade tectônica da fase rifte.

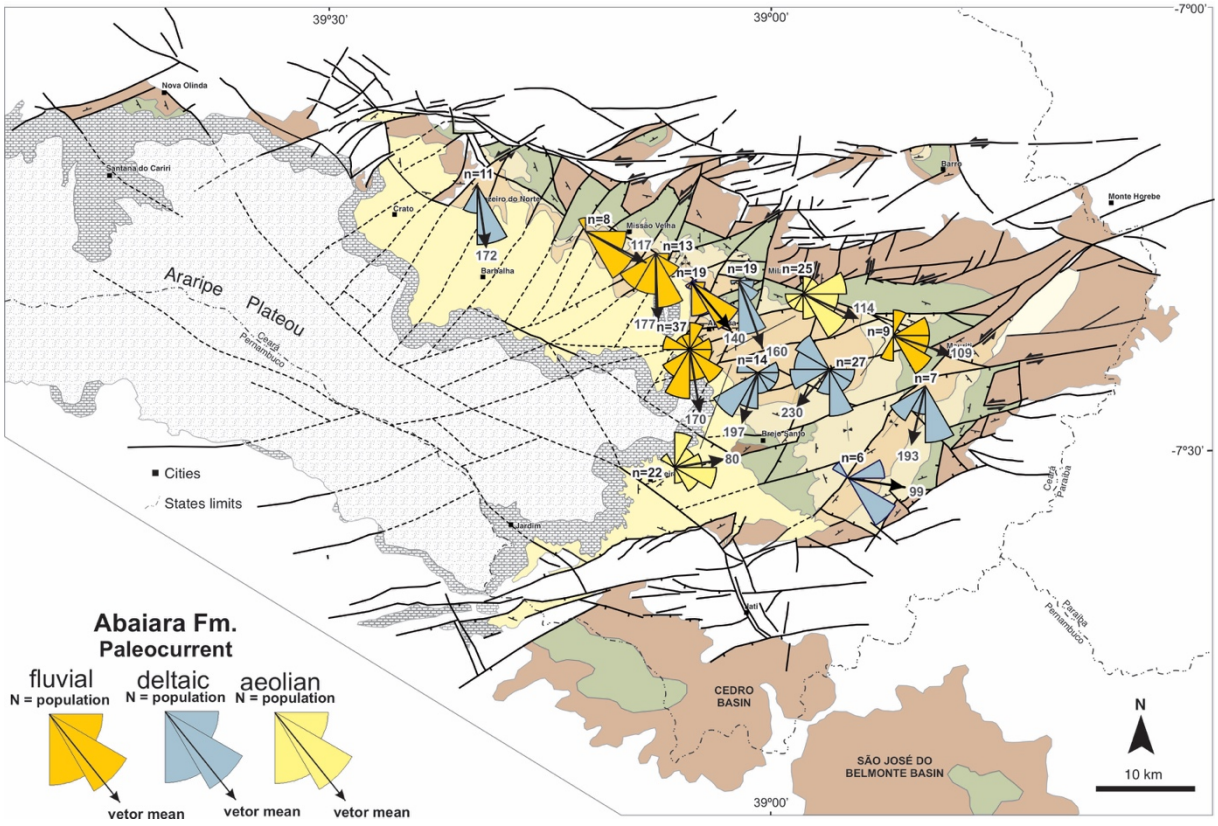

Figura 30. Mapa geológico mostrando os diagramas de rosetas com as medidas das paleocorrentes para a Formação Abaiara. Legenda do mapa na Figura 4.

Limites de sequência

O perfil composto construído a partir dos perfis estratigráficos 3, 4 e 5 (Figura 11) foi correlacionado com o poço 2-AP-1-CE e a partir dessa correlação e das interpretações dos paleoambientes deposicionais feitas com as associações de fácies foram definidas as principais superfícies estratigráficas (Figura 31). Para a interpretação das superfícies foram utilizadas as nomenclaturas aplicadas por Martinsen et al. (1999). Em regiões interiores, como era o caso da Bacia do Araripe durante a fase rifte, a influência marinha é nula e, sendo assim, os fatores tectônicos e climáticos exercem papel preponderante na geração de espaço e suprimento sedimentar (Shanley e McCabey, 1994). Os limites de sequência e as variações de estilos deposicionais foram interpretadas como resultantes de modificação do nível de base estratigráfico e, portanto, do espaço de acomodação que está diretamente ligado aos eventos tectônicos e suas variações de taxa de subsidência. Foram estabelecidas subdivisões baseadas tanto nas mudanças dos estilos fluviais, como nas variações de taxa de subsidência tectônica, e assim foram determinadas as superfícies de significado estratigráfico regional como os limites de sequência (SB) e as superfícies de expansão (ES), que são caracterizadas aqui pelo

predomínio de fácies pelíticas. A divisão proposta prevê a ocorrência de dois tratos de sistema: *low-accommodation system tract* (trato de sistema de baixa taxa de acomodação) e *high-accommodation system tract* (trato de alta taxa de acomodação). Os tratos de sistema de alta taxa de acomodação (HAST) seriam períodos onde a taxa de acomodação supera a taxa de sedimentação e podem representar também os períodos com alta taxa de subsidência e movimentação tectônica na bacia e os tratos de sistema de baixa taxa de acomodação (LAST) representam os períodos onde a taxa de acomodação é inferior à taxa de sedimentação e podem representar os períodos de diminuição das taxas de subsidência e movimentação tectônica na bacia.

O empilhamento estratigráfico da Formação Brejo Santo é composto predominantemente por uma intercalação entre as associações PIP e PID mostrando um contexto de trato de sistema de alta taxa de acomodação (HAST-1) (Figura 31) com baixa taxa de suprimento sedimentar e predomínio de litofácies pelíticas. A Formação Brejo Santo corresponde também à primeira sequência estratigráfica (SD1) do Grupo Vale do Cariri. Durante a deposição da Formação Brejo Santo as taxas de movimentação tectônica são altas e por consequência as taxas de subsidência também. Esse contexto deposicional possibilitou a preservação de seções de fácies pelíticas com grande extensão vertical (±450m de espessura ao longo da bacia).

O limite estratigráfico superior dessa unidade é marcado por um limite de sequência (SB1), onde ocorre a mudança para um contexto de trato de sistema de baixa taxa de acomodação (LAST-2) (Figura 31). Esse limite marca o predomínio de uma ocorrência regional de depósitos de canais de rios entrelaçados amalgamados e de base erosiva que pertencem a Formação Missão Velha (Figura 31). O limite SB1 marca uma mudança importante nas taxas de movimentação tectônica dentro da bacia com uma diminuição das taxas de subsidência e o preenchimento da bacia pelas litofácies fluviais.

A Formação Missão Velha inicia seu empilhamento estratigráfico num contexto de trato de sistema de baixa taxa de acomodação (LAST-2) (Figura 31) com alta taxa de suprimento sedimentar e baixa taxa de acomodação. O contexto tectônico da bacia mostra que durante a deposição dessa unidade ocorrem tanto movimentações de blocos por falhas quanto mudanças climáticas e, com isso, diminuição e aumentos abruptos na taxa de geração de espaço de acomodação. No limite superior da LAST-2 ocorre uma superfície de expansão (ES) e então o aparecimento de fácies finas de planícies de inundação distais (PID) e planície de inundação proximal (PIP) (Figura 31) que, no contexto de uma bacia intraplaca segundo Martinsen et al.

(1999), representam uma mudança no trato de sistema para um trato de alta taxa de acomodação (HAST-2) (Figura 31). A sucessão com a combinação entre a LAST-2 e a HAST-2 mostra uma oscilação entre as taxas de movimentação tectônica com um primeiro intervalo de queda da taxa de subsidência (LAST-2) e a volta das altas taxas de subsidência em HAST-2 na porção superior. O empilhamento da porção média-inferior dessa unidade corresponde à segunda sequência estratigráfica (SD2) onde impera um padrão de empilhamento de parassequências retrogradacionais. Ainda dentro da Formação Missão Velha foi definido um segundo limite de sequência (SB2) (Figura 31) que reflete uma nova mudança no estilo deposicional com a volta de um trato de sistema de baixa taxa de acomodação (LAST-3) e predomínio de corpos amalgamados de arenito com conglomerados na base erosiva que representam um sistema deposicional predominantemente formado de canais de rios entrelaçados (RE) (Figura 31). O retorno de um trato LAST-3 mostra um novo período na bacia onde a taxa de movimentação tectônica diminui e por consequência as taxas de subsidência também fazendo com que os depósitos fluviais voltem a preencher a bacia.

Esse segundo conjunto de estratos corresponde à terceira sequência estratigráfica (SD3). O limite estratigráfico superior da Formação Missão Velha é marcado pela mudança abrupta das associações de fácies para fácies deltaicas que caracterizam o terceiro e último limite de sequência (SB3) no contexto da fase rifte da bacia (Figura 31). O empilhamento da base dessa unidade corresponde à segunda sequência estratigráfica (SD2).

Ainda dentro da Formação Missão Velha foi definido um segundo limite de sequência (SB2) (Figura 31) que reflete uma nova mudança no estilo deposicional com a volta de um trato de sistema de baixa taxa de acomodação (LAST-3) e predomínio de corpos amalgamados de arenito com conglomerados na base erosiva que representam um sistema deposicional predominantemente formado de canais de rios entrelaçados (RE) (Figura 31). Esse segundo conjunto de estratos corresponde a porção basal da terceira sequência estratigráfica (SD3). O limite estratigráfico superior da Formação Missão Velha é marcado pela mudança abrupta das associações de fácies para fácies deltaicas com a volta de um trato de sistema de alta taxa de acomodação (HAST-3) que caracterizam uma nova superfície de expansão no contexto da fase rifte da bacia e o contato entre as formações Missão Velha e Abaiara (Figura 31).

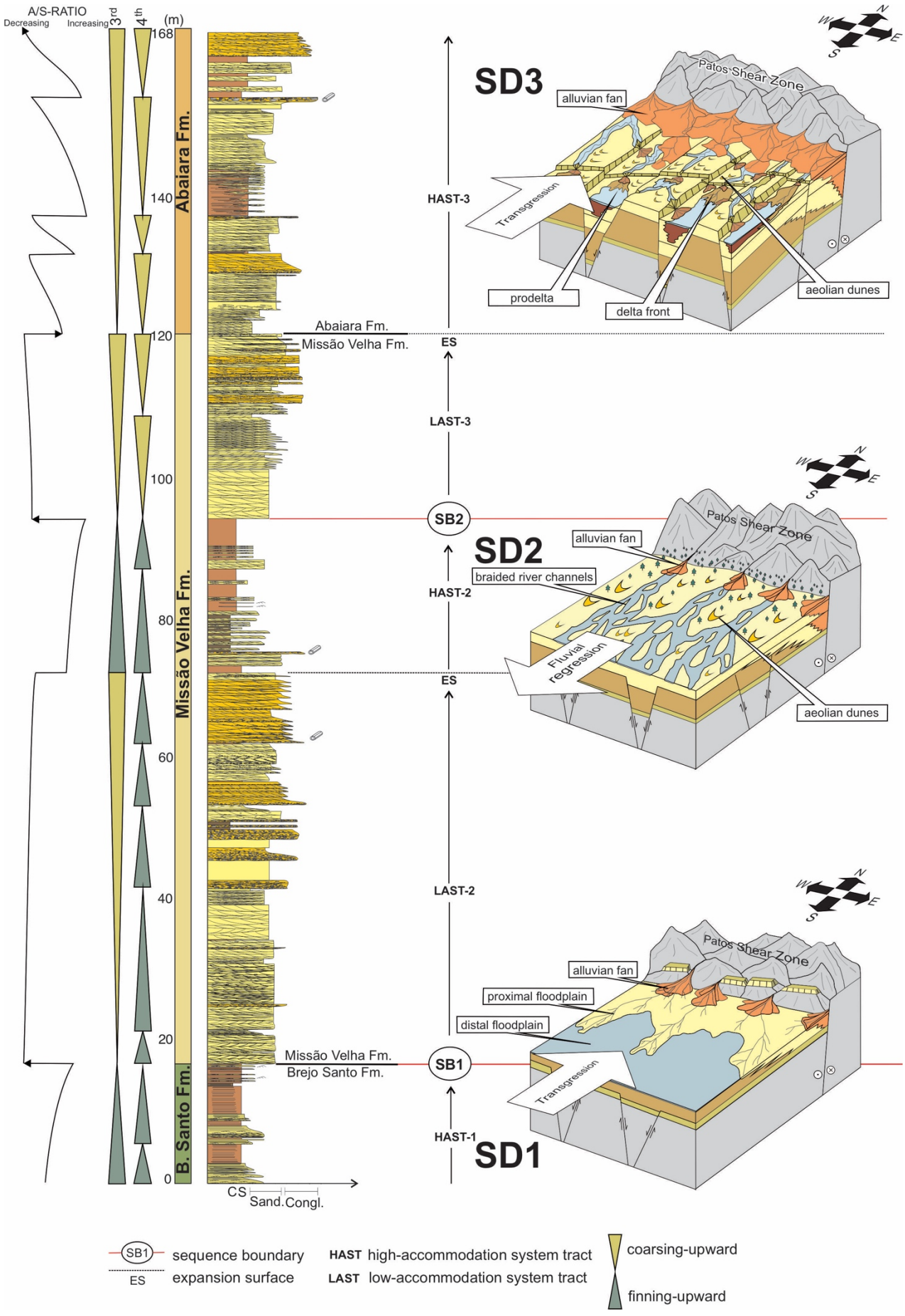
A/S-RATIO
Decreasing
Increasing
3rd
4th
(m)
168
140
120
100
80
60
40
20
0
Abaiara Fm.
Missão Velha Fm.
B. Santo Fm.
CS
Sand.
Congl.
SD3
alluvian fan
Patos Shear Zone
Transgression
prodelta
delta front
aeolian dunes
HAST-3
Abaiara Fm.
Missão Velha Fm.
ES
LAST-3
SB2
SD2
alluvian fan
braided river channels
Patos Shear Zone
Fluvial regression
aeolian dunes
HAST-2
ES
LAST-2
SB1
Missão Velha Fm.
Brejo Santo Fm.
SD1
alluvian fan
proximal floodplain
distal floodplain
Patos Shear Zone
Transgression
HAST-1
SB1
sequence boundary
ES
expansion surface
HAST high-accommodation system tract
LAST low-accommodation system tract
coarsing-upward
finning-upward

Figura 31. Proposta de modelo de evolução deposicional para o Grupo Vale do Cariri na fase rifte da Bacia do Araripe. Perfil estratigráfico esquemático composto pelo empilhamento dos perfis, da base para o topo: Transnordestina Abaiara (5), Transnordestina Vila do Café (3) e Transnordestina Túnel (4). Os contatos entre as formações representam superfícies estratigráficas. SD1: Leques aluviais formados nas escarpas de falha pela reativação da Zona de Cisalhamento de Patos na borda Norte com predomínio de um ambiente deposicional com planícies de inundação na terminação de leques e planícies de inundação distais. Primeiros registros dos processos de subsidência controlada por falhas durante os períodos iniciais da fase rifte ainda no Jurássico Inferior. SD2: Início da fase fluvial regressiva com predomínio de depósitos de rios entrelaçados, interação fluvial e eólica e diminuição da taxa de acomodação. SD3: Acentuação dos processos tectônicos com a formação de horstes e grabens em toda da bacia. Leques aluviais e predomínio de depósitos deltaicos em pequenos embaciamentos no interior da bacia. Legenda da seção na Figura 10.

A associação de fácies da Formação Abaiara mostra um ambiente deposicional com interação entre depósitos de leques aluviais (LA), frente deltaica (FD), prodelta (PRO), depósitos de dunas eólicas (DE), planície deltaica (PD) e lacustre (Figura 31). A base da Formação Abaiara é marcada por uma ES seguida por um trato de sistema de alta taxa de acomodação (HAST-3) (Figura 31) onde ocorrem muitos corpos de arenitos amalgamados com topo composto de fácies heterolíticas que são interpretados como fácies de frente deltaica (Figura 31). O empilhamento dentro desse trato de sistema mostra sucessivas quedas do nível de base estratigráfico e a manutenção do trato de sistema de alta taxa de acomodação (HAST-3) com preenchimento e taxa de sedimentação sendo suplantando pela taxa de subsidência. Esse contexto mostra uma alta taxa de movimentação tectônica nesta fase dentro da bacia (Figura 30). O empilhamento estratigráfico da Formação Abaiara mostra um ciclo com afinamento textural para o tipo resultado de um aumento progressivo da taxa de acomodação suplantando a taxa de suprimento sedimentar formando um empilhamento de parassequências progadacionais. O contexto tectônico para essa unidade é de uma acentuada atividade tectônica com diversos pulsos de subsidência e alta taxa de sedimentação. Esse empilhamento estratigráfico é representativo do auge da fase rifte e é produto da formação de uma sucessão de diversos blocos altos e baixos alternados que abrigavam múltiplos depocentros restritos com suprimento sedimentar chegando por mais de um flanco (Figura 30 e 31). A Formação Abaiara corresponde também está inserida na terceira e última sequência estratigráfica (SD3) interpretada para os depósitos da fase rifte da Bacia do Araripe.

Discussão

Paleogeografia e interpretação das sequências sedimentares do Grupo Vale do Cariri

A integração entre as informações do mapeamento geológico, da análise de fácies, das associação de fácies e a definição das superfícies estratigráficas foi responsável por guiar ao estabelecimento de um modelo paleogeográfico e uma interpretação das sequências sedimentares que compõe o Grupo Vale do Cariri da Bacia do Araripe. O Grupo Vale do Cariri representa o registro estratigráfico da fase rifte da bacia e é composto pelas unidades litoestratigráficas formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara. As sequências deposicionais foram interpretadas segundo a tendência de variação textural, espessamento e afinamento para o topo (em relação ao padrão de espessura dos estratos) e ciclos de afinamento e engrossamento para cima (em relação ao padrão de tamanho dos grãos dos estratos) representado na Figura 31, observações essas também sumarizadas nos blocos diagramas. As três sequências deposicionais interpretadas para a fase rifte foram: sequência SD1, correspondente da Formação Brejo Santo; sequência SD2, correspondente da porção basal-intermediária da Formação Missão Velha e sequência SD3, correspondente da porção intermediária-superior da Formação Missão Velha e a Formação Abaiara.

A porção basal da SD1 é representada por depósitos pouco espessos de leques aluviais que gradam vertical e lateralmente para depósitos de canais de rios entrelaçados, formando pequenas sequências com afinamento para o topo como é visto no perfil (1) e no poço 2-AP-1-CE representados na Figura 9. O delgado depósito de leques aluviais da base dessa sequência é sobreposto por também delgados depósitos de canais fluviais entrelaçados e ambos são sobrepostos por espessos e contínuos depósitos de planícies de inundação proximal, distal e depósitos lacustres. Essas intercalações de litotipos pelíticos compõem majoritariamente a sequência SD1 com depósitos laminados e maciços de folhelhos e siltitos marrom-avermelhados intercalados com as finas camadas de arenitos com padrão de afinamento para o topo. A presença de marcas de raiz e paleossolo indicam que a lâmina d'água era rasa e ocorriam exposições subaéreas ocasionais. A sequência SD1 é interpretada como formada por depósitos das porções mais distais da planície aluvial onde ocorriam sistemas fluviais efêmeros e lagos terminais, conservando somente na base, logo no contato com a Formação Cariri, as porções mais proximais desse sistema de leques. Scherer et al (2014) também interpretam que a Formação Brejo Santo seria uma sequência deposicional a qual eles denominam como Sequência I, no entanto os autores não reconheceram depósitos proximais associados à

sequência e somente descrevem depósitos das porções distais de planícies aluviais em clima árido a semiárido. A falta de registros proximais associados à sequência I de Scherer et al (2014) é atribuída à interpretação de que os depósitos de sistema de leques ocupavam uma área muito maior para norte do que os atuais limites erosivos da bacia. No entanto, os depósitos da base na atual borda norte evidenciam que os limites da bacia se encontravam bem próximos dos atuais limites erosivos e corroboram as rochas a norte da Zona de Cisalhamento de Patos como área-fonte para os sedimentos. As paleocorrentes medidas nas fácies da base dessa sequência mostram um fluxo para SE e SW e confirmam área-fonte a norte. Kuchle et al (2011) interpretam que os sedimentos correspondentes a SD1 se depositaram em uma bacia contínua de dimensões intracontinentais que se estendia da Bacia do Araripe para sul até as bacias de Almada, Gabão e Alagoas e se denominava "Depressão Afro-Brasileira". Esses mesmos autores interpretam a sequência deposicional SEQ-1 (correspondente a sequência SD1 deste trabalho) como depósitos de pelitos lacustres e arenitos finos depositados por dunas eólicas, lençóis de areia eólico e descargas fluviais efêmeras. A sequência SD1 apresenta depósitos que foram datados como tendo iniciado sua deposição ainda durante o Jurássico Superior (Tithoniano?) (Arai, 2006). A correlação regional dessa sequência com as bacias a sul foi primeiramente mencionada por Ghignone (1979) e Estrella (1972) que a interpretaram como os estágios iniciais do sin-rifte, controlados por falhas de rejeito não muito expressivos e uma incipiente extensão crustal.

A análise do modelo de estratigrafia de sequência mostrou que a SD1 teve origem em condições onde a razão taxa de acomodação/taxa de sedimentação (A/S) teve um aumento progressivo (Figura 31) e seus depósitos mostram um padrão geral retrogradacional. O limite de sequência (SB1) entre as sequências SD1 e SD2 representa uma queda do nível de base estratigráfico e uma queda abrupta na razão A/S (Figura 31). A base da sequência SD2 é marcada por uma intercalação de depósitos eólicos com depósitos fluviais com predominância de depósitos fluviais para o topo. O perfil da Figura 30 mostra que ocorrem pequenos padrões retrogradacionais que se empilham formando o padrão geral progradacional com baixa razão A/S e espessamento progressivo dos estratos e engrossamento para o topo até o truncamento com uma superfície de expansão ES. Essa sucessão de SD2 foi interpretada como uma interação fluvio-eólica com depósitos de canais de rios entrelaçados amalgamados interagindo com depósitos de dunas eólicas nas porção emersas adjacentes. A predominância dos depósitos fluviais para o topo denota também uma mudança climática na bacia com aumento progressivo da umidade para o topo. As paleocorrentes das fácies eólicas mostram ventos vindos de SE e

SW, enquanto que as paleocorrentes fluviais apresentam direção de corrente constante para S e SE, confirmando que a área fonte para SD2 segue sendo a norte, assim como na SD1. Na reconstrução paleogeográfica proposta por Da Rosa e Garcia (2000) no intervalo de tempo do Cretáceo Inferior (Berriasiano?) na região da Bacia do Araripe são interpretados ventos vindos de SE que ao se depararem com os altos topográficos a norte foram responsáveis pelo aumento das precipitações nessas áreas e acabaram por propiciar o crescimento de vegetação junto da margem norte. A mudança climática promoveu o crescimento de uma floresta de coníferas próximo da margem norte da bacia e explica a ocorrência de muitos troncos fossilizados juntos dos depósitos fluviais. Scherer et al. 2014 propõe que o limite entre as sequências I e II (correspondentes neste trabalho as sequências SD1 e SD2) seria uma resposta a uma mudança abrupta do estilo deposicional, marcado por rios efêmeros na sequência I e que passam para canais de rios entrelaçados na sequência II. Os autores não descrevem a ocorrência de depósitos eólicos na base da sequência II, no entanto também interpretam uma mudança para condições climáticas mais úmidas a qual eles se referem ao aumento dos regimes de descargas dos rios. Depois da ES da SD2 voltam os padrões retrogradacionais com diminuição da razão A/S e aumento da movimentação tectônica e consequente aumento da taxa de subsidência. Esse momento registra a volta da forte atividade tectônica na bacia com uma subida abrupta do nível de base estratigráfico e o retorno das fácies distais das planícies de inundação. O limite de sequência SB1 é uma conformidade que marca um processo de mudança climática pela qual a bacia estava passando associado à diminuição da movimentação tectônica. Nesse limite a taxa de acomodação teve uma queda, e a taxa de sedimentação aumentou progressivamente com a mudança de um clima árido e semiárido para um clima mais úmido.

O segundo limite de sequência (SB2) (Figura 31) marca a passagem entre as sequências SD2 e SD3. Esse limite é também reconhecido e interpretado por Fambrini et al (2017), que o considera uma discordância na porção intermediária da Formação Missão Velha separando a mesma em duas sequências deposicionais (sequência 1 e 2). Os autores interpretam que o limite entre as sequências 1 e 2 é reconhecido ao longo de toda a bacia e marca uma mudança de estilo deposicional indo de um sistema fluvial-eólico-lacustre na sequência 1 (SD2) para um sistema francamente fluvial na sequência 2 (SD3). SD3, na base, corresponde ao intervalo superior da Formação Missão Velha e ela é composta de depósitos de canais de rios entrelaçados amalgamados. As paleocorrentes na base da sequência seguem sendo para S e SE, assim como na sequência SD1 e SD2, mostrando que a área fonte continuou sendo a norte. No entanto, os níveis de arenitos com seixos e conglomerados aumentam em espessura e frequência formando

um padrão progradacional de empilhamento que pode ser atribuído ao aumento da descarga dos rios. A base de SD3 mostra uma razão A/S que diminui abruptamente com nova queda do nível de base estratigráfico da bacia e nova diminuição da movimentação tectônica. Na interpretação proposta por Kuchle et al (2011), Scherer et al (2014) e Fambrini et al (2017) afirmam que a direção das paleocorrentes muda na passagem das sequências SD2 e SD3, mudando de SE em Sequência II para SW e NW na Sequência III e que isso se deve a um rearranjo da morfologia da bacia por processos tectônicos que possivelmente causou mudanças nos sistemas de drenagem. No entanto os dados de paleocorrentes coletados neste trabalho mostram que as direções permanecem constantes para os quadrantes S e SE em todas as fácies fluviais encontradas nas sequências SD1, SD2 e SD3 (Figura 20 e 30). A passagem de SD2 e SD3 mostra que a sequência SD3, na base, devido à queda abrupta do nível de base e o clima mais úmido, é composta de depósitos de rios entrelaçados amalgamados com muitos níveis de cascalhos junto de troncos fósseis retrabalhados. Dentro dessa sequência os depósitos mostram uma alta descarga dos rios sem grande variação da arquitetura deposicional do sistema fluvial o que indica que houve manutenção das taxas de criação de espaço de acomodação ao longo desse intervalo estratigráfico.

A porção média-superior da sequência SD3, após uma superfície de expansão, são registrados depósitos deltaicos, fluviais e eólicos que correspondem à Formação Abaiara. Os registros estratigráficos dessa sucessão mostram uma subida do nível de base estratigráfico que está relacionada ao aumento da movimentação tectônica e aumento das taxas de subsidência na bacia. As medidas das paleocorrentes dessa porção da sequência SD3 apresentam orientação preferencial diferente dentro dos diferentes depocentros da bacia (Figura 30). Nos grabens de Crato-Juazeiro e de Missão Velha as paleocorrentes das fácies deltaicas mostram fluxo para S e SE, no Gráben de Abaiara os fluxos principais são para NW e no Gráben da Palestina o fluxo é para SE e SW. O padrão de empilhamento é progradacional com os depósitos fluviais sobrepondo os depósitos de frente deltaica e de prodelta. Os depósitos eólicos são pouco espessos e se intercalam aos depósitos fluviais e de planícies deltaicas. As paleocorrentes das fácies eólicas mostram ventos vindos de W e NW. A ES marca a passagem da porção média-inferior (topo Formação Missão Velha) para a média-superior (Formação Abaiara) e corresponde a uma mudança do estilo deposicional que até então era de canais de rios entrelaçados para um sistema deltaico. A porção média-superior da SD3 apresenta uma sucessão de depósitos de frente deltaica que são soprepostos por depósitos de prodelta. Esse empilhamento mostra que ocorreu uma subida abrupta no nível de base e a razão A/S cresceu

rapidamente. O registro é produto de um aumento novamente da movimentação tectônica dentro da bacia. O empilhamento é progradacional e as fácies fluviais e de planície deltaica voltam a ocorrer no topo dessa sequência. O mapa geológico e as seções geológicas mostram que a Formação Abaiara que corresponde a parte da sequência SD3 apresenta variação significativa das espessuras ao longo da bacia, com as maiores espessuras associadas aos grabens que são limitados pelas falhas normais de direção NE-SW. As fácies de leques aluviais descritas para essa sequência (Figura 21) ocorrem no interior da bacia e estão associadas a compartimentação e ao rearranjo dos depocentros, ou seja, foi nesse estágio que a bacia enfrentou os períodos de maior movimentação tectônica e isso causou soerguimento e retrabalhando de algumas áreas enquanto ocorria abatimento e deposição em outras. A sequência IV de Scherer et al 2014, que corresponderia à porção supeior da sequência SD3, descreve os mesmos depósitos fluviais e deltaicos descritos neste trabalho e interpreta um período de reestruturação da bacia com a diminuição e compartimentação dos depocentros. No entanto, não são descritas seções de depósitos de leques aluviais, mas os autores consideram terem sido depositados e não se encontram mais preservados.

Os limites de sequência SB1 e SB2 estão fortemente ligados ao rearranjo tectônico da bacia devido ao avanço da movimentação tectônica durante a fase rifte.

Conclusão

Os resultados desse estudo sobre a relação entre a tectônica e a sedimentação da fase rifte da Bacia do Araripe mostraram que existe um papel importante da tectônica rúptil na subsidência, compartimentação e distribuição das sequências sedimentares depositadas do Jurássico superior (Tithoniano?) até pelo menos o Cretáceo inferior (Hauteriviano?). Foi possível individualizar três sequências sedimentares:

- Sequência SD1 que corresponde a Formação Brejo Santo e é composta de leques aluviais na base e apresenta predomínio de depósitos de planície de inundação proximal e planícies de inundação distal.

- Sequência SD2 que corresponde ao primeiro trecho da Formação Missão Velha e é composta de depósitos de dunas eólicas intercaladas a depósitos de canais de rios entrelaçados, e também apresenta de forma mais restrita depósitos de planícies de inundação proximal e distal.

- Sequência SD3 que corresponde ao trecho final da Formação Missão Velha e a Formação Abaiara. Ela é composta na porção média-inferior de depósitos de canais de rios

entrelaçados com espaços e não contínuos depósitos de planície de inundação. Na porção média-superior é composta de depósitos deltaicos dominados por rios tanto proximais quanto distais, depósitos de dunas eólicas e depósitos de canais de rios entrelaçados intercalados a depósitos de planície deltaica.

As sequências sedimentares foram depositadas em diferentes estágios tectônicos da fase rifte. As sequências SD1 e SD2 foram depositadas nos estágios iniciais de rifteamento da bacia e correspondem aos depósitos do rifte inicial. A sequência SD3 corresponde aos depósitos do clímax da tectônica rifte na bacia.

Referências

Todas as referências bibliográficas se encontram no Capítulo 9.

7.4. Subsuperfície

Para compreender melhor a disposição das unidades litoestratigráficas da fase rifte e pós-rifte em subsuperfície foram analisadas linhas sísmicas de reflexão 2D localizadas sobre Bacia do Araripe. As linhas sísmicas foram adquiridas no BDEP-ANP (Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biodiesel) com fins acadêmicos, e calibradas utilizando as informações de poços (e.g. 2-AP-1-CE para a linha 141-RL-09 e 4-BO-1-PE para a linha 141-RL-10), veja também Ponte e Ponte-Filho (1996).

7.4.1 Seções Sísmicas

Das 10 (dez) linhas sísmicas ao longo da Bacia do Araripe, 8 (oito) estão localizadas na porção leste na Sub-bacia Cariri, sendo que 3 (três) delas estão sobre os afloramentos das unidades da fase rifte (Figura 25C). As 2 (duas) linhas restantes estão localizadas na porção central sobre a Sub-bacia Feira Nova junto dos poços 2-AP-1-CE e 4-BO-1-PE. O carregamento das linhas no *software* OpendTect* permitiu reestabelecer melhores contrastes para os refletores sísmicos e reconhecer entre eles três principais (R1 - topo da Fm. Cariri – embasamento paleozoico; R2 - topo da Fm. Brejo Santo – Fase Rifte e R3 - base da Fm. Crato – Pós-rifte II).

A escolha das seções sísmicas foi feita primeiro pela localização junto aos poços e segundo pela localização sobre as duas principais sub-bacias onde estão preservadas as maiores e mais completas espessuras das unidades da Fase Rifte. A linha sísmica 141-RL-09 pode ser calibrada pelo poço 2-AP-1-CE (Ponte e Appi, 1990; Assine, 1992) (Figura 25A) onde estão descritas todas as sequências sedimentares completas que compreendem o Grupo Vale do Cariri e que ocorrem em afloramento na porção leste bacia.

Nas figuras 25 e 26 estão representadas as linhas 141-RL-01, 141-RL-06, 141-RL-09 e 141-RL-10 não interpretadas e interpretadas. Foram interpretados três refletores principais (Figuras 25 e 26), sendo que dois deles limitam a base e o topo de uma das sequências sedimentares da Fase Rifte, que corresponde à Formação Brejo Santo (R1 e R2). Para trazer as informações dos poços para as seções sísmicas localizadas na porção leste o principal critério foi a interpretação da amplitude interna e a continuidade dos refletores sísmicos, assim como a geometria geral (terminação dos refletores, truncamento por falhas e altos ângulos).

Foram utilizadas também informações sobre os poços e as seções sísmicas disponíveis em trabalhos análogos na região (Ponte e Appi, 1990; Assine, 1992; Ponte e Ponte-Filho, 1996)

e também as informações da geologia de superfície que foram obtidas com a descrições e levantamentos de campo e que suportam as interpretações geológicas regionais.

Em todas as seções sísmicas é possível observar o horizonte R1, que corresponde ao topo da Formação Cariri e também à base da primeira sequência sedimentar da Fase Rifte (em verde nas Figuras 25A e B e Figura 26A e B). Esse refletor é marcado por uma alta amplitude e grande continuidade, com locais com fortes deformações por falhas, altos ângulos e pequenas dobras. A sequência basal, que corresponde a Formação Brejo Santo, apresenta uma espessura relativamente constante dentro dos depocentros das sub-bacias Cariri e Feira Nova com afinamento brusco após as falhas e próximos as bordas e sobre os blocos altos. A distribuição, em subsuperfície, dessa sequência mostra que a mesma é influênciada pelas falhas normais e arranjos em "flor negativa" (detalhe na figura 26B) com a maiores espessuras associadas aos blocos baixos.

O topo dessa sequência é limitado por uma amplitude não muito alta e com refletores que apresentam pouca continuidade e rastreamento. As demais sequências sedimentares que compõem a Formação Missão Velha e a Formação Abaiara (em rosa claro nas Figuras 25A e B e Figura 26B) apresentam uma geometria e espessura também condicionadas pelas falhas. As maiores espessuras estão preservadas nos blocos baixos e sua ocorrência é limitada por falhas. A seção 141-RL-06 (Figura 26A) é uma seção onde foi possível o rastreamento e diferenciação entre as unidades sedimentares Missão Velha e Abaiara. Essa seção apresenta refletores com mais altas amplitudes e continuidade e as informações de ocorrência nos afloramentos em superfície com os respectivos mergulhos medidos em campo ajudam na diferenciação e prolongamento em subsuperfície das unidades.

Na parte mais superior, acima da discordância que limita o topo das sequências da Fase Rifte e início das sequências da Fase Pós-Rifte I, é possível identificar pelos poços e nas seções sísmicas o refletor R3 (Linha azul das Figuras 25A e B e 26A e B). Esse refletor apresenta alta amplitude e grande continuidade lateral, é pouco deformado por falhas e representa a base da Formação Crato. Abaixo do refletor R3 ocorre a Formação Barbalha (amarelo nas Figuras 25A e B e Figura 26A e B), unidade discordante com as unidades subjacentes, e que compõe a base da primeira sequência deposicional da Fase Pós-Rifte I (Assine et al., 2014). Sua distribuição é afetada por falhas principalmente nas seções 141-RL-10 (Figura 25B) e na seção 141-RL-01 (Figura 26B), onde as falhas cortam praticamente toda a espessura de sedimentos da bacia e as falhas podem apresentar tanto rejeitos normais quanto inversos e muitas vezes combinados, mostrando arranjos em "flor positiva"(Figura 25B); a porção inferior da estrutura indica arranjo

com falhas de abatimento central, tipo “flor negativa”, afetando a Formação Cariri e as unidades da fase rifte (formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara); a porção superior da estrutura mostra arranjos em “flor positiva”, com arqueamento e falha inversa associada (Figura 26B). Tal arranjo, de destaque na estruturação geral, indica atuação de deformação direcional em ambas as fases, de formação e de deformação do pacote rifte.

Nas seções sísmicas (Figuras 25A e B e Figura 26A e B) é possível observar claras descontinuidades verticais, interpretadas como planos de falha, que em alguns casos cruzam toda a sequência sedimentar da Bacia do Araripe e em outros cruzam somente as sequências sedimentares da Fase Rifte, apresentando sempre suas raízes no embasamento. As falhas interpretadas apresentam uma disposição que contribui para a formação de uma geometria com blocos altos (horstes) e blocos abatidos (grabens) e as maiores espessuras limitadas principalmente nos blocos abatidos. Nas seções sísmicas da Figura 25B e Figura 26B é possível observar uma geometria que se assemelha a de falhas direcionais em profundidade com um componente distensivo e/ou compressivo associado. Essas falhas formam estruturas em “flor positivas” (transtensivas) e estruturas em “flor negativa” (transpressivas) e se ramificam desde o embasamento cruzando as unidades sedimentares da Bacia do Araripe. A interpretação dessas geometrias de falhas, assim como a observação de que elas afetam e condicionam a ocorrência dos depocentros que abrigam as sequências sedimentares durante a Fase Rifte, mostra o importante papel que o controle tectônico teve na evolução desse estágio da Bacia do Araripe.
A Bacia do Araripe se assenta sobre um embasamento bastante heterogêneo composto pelas rochas pré-cambrianas da Província Borborema. Ela também está limitada e muito próxima de importantes zonas de cisalhamento com terminações em “*splays*” que se prolongam em mapa para dentro da bacia, como é o caso aqui da Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ). Esse conjunto de fatores, somado às geometrias em profundidade das falhas mapeadas, evidencia que o controle tectônico da bacia foi feito principalmente pelas reativações dessas estruturas herdadas do embasamento, reconhecidas também nas sucessões sedimentares que apresentam falhas de componente direcional.

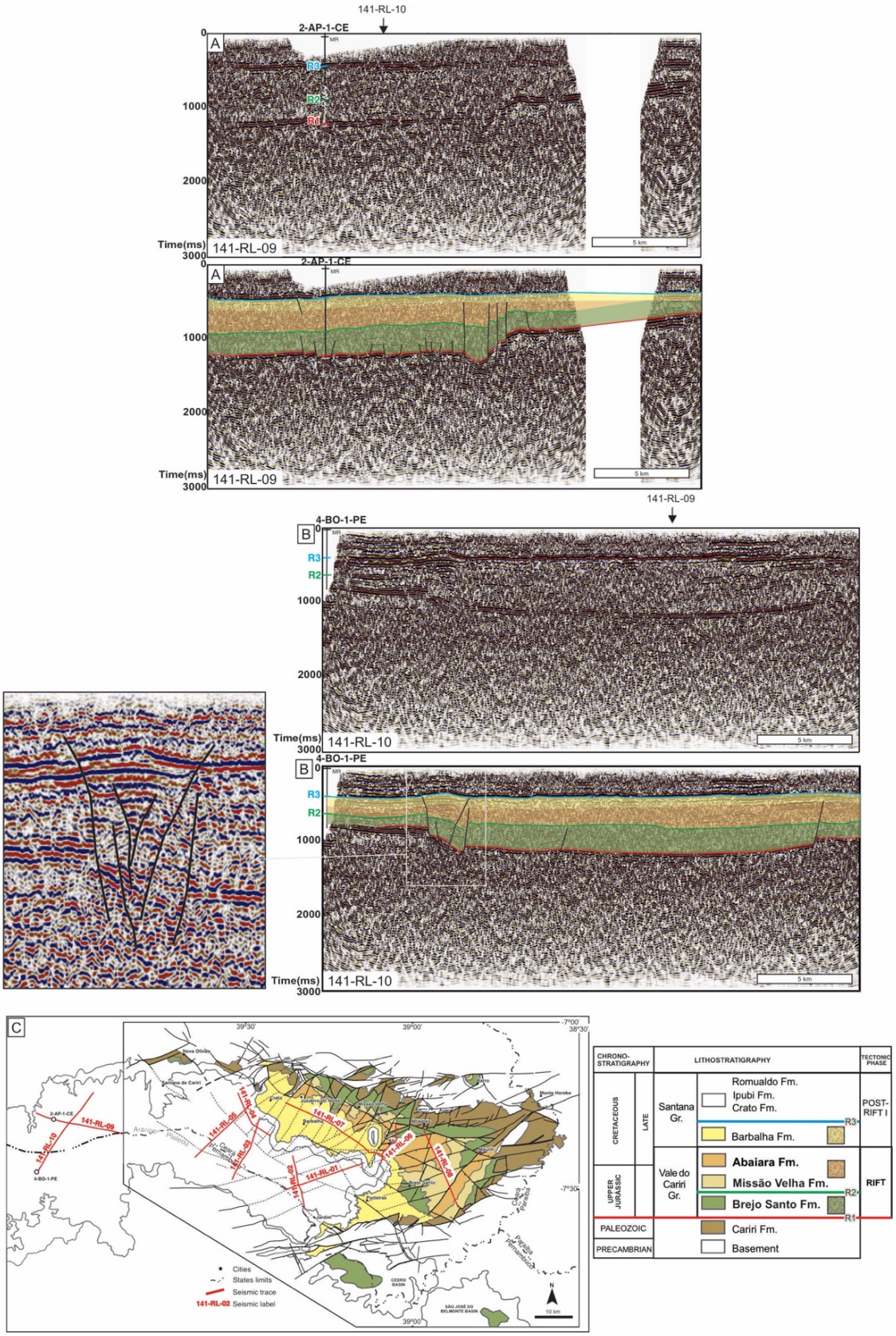

Figura 25. A: Seção sísmica 141-RL-09 calibrada pelo poço 2-AP-1-CE e interpretada (abaixo). **B**. Seção sísmica 141-RL-10 calibrada pelo poço 4-BO-1-PE e interpretada (abaixo) com um recorte de um detalhe de falha a esquerda, com reconhecimento de feição complexa, tipo "flor negativa" afetando as unidades da fase rifte; e tipo "flor positiva"afetando a Fm. Barbalha. **C**. Mapa geológico com a localização das linhas sísmicas e poços.

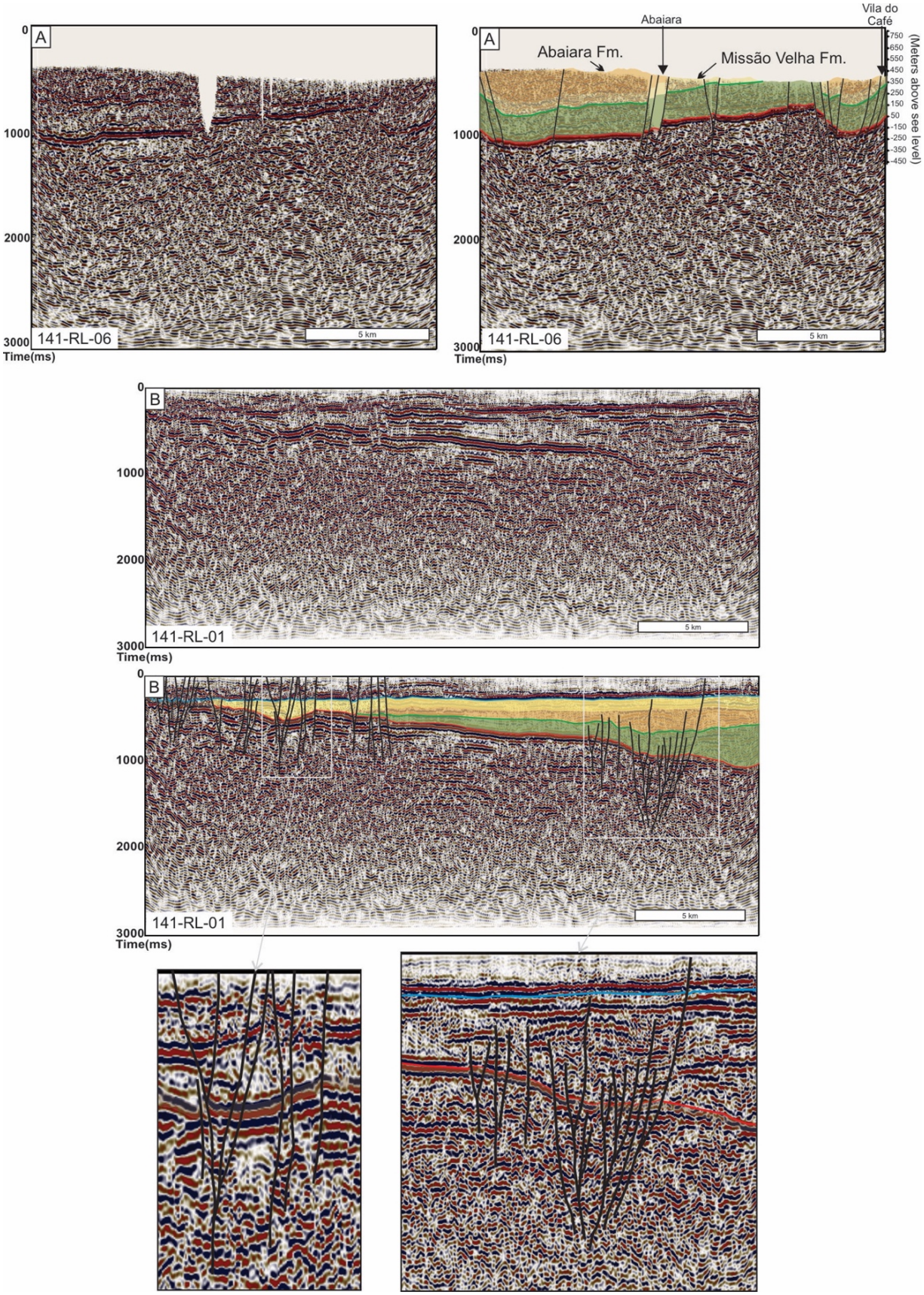

Figura 26. **A**: Seção sísmica 141-RL-06 e interpretada (à direita). **B**. Seção sísmica 141-RL-01 e interpretada (abaixo), com dois recortes de detalhes de falhas abaixo, indicando feições tipo "flor negativa". Legenda das seções e mapa de localização das seções na Figura 25.

7.4.2 Seções Geológicas

As seções geológicas A a D (E-W) e A' a C'(SW-NE) (Figura 27) foram construídas a partir das seções sísmicas 141-RL- 07 e 141-RL-08 e das seções sísmicas 141-RL-01 e 141-RL-06 respectivamente. Elas mostram a distribuição das sequências sedimentares depositadas durante as fase rifte e pós-rifte. As formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara apresentam espessamento associados a falhas nas sub-bacias Cariri e Feira Nova. A variação de espessura é bastante significativa para a Formação Abaiara podendo chegar a 300 m a sul da cidade de Abaiara. Nas seções é possível constatar em profundidade as principais estruturas interpretadas no mapa em superfície como o Gráben de Crato-Juazeiro, o Horste de Barbalha, o Gráben de Missão Velha, o Horste do Mãozinha, o Gráben de Abaiara, o Horste de Mauriti-Brejo Santo e o Gráben da Palestina (Figura 27). A interpretação das seções sísmicas também confirma a existência de altos do embasamento a Sul e SW que dividem os principais depocentros das sub-bacias do Cariri e Feira-Nova.

As sequências associadas à Fase Rifte apresentam como um todo uma forte influência do sistema de falhas na distribuição das espessuras e na deformação das unidades sedimentares. As falhas apresentam indícios de que num primeiro momento foram ativas como falhas normais e/ou transtrativas, ao considerar sua geometria de falha direcional em profundidade (Figuras 25 e 26) e os dados obtidos nos trabalhos de campo em superfície (ver cap. 7.2). No entanto, alguns trechos mostram pequenos movimentos inversos associados que permitem interpretar que as mesmas atuaram (ou parte delas atuou) em um segundo momento como falhas inversas e/ou transpressivas e levaram a períodos de uma leve inversão da bacia (Figura 25B e 26B). Esse período de leve inversão da bacia coincidiria com o intervalo em que não são encontrados registros sedimentares na Bacia do Araripe (Hauteriviano superior (Andar Aratu) até o Aptiano superior (Andar Alagoas)). O truncamento das unidades da Fase Rifte com a base da Formação Barbalha e também a atuação restrita das falhas ao pacote sedimentar inferior confirmam que existe uma importante discordância erosiva entre as unidades da fase rifte e da fase pós-rifte I.

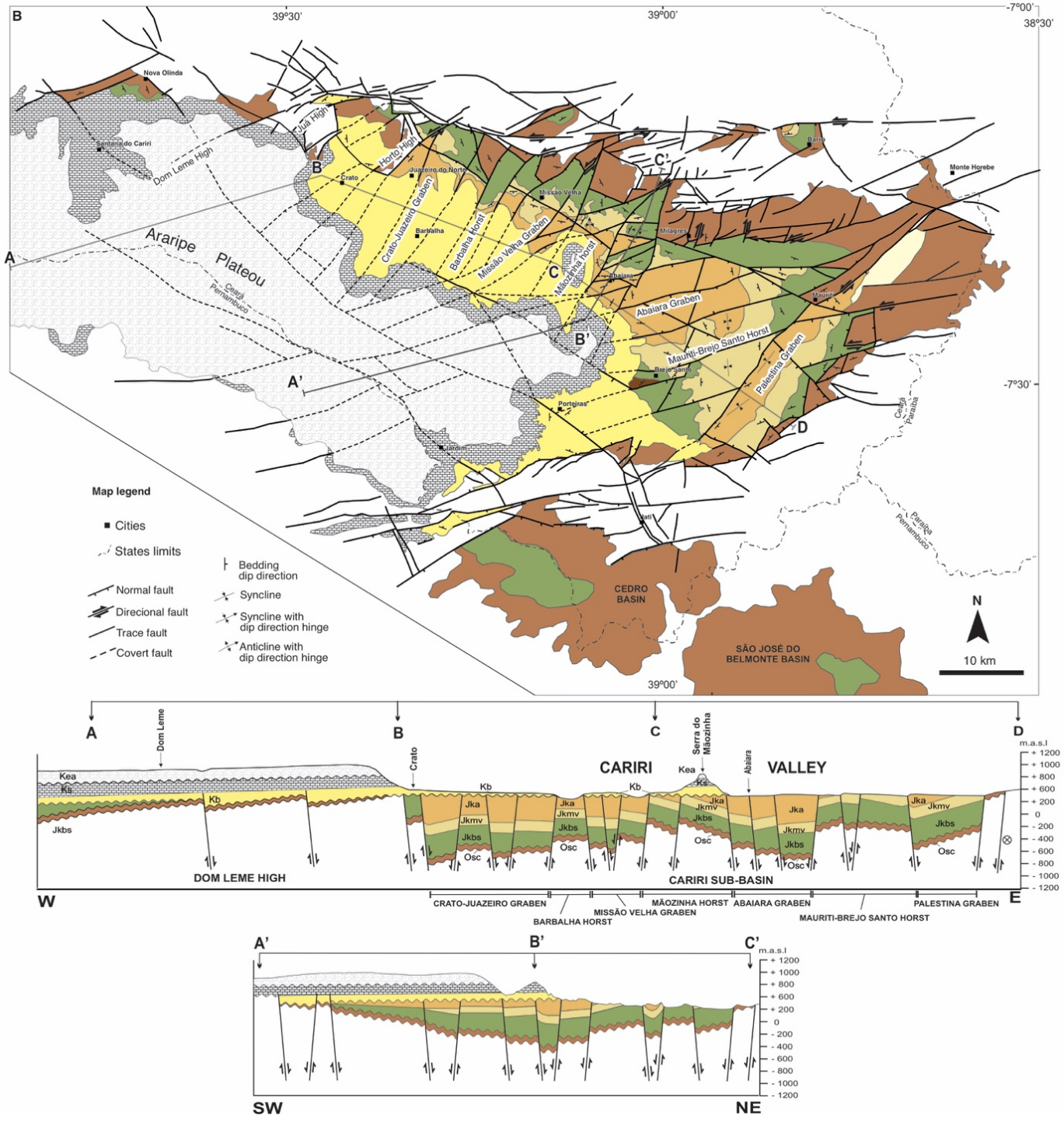

Figura 27. Mapa Geológico com a localização das principais estruturas interpretadas em profundidade. Seções geológicas W-E e SW-NE.

7.5 Discussão

7.5.1 Evolução tectono-estratigráfica da fase rifte da Bacia do Araripe em contexto de rifte transtensional

O quadro geral obtido, integrando os dados das análises estrutural e estratigráfica, permite caracterizar forte influência da Zona de Cisalhamento de Patos e de suas ramificações, já presentes no embasamento pré-cambriano e reativadas no processo de ruptura do Continente Gondwana e formação do Oceano Atlântico sul, no desenvolvimento das bacias interiores no nordeste do Brasil, principalmente na Bacia do Araripe.

De acordo com a literatura, os primeiros estágios de evolução tectono-estratigráfica de bacias do tipo rifte são caracterizadas por esforços extensionais incipientes que geram uma geometria geral em sinclinal. O afinamento progressivo da porção central da bacia é marcado pela formação de uma série de falhas normais que não apresentam rotação, ou rotação incipiente dos blocos falhados. As falhas costumam apresentar um deslocamento similar e não ocorrem falhas principais. Esses são os processos que ocorrem na bacia do tipo rifte antes de se formarem os primeiros sistemas de grabens e horstes com falhas principais com maior deslocamento. O estágio inicial da bacia é interpretado como um grande sinclinal, com pequenas falhas distribuídas e mais próximo às bordas estão as porções mais elevadas da bacia (Kinabo et al., 2007). A interpretação dos estágios iniciais da Fase Rifte da Bacia do Araripe mostra que a mesma devia apresentar uma extensão muito maior do que a que se encontra preservada atualmente na calha rifte. Isso porque as paleocorrentes medidas nas três unidades sedimentares da Fase Rifte mostram com muita consistência uma área fonte a Norte e são poucos os afloramentos de depósitos da base da Formação Brejo Santo encontrados nas bordas erosivas atuais. As mudanças abruptas das espessuras de tais unidades dentro e fora das principais sub-bacias também são indicativas de que os atuais depósitos são preservações das sequências sedimentares iniciais, causadas por processos tectônicos posteriores. A bacia pode ter tido extensões maiores para Norte, entre a atual borda erosiva e o Lineamento de Patos, sendo que a PASZ atuou como alto topográfico e área fonte para a bacia. A Sul a bacia apresentava extensões ainda maiores que reforçam um contexto tectônico de subsidência mais lenta e distribuído de modo mais uniforme em toda a bacia, pelo menos nos estágios iniciais da Fase Rifte (Kuchle et al., 2011).

Outros autores (e.g. Prosser, 1993; Gawthorpe e Leeder, 2000) interpretam os estágios iniciais da fase rifte como controlado por pequenas falhas, precursoras dos meio-grabens

principais, e pela flexura das bordas. Os depósitos sedimentares formados durante esse estágio são regidos pelo mergulho regional e pelas drenagens pré-existentes.

Os estágios seguintes de desenvolvimento das bacias rifte são caracterizados pela formação dos meio-grabens. As falhas menores se unem e formam falhas maiores principais. Os meio-grabens são nucleados pelas falhas principais num primeiro momento com rejeitos pequenos e pouca subsidência e em seguida com rejeitos maiores e maiores subsidências, evoluindo também para grabens e horstes alternados. Esse contexto forma contrastes topográficos mais acentuados que capturam as drenagens e propiciam a formação também de ambientes lacustres isolados (Gawthorpe e Leeder, 2000).

Com a subsidência acentuada as taxas de acomodação ficam muito acima das taxas de sedimentação formando empilhamentos de padrões retrogradacionais (Prosser, 1993; Kuchle et al., 2011). Nos estágios finais de preenchimento dos baixos estruturais, a movimentação das falhas de borda diminui significativamente. Com a diminuição das taxas de acomodação, no entanto, ocorre a manutenção das taxas de sedimentação e os padrões de empilhamento resultante passam a ser progradacionais (Prosser, 1993; Kuchle et al., 2011).

Durante o Tithoniano (andar local Dom João) e até por volta do Hauteriviano (andar local Aratu) são registrados processos de reativação das zonas de cisalhamento pré-cambrianas na região Nordeste do Brasil que estavam ligados aos primeiros estágios de rompimento do Gondwana (Hackspacker e Legrand, 1989; Brito-Neves, 1990; Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Magnavita e Silva, 1995; Gomes et al., 2000). Os processos de reativação das zonas de cisalhamento pré-cambrianas exerceram forte controle estrutural na configuração das bacias rifte do interior do Nordeste do Brasil (Assine, 1990, 1996; Brito Neves et al. 2000). A Bacia do Araripe é limitada a norte pela Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ) que tem direção E-W e apresenta indícios de reativação sinistral concomitante à fase rifte da bacia (Fairhead and Maus, 2003). Outro ponto importante é a presença de uma grande quantidade de falhas direcionais e oblíquas que ocorrem principalmente próximo as bordas norte, sul e leste e colaboram com os estágios tectônicos de formação da bacia. Este tipo de falhas direcionais é marcante nos arenitos da Formação Cariri, em acentuados registros marcados por planos estriados e com ressaltos indicadores dos movimentos (Rosa et al. em preparação, cap. 7.2).

Os estágios iniciais da bacia são controlados por uma sequência de falhas normais e normais obliquas sinistrais que se formaram associadas aos esforços de reativação transtensiva sinistral da PASZ e seguiram a configuração em terminação em "rabo de cavalo" para SW, ramificado a partir dessa importante zona de cisalhamento (Rosa et al. em preparação, cap. 7.2).

A própria configuração em "rabo de cavalo" da zona de cisalhamento possibilitou a formação de blocos escalonados que durante os primeiros estágios da bacia formaram uma sucessão de pequenas falhas normais e obliquas com pequenos deslocamentos entre elas e que deram origem a uma área de subsidência adjacente e a sul da PASZ (Figura 27), durante a deposição da sequência SD1. Tal configuração de falhas permitiu a formação de um embaciamento em formato que podia se assemelhar a um sinclinal suave que abrangia toda a região das zonas de cisalhamento ramificadas a sul da PASZ (Peacock e Sanderson, 1995) (Figura 27).

Tal característica é indicada pela ocorrência da Formação Brejo Santo em bacias menores a sul, como nas bacias de Cedro, São João do Belmonte e Mirandiba, mostrando que a ocorrência de tal unidade apresenta correlação regional com as demais bacias interiores (Kuchle et al., 2011) e também pela variação relativamente menor das espessuras, em comparação principalmente com a Formação Abaiara, afetada pelas falhas. Essa configuração geométrica da bacia possibilitou a formação dos primeiros depocentros nos estágios iniciais de subsidência e iniciou a sedimentação da Fase Rifte. A bacia apresentava algumas características muito parecidas com os estágios iniciais dos riftes clássicos que se formam em contexto tectônico puramente distensivo (Peacock e Sanderson, 1994). No entanto a bacia estava se formando em contexto tectônico misto, com tectônica distensiva associada à reativação sinistral da PASZ, ou seja, transtrativo.

As falhas principais de direção E-W e ENE-WSW da borda norte da bacia apresentam importantes rejeitos direcionais e, à medida que se adentra na bacia, as falhas apresentam direção principal NE-SW e predominam os rejeitos de mergulho (Rosa et al. em preparação, cap. 7.2) (Figura 27). Os estágios tectônicos iniciais da fase rifte da Bacia do Araripe apresentam assinaturas estratigráficas muito distintas que permitem identificar alguns estágios evolucionários diferentes. As formações Brejo Santo e Missão Velha são as unidades estratigráficas que representam o registro sedimentar desse estágio da bacia e elas correspondem a duas sequências sedimentares (SD1 e SD2) (Figura 27). A distribuição dos sistemas deposicionais e os padrões sistemáticos de paleocorrentes fluviais para os quadrantes SE e SW indicam que tais unidades ocupavam uma área deposicional mais larga do que as porções preservadas pela atual borda erosiva da bacia. Nessa fase inicial foram atuantes os sistemas deposicionais de leques aluviais próximo das bordas mais externas da bacia, enquanto que nas porções mais internas atuavam os sistemas fluviais entrelaçados, planícies de inundação proximal, planícies de inundação distais, sistemas eólicos adjacentes e os sistemas lacustres rasos.

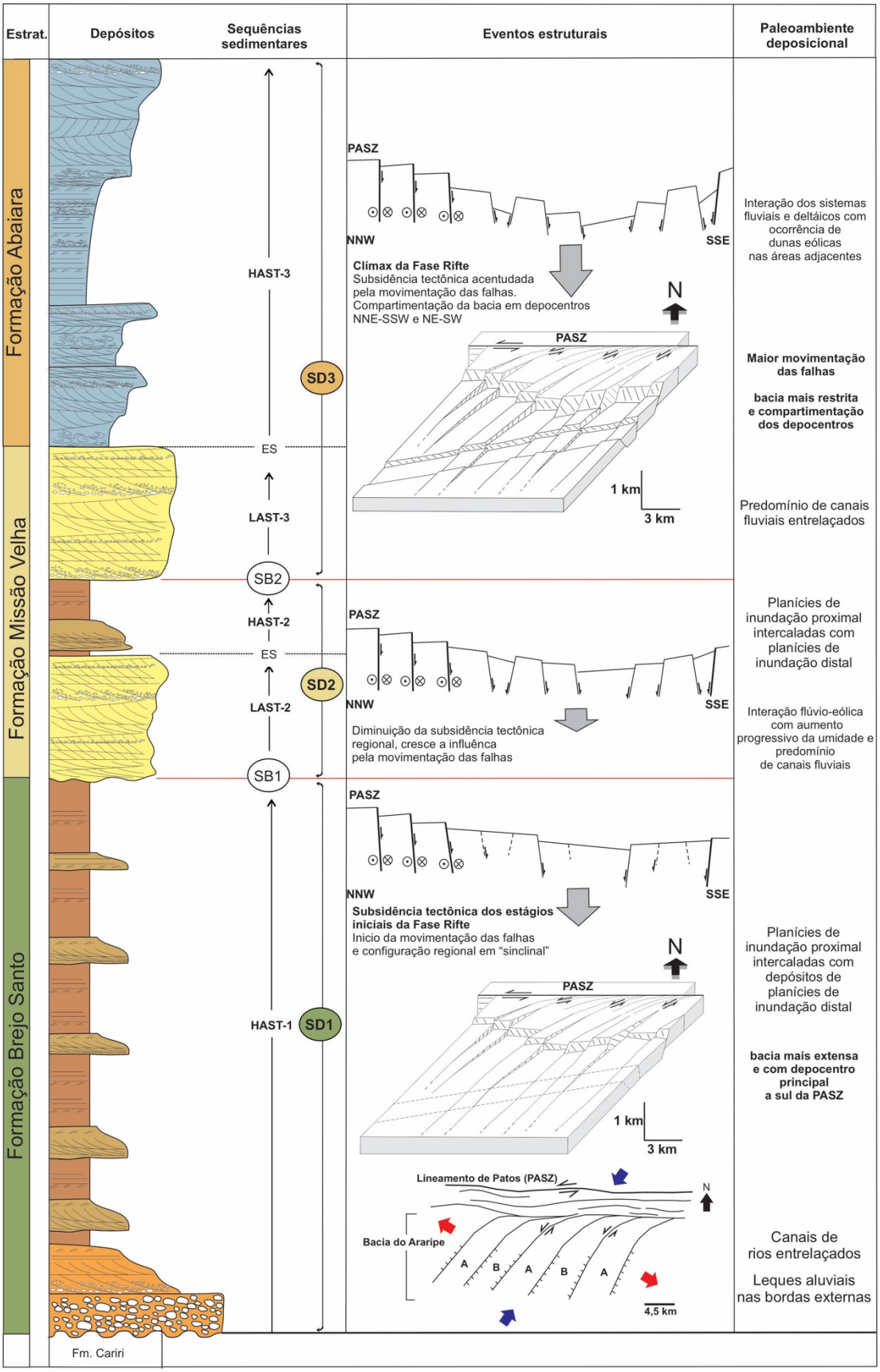

Figura 28. Quadro comparativo com perfil vertical, seções e blocos diagramas esquemáticos mostrando a evolução e os principais estágios tectônicos e estratigráficos da Fase Rifte da bacia.

Autores como Garcia (2009) e Kuchle et al. (2011) sugerem que as formações Brejo Santo e Missão Velha foram acumuladas como um flanco norte de uma bacia endorreica denominada Depressão Afro-Brasileira. No entanto as seções sísmicas mostram que ocorre variação lateral de espessura dessas unidades associada às falhas, e também diferenças nos padrões de empilhamento estratigráfico das sequências SD1 e SD2, mostrando variações dos tratos de sistema de baixa taxa de acomodação (LAST) e de alta taxa de acomodação (HAST) como resultado tanto da mudança de clima como da movimentação tectônica. Isso nos permite interpretar que já ocorria influência de atividade tectônica durante a deposição das formações Brejo Santo e Missão Velha.

Em um primeiro momento a bacia sofreu uma subsidência mais geral associada às falhas, mas sem grandes rejeitos principais. O registro estratigráfico da Formação Brejo Santo representa também a primeira sequência sedimentar da bacia (SD1). SD1 reflete um período onde o espaço de acomodação era maior do que a taxa de sedimentação, ou seja, corresponde a um trato de sistema de alta taxa de acomodação (HAST-1). A primeira sequência sedimentar da fase rifte é limitada no topo pelo limite de sequência (SB1) e corresponde também ao contato entre as unidades Formação Brejo Santo e Formação Missão Velha.

A unidade Missão Velha é equivalente às sequências sedimentares SD2 e porção basal da SD3. SD2 corresponde a um período de trato de LAST-2 seguido de um trato HAST-2. O sistema deposicional de rios entrelaçados de baixa taxa de sinuosidade predomina e se intercala na base aos sistemas de dunas eólicas e no topo com os lençóis de areia e planícies de inundação distais. O empilhamento estratigráfico mostra que houve tanto uma mudança climática (maior umidade para o topo) quanto uma diminuição relativa dos processos de subsidência associados à movimentação das falhas, se comparado a sequência anterior, permitindo a formação de padrões progradacionais. Uma primeira superfície de expansão da bacia (ES) separa a volta de HAST internamente a SD2 e marca a volta da movimentação tectônica das falhas. Logo acima ocorre a segundo limite de sequência (SB2). SD3 é uma sequência sedimentar que na base apresenta predomínio absoluto de sistemas deposicionais de rios entrelaçados e marca a volta de um LAST-3 e um novo período de diminuição das atividades tectônicas e das taxas de subsidência.

As sequências SD1 e SD2 estão claramente ligadas aos estágios iniciais da fase rifte. Prosser (1993) afirma que as variações de trato de sistemas estão relacionadas a variações dos estágios de evolução estrutural dentro de uma bacia rifte, isso porque a movimentação das falhas vai determinar a criação do espaço de acomodação e também vai influenciar na geometria

dos depocentros. Os autores Scherer et al. (2014) já haviam concluído que o termo Pré-Rifte anteriormente utilizado para designar esse estágio inicial da bacia, e que abrange as unidades Brejo Santo e Missão Velha (Ponte and Appi, 1990; Assine, 1990, 1992, 1994, 2007; Ponte e Ponte Filho, 1996), não é recomendado e este trabalho reforça tal afirmação. O termo pré-rifte é utilizado para designar rochas que não estão relacionadas às fases rifte das bacias e por consequência não tiveram sua deposição condicionadas por falhas. Os estratos atribuídos ao estágio pré-rifte apresentam dezenas a centenas de milhões de anos de diferença para os depósitos associados à fase rifte (Bosence, 1998). A melhor denominação para o estágio evolutivo que compreende as sequências SD1 e SD2 é estágio inicial da fase rifte (Bosence, 1998) ou rifte inicial (Prosser, 1993).

Dentro da sequência SD3 a ES correspondente ao contato de topo da Formação Missão Velha e Formação Abaiara e a volta de um trato HAST-3. A porção média-superior da SD3 é caracterizada pela interação entre os sistemas deposicionais deltaicos e fluviais (Figura 27). Os padrões de paleocorrentes dentro desse trecho da sequência apresentam maior dispersão devido a uma maior acentuação da movimentação das falhas e uma compartimentação dos depocentros da bacia. O trecho médio-superior da SD3 representa o clímax da fase rifte com as maiores taxas de movimentação das falhas (Prosser, 1993) (Figura 27). Nesse estágio o fluxo de sedimentos ocorre de áreas fontes diversas como na margem mais externa da bacia ou nas bordas das falhas internas. A unidade Abaiara apresenta registro de falhas de crescimento e deformações sin-sedimentares que corroboram com a ideia de uma sedimentação durante intensa atividade tectônica. A denominação para o estágio evolutivo que compreende a sequência sedimentar SD3 é estágio sin-rifte segundo (Bosence, 1998) ou clímax do rifte (Prosser, 1993).

As seções sísmicas e as seções geológicas mostram que de forma geral as sequências SD1, SD2 e SD3 são condicionadas pelas falhas, e que a acentuação da movimentação tectônica atinge seu clímax na SD3.

7.5.2 Bacia do Araripe como um registro de bacia formada na porção terminal da Zona de Cisalhamento de Patos

A Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ) apresenta, na região, uma geometria em forma de “rabo de cavalo” que se ramifica para SW e adentra a bacia, arranjo esse já reconhecido nas rochas do embasamento pré-cambriano. O mapeamento detalhado da porção

leste da Bacia do Araripe, local este onde afloram as unidades da fase rifte da bacia, juntamente com a análise das seções sísmicas, mostram uma relação das estruturas do embasamento E-W e NE-SW com as falhas que formam a bacia (Figura 26). As falhas de direção NE-SW e NNE-SSW acompanham os depocentros da bacia e acompanham também a inflexão da PASZ para SW. Próximo às bordas as falhas apresentam rejeito direcional e obliquo associados à componente normal e na parte interna da bacia as falhas apresentam rejeito predominante normal. A bacia é limitada a norte pela PASZ e o maciço rochoso localizado a norte da mesma foi uma importante área fonte durante a deposição dos sedimentos da fase rifte.

As estruturas mapeadas em toda a sub-bacia Cariri (Figura 28C) se assemelham as estruturas dos modelos teóricos propostos por Reading (1980); Christie-Blick e Biddle (1985); Mitchell & Reading (1986); Allen e Allen (2013) (Figuras 28 A e B). São reconhecidas estruturas muito similares às estruturas em "rabo de cavalo" que são encontradas em contextos distensivos associados a porção terminal de falhas direcionais (Segall & Pollard, 1983; Granier, 1985)

A história evolutiva da Bacia do Araripe mostra que os conjuntos de falhas NE-SW que condicionam a deposição das três sequências sedimentares (SD1, SD2 e SD3) são compatíveis com uma reativação sinistral da PASZ no período compreendido entre Jurássico superior (Tithoniano?) e o Cretáceo inferior (Hauteriviano?), levando à formação do Rifte da Bacia do Araripe.

Fica evidente que a bacia apresenta características evolutivas com estágios que se assemelham a uma bacia rifte, no entanto a configuração de seus depocentros e associação com as estruturas e falhas herdadas do embasamento mostram uma evolução tectônica de bacia rifte associada a uma reativação transcorrente sinistral na PASZ a Norte. Tal configuração mostra que a melhor classificação para a Bacia do Araripe durante os processos de subsidência na sua fase rifte seria de uma bacia em arranjo de "rabo de cavalo" distensivo, que é uma bacia associada a porção terminal de uma falha ou zona de cisalhamento, condicionada localmente por um regime transtrativo. Os esforços principais associados podem ser projetados como σ3 direcionado NE-SW (como reflexo intraplaca do processo de abertura da Margem Leste Brasileira), e σ1 compressivo na direção NE-SW, resultado da reativação em movimentação transcorrente sinistral da PASZ (figura 19).

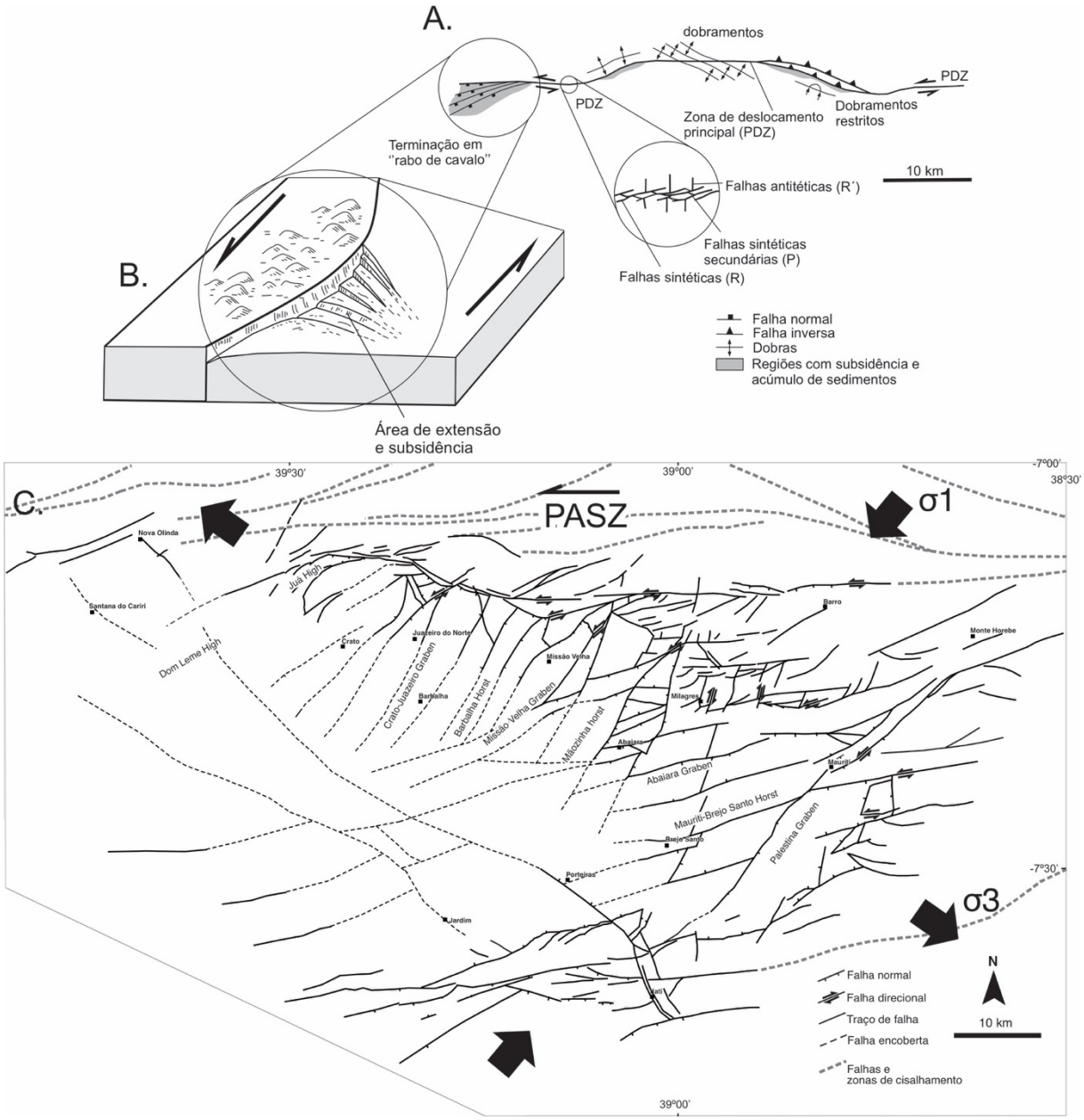

Figura 29. (A) Modelo teórico de Christie-Blick & Biddle (1985) mostrando em planta todas as estruturas formadas em uma falha direcional sinistral. (B) Bloco diagrama teórico de Mitchell & Reading (1986) mostrando uma bacia formada em porção terminal de uma falha direcional. (C) Mapa da parte leste da Bacia do Araripe mostrando as principais falhas NE e ENE que compõem a bacia e com as setas em preto indicando os principais eixos de esforços que atuaram a durante a deposição das unidades que compõem a fase rifte.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Na análise dos dados realizada nesta tese para a Bacia do Araripe foi possível demostrar um novo modelo de evolução tectono-sedimentar para os estágios de subsidência, formação, deformação e preservação da bacia que estão compreendidos entre o intervalo Jurássico Superior (Tithoniano?) e Cretáceo Inferior (Eo-Aptiano?). A Bacia do Araripe é uma bacia que se desenvolveu em ambiente continental e os esforços que regeram sua história evolutiva neste intervalo de tempo foram os reflexos intraplaca dos esforços que atuaram para a ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul tanto na Margem Leste quanto na Margem Equatorial brasileiras.

Foram encontrados importantes registros de falhas normais, normais obliquas e direcionais nas rochas cristalinas pré-cambrianas e nas rochas sedimentares paleozoicas da Formação Cariri que, juntas, compõem o embasamento da bacia. O arcabouço estrutural do embasamento pré-cambriano na área da bacia é composto pelas rochas do Domínio Central (Zona Transversal) da Província Borborema, limitado por duas importantes zonas de cisalhamento de direção E-W: Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ) a norte e Zona de Cisalhamento de Pernambuco (PESZ) a sul. O arcabouço estrutural entre as zonas de cisalhamento principais é marcado por uma série de falhas e zonas de falhas que se ramificam a partir da PASZ para SW e formam geometrias anastomosadas e sigmoides; formam traços estruturais em "splays" que se assemelham a estruturas em "rabo de cavalo". A influência destas estruturas preexistentes do embasamento pré-cambriano na subsidência e formação dos ambientes sedimentares, sua preservação e evolução é bastante ressaltada na literatura (e.g. Corti et al. 2007; Bladon et al., 2015; Fossen and Rotevatn, 2016; Liesa et al. 2019). Na região Nordeste do Brasil é reconhecido que a ruptura do Gondwana reativou as estruturas do embasamento pré-cambriano (Hackspacker e Legrand, 1989; Brito-Neves, 1990; Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Magnavita e Silva, 1995; Gomes et al., 2000) e os processos de reativação dessas estruturas ficaram registrados na evolução de muitas das bacias interiores, como é o caso da Bacia do Araripe (Assine, 1990, 1996; Brito Neves et al. 2000). Tal fato é confirmado neste estudo, com o registro da participação da tectônica direcional na Zona de Cisalhamento de Patos em diferentes períodos evolutivos da Bacia do Araripe: desde a abertura inicial da Margem Leste, marcada por quadro evolutivo com feições controladoras da sedimentação, superposto por processo de inversão, modificação e preservação da bacia e em nova reativação direcional, esta última associada à abertura e construção da Margem Equatorial.

Os arenitos fluviais da Formação Cariri apresentam caraterísticas sedimentares específicas (e.g. muito arcoseanos, estruturas sedimentares de grande porte, esparsas intercalações de sedimentos finos e diagênese com cimentação por sílica) (Assine, 1992, 2007; Arai, 2006; Batista et al., 2012; Silvester et al., 2017) que permitem diferenciar suas rochas das unidades sedimentares mesozoicas da Bacia do Araripe em campo, com características marcantes também nas seções sísmicas devido ao alto contraste de amplitude. A Formação Cariri é anterior à formação da Bacia do Araripe (Braun, 1966; Ghignone, 1979). Suas rochas apresentam afinidade litológica com unidades como a Formação Tacaratu (Bacia de Tucano-Jatobá) a sul (Carvalho et al. 2018) e as unidades correlatas ao Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba (Formação Ipu e Formação Jaicós) (Cerri et al., 2020, 2021) e podem ser correlacionadas por uma grande área em toda a região interior do Nordeste do Brasil, mostrando que sua deposição não esteve restrita a área da Bacia do Araripe, e que foi formada em contexto tectônico e sedimentar anterior aos eventos do Mesozoico que formaram a Bacia do Araripe. Sendo assim, a Formação Cariri já se encontrava como uma seção de rochas sedimentares sobre as rochas cristalinas do pré-cambriano e juntas compunham o embasamento durante os primeiros estágios de formação da Bacia do Araripe. A Formação Cariri se encontra preservada, em espessura quase constante, na base da seção estratigráfica da bacia. Em afloramentos ela ocorre nas bordas norte, sul e leste contornando a bacia e fazendo contato litológico discordante e por falha com as unidades mesozoicas relacionadas às fases rifte e pós-rifte. A Formação Cariri não apresenta datação absoluta, no entanto as idades Eo-Ordoviciano – Siluriano (Assine, 1992; Pontes e Pontes Filho, 1996) e Neo-Ordoviciano – Eo-Devoniano (Assine, 2007) foram atribuídas para sua deposição baseadas na correlação regional com o Grupo Serra Grande e consistente padrão de paleocorrente entre as unidades. O fato dessa unidade (paleozoica) apresentar uma diferença de pelo menos algumas centenas de milhões de anos para as unidades mesozoicas da Bacia do Araripe e, por consequência, não ter sua deposição condicionada pelas mesmas falhas que participaram da formação da bacia, faz com que a mesma possa ser colocada como estratos do estágio pré-rifte seguindo os critérios de Bosence (1998).

Foram encontradas falhas direcionais com movimentação tanto sinistral como dextral, falhas oblíquas e falhas normais nas bordas norte e sul da bacia, afetando intensamente os arenitos da Formação Cariri e seu contato com as rochas do embasamento pré-cambriano. O reconhecimento das falhas transcorrentes fortemente impressas principalmente nos arenitos dessa formação permitiu a dedução da importância de regimes direcionais na gênese e evolução da Bacia do Araripe. O quadro tectônico reconhecido aponta para dois momentos evolutivos,

antagônicos, relacionados a eventos principais de movimentação sinistral concorrendo com movimentação dextral, ao longo de falhas com aproximadamente as mesmas direções. A projeção das falhas em arranjo tipo "rabo de cavalo" e as características temporais cinemáticas a elas associadas permitiram elucidar e contribuir para o conhecimento do quadro evolutivo. Falhas sindeposicionais, falhas truncantes das camadas sedimentares, reversão de movimento em falhas inicialmente distensivas que, a partir da tríade plano de falha – estria - sentido de movimento, permitiram a reconstrução de posicionamento de eixos de paleotensões associados aos eventos evolutivos da fase rifte da Bacia do Araripe.

As falhas sindeposicionais reconhecidas no contato entre a Formação Cariri e a Formação Brejo Santo, na Formação Missão Velha e na Formação Abaiara são os indícios da implantação e atuação de um regime tectônico intraplaca, localmente transtrativo, que gerou os eventos de subsidência na bacia durante a fase rifte. Além de uma série de novas descrições de estruturas de deformações sin-deposicionais (SSDS) associadas que corroboram um contexto tectônico evolutivo regido por uma subsidência em regime rúptil para as três unidades.

Com respeito às unidades sedimentares os resultados mostram que, na relação entre a tectônica e a sedimentação da fase rifte da Bacia do Araripe, existe um papel importante da tectônica rúptil na subsidência, compartimentação e distribuição das sequências sedimentares depositadas do Jurássico Superior (Tithoniano?), até pelo menos o Cretáceo Inferior (Hauteriviano?).

A análise estratigráfica possibilitou individualizar quatro sequências sedimentares:

- **Sequência SD1,** que corresponde à Formação Brejo Santo e é composta de leques aluviais na base e apresenta predomínio de depósitos de planícies de inundação proximal e distal. Nesta sequência o trato de sistema foi de alta taxa de acomodação (HAST-1), o que demostra um período com subsidência acentuada suplantando a taxa de sedimentação em toda a bacia, e as paleocorrentes mostram orientação principal SE e SW. A pouca preservação de fácies proximais do sistema de leques, assim como sua afinidade litológica com ocorrências nas bacias a sul, mostram que durante esse estágio a bacia possivelmente apresentava uma área mais extensa com um depocentro principal a sul da PASZ. A ocorrência de falhas sin-deposicionais, mesmo que em pequeno número e de pequenos rejeitos reconhecidos, assim como depósitos associados às falhas no contato entre a Formação Cariri e a Formação Brejo Santo, mostram que já havia ação da tectônica rúptil condicionando a subsidência neste estágio inicial da bacia.

- **Sequência SD2,** que corresponde à porção média-inferior Formação Missão Velha, é composta de depósitos de dunas eólicas intercaladas a depósitos de canais de rios entrelaçados, e também apresenta de forma mais restrita, depósitos de planícies de inundação proximal e distal. A intercalação entre os depósitos eólicos e fluviais com predomínio de depósitos fluviais no topo mostra que houve uma mudança climática com maior umidade para o topo da sequência. Ela representa a combinação na base de um trato de sistema de baixa taxa de acomodação (LAST-2) e um trato de sistema de alta taxa de acomodação (HAST-2) no topo. Esse empilhamento demostra um intervalo na bacia onde houve diminuição dos processos de subsidência, num primeiro momento, com a formação de depósitos lateralmente contínuos de canais fluviais amalgamados que formam padrões progradacionais e/ou agradacionais e que resultaram no preenchimento de todo o espaço disponível e eventual *bypass* sedimentar. Nesses depósitos são registradas muitas ocorrências de deformação sin-sedimentar, como estratificação cruzada com dobras convolutas recumbentes e dobras complexas, estruturas de escape de água, diápiros, estruturas em chama além de estratos com ausência de estruturas e fluidizados. O aumento abrupto do espaço de acomodação, num segundo momento, possivelmente atribuído a um processo de retomada da movimentação tectônica com subsidência acentuada, é caracterizado pela presença de depósitos de canais isolados, associados a significativos registros de depósitos de finos de intercanais.

- **Sequência SD3,** que corresponde a porção média-superior da Formação Missão Velha (LAST-3) e a Formação Abaiara (HAST-3). No trecho médio-superior da Formação Missão Velha é composta predominantemente de depósitos de canais de rios entrelaçados com esparsos e descontínuos depósitos de planícies de inundação. Neste trecho a sequência é um trato de sistema de baixa taxa de acomodação (LAST-3) mostrando a volta de períodos com diminuição da movimentação tectônica e das taxas de subsidência na bacia. Os depósitos são predominantemente de canais fluviais amalgamados, onde a frequência de níveis conglomerados aumenta e muitos fragmentos de troncos fósseis estão presentes. No trecho que corresponde à Formação Abaiara, a sequência é composta de depósitos de frente deltaica e prodelta, depósitos de dunas eólicas e depósitos de canais de rios entrelaçados intercalados a depósitos de planície deltaica. Este trecho da sequência ocorre logo após uma superfície de expansão e é formada pelo empilhamento de sistemas fluviais, deltaicos, lacustres e esparsos sistemas eólicos que formam uma combinação de tratos de sistema de alta taxa de acomodação (HAST-3). As mudanças abruptas dos sistemas deposicionais em relação ao trecho inferior, e a variação das orientações preferenciais das paleocorrentes de acordo com a localização das

estações ao longo da bacia, demonstram que neste estágio a bacia passou por um processo de reestruturação tomando uma nova configuração onde ocorria mais de um depocentro principal. Essa sequência registra o clímax da fase rifte da bacia com subsidência acentuada pela movimentação tectônica e compartimentação dos depocentros em calhas de direção NNE-SSW e NE-SW. Os registros de falhas sin-deposicionais e de deformações sin-sedimentares (SSDS) são bastante recorrentes nesta sequência. As SSDS ocorrem como deformações nas estratificações (dobras convolutas e complexas), estruturas *dish*, diápiros, estruturas em chama, estruturas de escape de água, laminações deformadas e estruturas de carga simples.

As sequências sedimentares foram depositadas em diferentes estágios tectônicos da fase rifte. As sequências SD1 e SD2 representam depósitos nos estágios iniciais de rifteamento da bacia e correspondem aos estágios de rifte inicial; a sequência SD3 corresponde aos depósitos do clímax da tectônica rifte na bacia.

Fica evidente que a bacia apresenta características evolutivas com estágios que se assemelham a uma bacia rifte mas, no entanto, a configuração de seus depocentros e associação com as estruturas e falhas herdadas do embasamento mostram uma evolução tectônica de bacia rifte associada a uma reativação transcorrente sinistral na PASZ a norte. Tal configuração mostra que a melhor classificação para a Bacia do Araripe durante os processos de subsidência na sua fase rifte seria de uma bacia em "rabo de cavalo" ou bacia transtensiva, que é uma bacia associada à porção terminal de uma falha ou zona de cisalhamento com terminação do tipo transtensiva. Os principais indicadores cinemáticos apontam para arranjo compressivo direcional transcorrente com compressão na direção NE-SW nas bordas da bacia, principalmente no seu embasamento (rochas pré-cambrianas do entorno e arenitos da Formação Cariri). Na porção central da bacia, ao longo das unidades da sequência sin-rifte, o resultado mostra arranjo distensivo na direção NW-SE. Tal reconstrução aponta para associação em arranjo transtrativo responsável pela formação da bacia na fase rifte.

No intervalo do Cretáceo Inferior que vai do Eo-Hauteriviano até o Neoaptiano não são encontrados registros sedimentares na Bacia do Araripe. O reconhecimento de falhas inversas com dobras de arrasto nos estratos sedimentares associados a falhas originalmente de movimentação normal, depositados durante a fase rifte, denuncia a existência de um evento de ligeira inversão da bacia. Os principais indicadores cinemáticos apontam para compressão nas direções NW-SE e WNW-ESE. Sendo assim, esses evento também podem estar associado ao período de hiato deposicional entre o o meio e fim do andar Aratu e por todo os andares Buracica e Jiquiá.

O pós-rifte da Bacia do Araripe se inicia com a Formação Barbalha e nele também são registrados conjuntos de falhas sin-deposicionais e restritos a determinados níveis na unidade com orientação preferencial que varia de NW-SE a WNW-ESE,como as duas falhas que definem o degrau próximo ao Alto de Dom Leme. Foram registradas também falhas com essas mesmas orientações que deformam as unidades inferiores, as formações Brejo Santo, Missão Velha e Abaiara. O quadro aponta para a instalação de um novo regime predominantemente distensivo na direção NE-SW com σ1 subvertical nos registros no interior na bacia. Nas medidas associadas com falhas transcorrentes próximas à borda norte o σ1 é suborizontal com distensão NNE-SSW e compressão WNW-ESE. Essa configuração mostra uma compressão aproximada de direção NW-SE e uma distensão preferencial NE-SW, o que permite a interpretação da existência de uma tectônica transtrativa dextral principal associada a uma segunda reativação das zonas de cisalhamento que limitam a Bacia do Araripe a norte, sendo a principal delas a Zona de Cisalhamento de Patos (PASZ).

Os dados apresentados permitem agrupar a reconstrução dos eixos de paleotensão durante os intervalos de tempo entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior em pelo menos dois eventos tectônicos principais com períodos de subsidência associados e um evento de inversão na bacia durante os intervalos de tempo entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior e que abrigam os depósitos sedimentares das fases rifte e pós-rifte I. O evento tectônico responsável pela subsidência durante a fase pós-rifte I foi também responsável pela preservação das espessuras de sedimentos depositados durante o primeiro evento de subsidência que atuou durante a fase rifte. Sendo assim, as calhas presentes hoje e que formam as sub-bacias Cariri e Feira Nova são também produto de uma tectônica inicialmente formadora da bacia, com falhas NE-SW, e modificadora (ou de preservação parcial do rifte) que deformou parte dos sedimentos, erodiu e em seguida preservou somente uma parte da geometria da bacia existente durante a fase rifte. Essa tectônica modificadora limitou principalmente a bacia a SSW, colocou as unidades em contato com o embasamento pré-cambriano, e hoje se encontra encoberto pela sequência pós-rifte II

O quadro reconhecido permite fazer uma associação com o quadro evolutivo regional (e mesmo continental) e demonstrar uma evolução tectono-sedimentar da Bacia do Araripe com três estágios distintos associados aos eventos de ruptura do Gondwana e abertura da Margem Leste e da Margem Equatorial do Oceano Atlântico Sul, que ficaram definidos como (Figura 30):

i. **Fase Rifte**, estágio tectônico que se iniciou no Jurássico Superior (Thitoniano) e foi ativo até o Cretáceo Inferior (Neo-Hauteriviano). Nesse primeiro evento tectônico os esforços intraplaca na região da Bacia do Araripe eram transtrativos sinistrais com σ1 suborizontal, de direção NE-SW, e σ3 também suborizontal, de direção NW-SE nas bordas da bacia, resultando em arranjo distensivo NW-SE na porção interior da bacia, levando à formação de horstes e grabens controlados por falhas NE-SW. O evento é regido pelos reflexos intraplaca dos esforços que estavam atuando na abertura da Margem Leste brasileira e foram responsáveis pela reativação sinistral da PASZ que limita a bacia a norte. O resultado desse primeiro evento tectônico foi a formação de uma bacia alongada NE-SW onde foram depositadas as unidades sedimentares da fase rifte.

ii. **Inversão da bacia**, estágio que foi ativo possivelmente do Eo-Hauteriviano ao Barremiano. Esse evento é interpretado como um evento compressivo com σ1 suborizontal e na direção NW-SE. Ele representa os primeiros reflexos intraplaca dos esforços iniciais de abertura da Margem Equatorial e marcam a mudança no sentido de reativação da PASZ, anteriormente sinistral, e que a partir desse evento passou a ser dextral. Algumas falhas inicialmente formadoras da bacia rifte, pelo menos parcialmente, foram reativadas como falhas reversas.

iii. **Deformação Pós-Rifte**, foi o estágio que vigorou a partir do Aptiano. O evento de deformação pós-rifte inicia com a instalação de um sistema compressivo de direção NW-SE, fortemente registrado nas zonas de fraturas oceânicas e nos estágios iniciais das bacias da Margem Equatorial, que se propaga para o ambiente intraplaca em reativação dextral da PASZ (registrando agora transtrativo dextral nas rochas do embasamento da bacia) e projetando como transtrativo dextral no interior da Bacia do Araripe . Nesse evento σ1 é novamente suborizontal, mas agora na direção NW-SE, e σ3 é também suborizontal na direção NE-SW, resultando na formação de falhas normais e normais oblíquas WNW-ESE controladoras da deposição da Formação Barbalha.

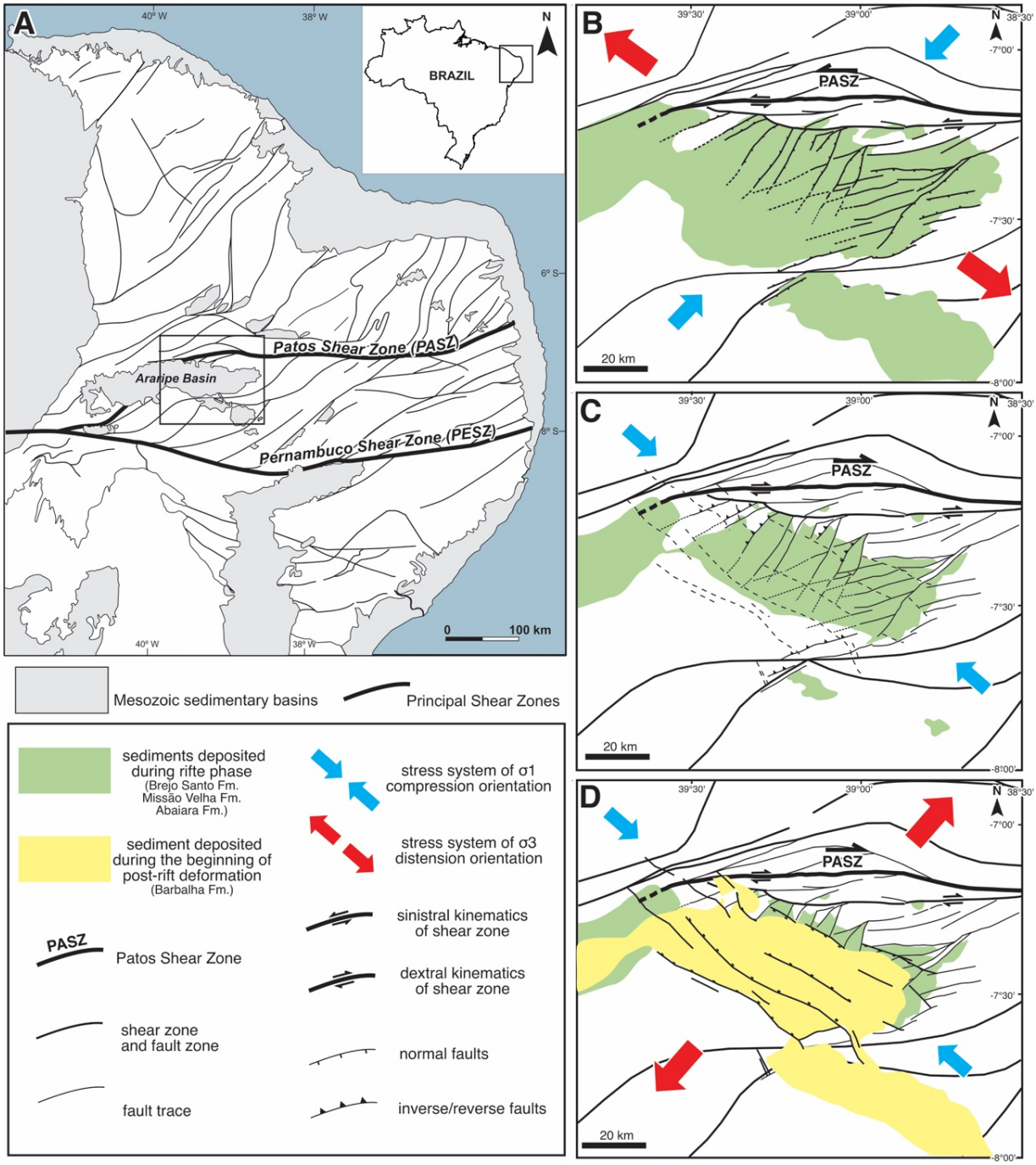

Figura 30. Modelo evolutivo proposto para a Bacia do Araripe do Jurássico Superior (Tithoniano ?) até o Cretáceo Inferior (Aptiano) mostrando a relação com os campos de esforços vigentes. (A) Localização da área de estudo. (B) fase rifte com os sedimentos depositados durante o primeiro evento tectônico directional com reativação sinistral da PASZ e uma bacia em "rabo de cavalo". (C) Inversão da bacia com soerguimento dos sedimentos depositados na fase rifte, reflexo da mudança dos regimes de esforços intraplaca; (D) Deformação Pós-Rifte com deposição dos sedimentos da fase pós-rifte I durante o segundo evento tectônico direcional com reativação dextral da PASZ.

O quadro resultante da superposição dos esforços e geração de estruturas é de uma bacia tipo rifte controlada por falhas formadoras direcionadas NE-SW (Figura 30B), mas que, em sua forma final, apresenta uma elongação segundo a direção WNW-ESE (Figura 30D), produto das falhas do segundo evento, que deformou e modificou a sua geometria geral, levando à preservação parcial da sedimentação rifte inicial.

Conclui-se confirmando a importância das estruturas de grande porte preexistentes no arcabouço do embasamento regional (no caso a PASZ e estruturas associadas), que "propagaram" os esforços vigentes nas bordas continentais para o ambiente intraplaca, em sucessivos eventos deformacionais, limitando a distribuição geográfica da bacia, controlando as principais estruturas formadoras, condicionando ligeira inversão das estruturas e da bacia já formada e, finalmente, na história do rifte, preservando importante pacote de registro evolutivo tectônico e estratigráfico.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHMED, Sumiyyah et al. Facies architecture and stratigraphic evolution of a river-dominated delta front, Turonian Ferron Sandstone, Utah, USA. Journal of Sedimentary Research, v. 84, n. 2, p. 97-121, 2014.

ALLEN, John R. L. The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. Sedimentology, v. 2, n. 2, p. 93-114. 1963.

ALLEN, John R. L. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis, Volume II. Developments in Sedimentology, v. 30, p. 71009-4. 1982.

ALLEN, John R. L. Studies of fluvial sedimentation, bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided systems) in the Brownstones (L Devonian), Welsh Borders. Sediment. Geol, v. 33, p. 273-293, 1983.

ALLEN, John R. L. Palaeowind: geological criteria for direction and strength. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences, v. 341, n. 1297, p. 235-242. 1993.

ALLEN, John R. L.; LEEDER, M. R. Criteria for the instability of upper-stage plane beds. Sedimentology, v. 27, n. 2, p. 209-217, 1980.

ALLEN, Philip A. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. Geological Society, London, Special Publications, v. 296, n. 1, p. 7-28, 2008.

ALLEN, Philip A.; ALLEN, John R. Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. John Wiley & Sons, 2013.

ALLMENDINGER, R. W. Stereonet 9. Program for stereographic projection, 2005.

ALMEIDA, Fernando F.M; HASUI, Yociteru; BRITO NEVES, Benjamim Bley. The upper precambrian of South America. Boletim IG, v. 7, p. 45-80, 1976.

ALMEIDA, Fernando F.M. de et al. Províncias estruturais brasileiras. Simpósio de Geologia do Nordeste, v. 8, n. 1977, p. 363-391, 1977.

ANGELIER, Jacques. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, v. 56, n. 3-4, p. T17-T26, 1979.

ANGELIER, Jacques. Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 89, n. B7, p. 5835-5848, 1984.

ANGELIER, Jacques. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of structural geology, v. 11, n. 1-2, p. 37-50, 1989.

ANGELIER, Jacques. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophysical Journal International, v. 103, n. 2, p. 363-376, 1990.

ANGELIER, Jacques. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Continental deformation. 1994. p. 53-100.

ANGELIER, Jacques; MECHLER, Pierre. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. Bulletin de la Société géologique de France, v. 7, n. 6, p. 1309-1318, 1977.

ANKETELL, Joseph. M.; CEGŁA, Jerzy; DŻUŁYŃSKI, Stanisław. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. In: Annales Societatis Geologorum Poloniae. 1970. p. 3-30.

ARAI, Mitsuru. Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. Geociências (São Paulo), v. 25, n. 1, p. 7-15, 2007.

ARAI, Mitsuru; ASSINE, Mario Luis. Chronostratigraphic constraints and paleoenvironmental interpretation of the Romualdo Formation (Santana Group, Araripe Basin, Northeastern Brazil) based on palynology. Cretaceous Research, v. 116, p. 104610, 2020.

ARAI, Mitsuru.; HASHIMOTO, Armando. Teruo.; UESUGUI, Namio. Significado cronoestratigrafico de associacão microfloristica do Cretaceo inferior do Brasil. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 3, n. 1-2, p. 87-103, 1989.

ARTHAUD, Michel Henri et al. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. Geological Society, London, Special Publications, v. 294, n. 1, p. 49-67, 2008.

ASSINE, Mario Luis. Sedimentação e tectônica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 124 p. 1990.

ASSINE, Mario Luis. Análise estratigráfica da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Brazilian Journal of Geology, v. 22, n. 3, p. 289-300, 1992.

ASSINE, Mario Luis. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Brazilian Journal of Geology, v. 24, n. 4, p. 223-232, 1994.

ASSINE, Mario Luis. Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.

ASSINE, Mario Luis. et al. Depositional sequences of the Alagoas stage, Araripe basin, northeastern Brazil. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 22, p. 3-28, 2014.

ATTOH, Kodjopa et al. Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana. Tectonophysics, v. 378, n. 1-2, p. 1-16, 2004.

BALLY, Albert W.; SNELSON, Sig. Realms of subsidence: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 6, 1980, p. 9-15.

BARTLETT, Wendy. L.; FRIEDMAN, Melvin.; LOGAN, J. M. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure Part IX. Wrench faults in limestone layers. Tectonophysics, v. 79, n. 3-4, p. 255-277, 1981.

BARRIER, Laurie et al. Control of alluvial sedimentation at foreland-basin active margins: a case study from the northeastern Ebro Basin (southeastern Pyrenees, Spain). Journal of Sedimentary Research, v. 80, n. 8, p. 728-749, 2010.

BASILE, Christophe; MASCLE, Jean; GUIRAUD, René. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. Journal of African Earth Sciences, v. 43, n. 1-3, p. 275-282, 2005.

BATISTA, Zenilda Vieira et al. Análise de facies da Formação Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Estudos Geologicos, v. 22, p. 3-20, 2012.

BELT, Edward S. Post-Acadian rifts and related facies, eastern Canada. Studies of Appalachian geology. Edited by E. Zen and others. Wiley-interscience, New York, p. 95-113, 1968.

BEURLEN, Karl. A geologia da Chapada do Araripe. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 34, n. 3, p. 365-370, 1962.

BEURLEN, Karl. Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. Sudene, 1963.

BEZERRA, Francisco H.R. et al. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. Geological Society, London, Special Publications, v. 146, n. 1, p. 279-293, 1999.

BEZERRA, Francisco H.R. et al. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 14, n. 1, p. 61-75, 2001.

BEZERRA, Francisco H.R. et al. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin—The Cariatá trough, northeastern Brazil. Geomorphology, v. 97, n. 3-4, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, Francisco H.R. et al. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America—Integration of seismological and paleoseismological data. Tectonophysics, v. 510, n. 3-4, p. 269-290, 2011.

BEZERRA, Francisco H.R. et al. Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil–Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. Marine and Petroleum Geology, v. 111, p. 88-104, 2020.

BHATTACHARYA, Janok.P. Deltas. In: Dalrymple, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models, fourth ed. vol. 6. Geological Association of Canada, Geotext, pp. 233–264, 2010.

BIZZI, Luiz Augusto et al. Geologia, Tectônica e Recursos Mineraisdo Brasil. Sistema de Informações Geográficas - SIG e mapas na escala de 1:250.000.000. CPRM, Editora da Universidade de Brasília, Brasília, CD-ROM, 2001.

BLADON, Andrew J.; CLARKE, Stuart M.; BURLEY, Stuart D. Complex rift geometries resulting from inheritance of pre-existing structures: Insights and regional implications from the Barmer Basin rift. Journal of Structural Geology, v. 71, p. 136-154, 2015.

BOSENCE, Dan. W. J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:-Gulf of Aden, p. 9-25, 1998.

BRAUN, Oscar P.G. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior de região nordeste do Brasil:(Bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). Divisão de Geologia e Mineralogia, 1966.

BRITO NEVES, Benjamim Bley. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. 1975. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

BRITO NEVES, Benjamim.Bley. Evolução monocíclica x policíclica de faixas móveis. Discussão Prefacial. In: Congresso Brasileiro de Geologia, n. 36., Natal. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Natal: s.n., 1990.

BRITO NEVES, Benjamim Bley. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. Gondwana Research, v. 5, n. 1, p. 175-196, 2002.

BRITO NEVES, Benjamim Bley; FUCK, Reinhardt A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. Journal of South American Earth Sciences, v. 47, p. 72-89, 2013.

BRITO NEVES, Benjamim Bley; SANTOS, Edilton José; VAN SCHMUS, Williams Randall. Tectonic history of the Borborema Province. Tectonic Evolution of South America, v. 31, p. 15, 2000.

BURCHFIEL, Burrel Clark.; STEWART, John. H. “Pull-apart” origin of the central segment of Death Valley, California. Geological Society of America Bulletin, v. 77, n. 4, p. 439-442, 1966.

CABRERA, Luís; ROCA, Elisabet; SANTANACH, Prat. Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). Journal of the Geological Society, v. 145, n. 2, p. 261-268, 1988.

CABY, Renaud. et al. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: The west African orogens and circum-Atlantic correlatives. Springer, Berlin, Heidelberg, 1991. p. 373-397.

CAINELLI, Cesar; MOHRIAK, Webster U. General evolution of the eastern Brazilian continental margin. The Leading Edge, v. 18, n. 7, p. 800-805, 1999.

CAPRONA, Guy C. The continental margin of Western Côte d'Ivoire: structural framework inherited from intra-continental shearing. 1992. Tese de Doutorado. Goteborgs Universitet (Sweden).

CAPUTO, Mário V.; CROWELL, John C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. Geological Society of America Bulletin, v. 96, n. 8, p. 1020-1036, 1985.

CAREY, Evelyne. Analyse numerique d’un modele mecanique elementaire applique a l’etude d’une population de failles: Calcul d’un tenseur moyen des contraintes a partir des stries de glissement. Thbse Illb~ me cycle, Univ. Paris-Sud, 1976.

CASTRO, David L.; BEZERRA, Francisco H. R. Fault evolution in the Potiguar rift termination, equatorial margin of Brazil. Solid Earth, v. 6, n. 1, p. 185-196, 2015.

CASTRO, David L et al. Gravity and magnetic joint modeling of the Potiguar Rift Basin (NE Brazil): Basement control during Neocomian extension and deformation. Journal of South American Earth Sciences, v. 31, n. 2-3, p. 186-198, 2011

CASTRO, David L. et al. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. Tectonophysics, v. 614, p. 128-145, 2014.

CELESTINO, Maria Alcione Lima et al. Fault damage zones width: Implications for the tectonic evolution of the northern border of the Araripe Basin, Brazil, NE Brazil. Journal of Structural Geology, v. 138, p. 104116, 2020.

CERRI, Rodrigo I. et al. Unraveling the origin of the Parnaíba Basin: testing the rift to sag hypothesis using a multi-proxy provenance analysis. Journal of South American Earth Sciences, v. 101, p. 102625, 2020.

CERRI, Rodrigo I. et al. So close and yet so far: U–Pb geochronological constraints of the Jaibaras Rift Basin and the intracratonic Parnaíba Basin in SW Gondwana. Geological Magazine, p. 1-21, 2021.

CESERO, Pedro de, PONTE, F.C., CHAVES, H.A.F., Evolução paleogeológica do Brasil Oriental e África Ocidental. PETROBRAS.DIDEP.SUTEP, Salvador. Internal report, 1972.

CESERO, Pedro de et al. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 11, n. 1, p. 1e18, 1997.

CHAGAS, Daniel Bezerra. Litoestratigrafia da Bacia do Araripe: reavaliação e propostas para revisão. Rio Claro. 112p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2006.

CHAGAS, Daniel Bezzera; ASSINE, Mário Luis; FREITAS, Francisco Idalécio. Facies sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Barbalha no Vale do Cariri, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil Geociencias 26, 313-322. 2007.

CHANG, Hung Kiang.; KOWSMANN, Renato O.; DE FIGUEIREDO, Antonio MF. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. Episodes Journal of International Geoscience, v. 11, n. 3, p. 194-202, 1988.

CHANG, Hung Kiang et al. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. Tectonophysics, v. 213, n. 1-2, p. 97-138, 1992.

CHRISTIE-BLICK, Nicholas; BIDDLE, Kevin T. Deformation and basin formation along strike-slip faults. pp. 1-34, 1985.

CLOOS, Ernst. Experimental analysis of fracture patterns. Geological Society of America Bulletin, v. 66, n. 3, p. 241-256, 1955.

COIMBRA, João Carlos; ARAI, Mitsuru; CARREÑO, Ana Luisa. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. Geobios, v. 35, n. 6, p. 687-698, 2002.

CORDANI, Umberto Gilberto.; BRITO NEVES, Benjamim Bley; THOMAZ FILHO, Aantonio. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). Geociências Petrobras, v. 17, n. 1, p. 205-219, 2009.

CORDANI, Umberto Giuseppe et al. The Significance Of The Transbrasiliano-Kandi Tectonic Corridor For The Amalgamation Of West Gondwana. Brazilian journal of Geology, v. 43, n. 3, p. 583-597, 2013.

CORSINI, Michel et al. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: The Patos-Seridó system, northeastern Brazil. Geology, v. 19, n. 6, p. 586-589, 1991.

CORTI, Giacomo et al. Tectonic inheritance and continental rift architecture: Numerical and analogue models of the East African Rift system. Tectonics, v. 26, n. 6, 2007.

CROWELL, John C. et al. Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: Tectonics and sedimentation. Tulsa, Okla.: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1974. p. 190-204.

CUSTÓDIO, Michele Andriolli et al. The transgressive-regressive cycle of the Romualdo Formation (Araripe Basin): Sedimentary archive of the Early Cretaceous marine ingression in the interior of Northeast Brazil. Sedimentary geology, v. 359, p. 1-15, 2017.

DA ROSA, Átila A. S. Paleogeografia e proveniência dos arenitos cretácicos da sequência pré-rifte das bacias interiores do Nordeste do Brasil. 1996. Tese de Doutorado. Master thesis, Universidade do Vale dos Sinos, São Leopoldo, Rio Grande do Sul.

DA ROSA, Átila A. S; GARCIA, Antônio J. V. Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana. Cretaceous Research, v. 21, n. 2-3, p. 221-239, 2000.

DECELLES, Peter G. et al. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. Sedimentology, v. 38, n. 4, p. 567-590, 1991.

DE SITTER, Lamoraal. U. Variation in tectonic style. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 12, n. 2, p. 263-278, 1964.

DELVAUX, Damien. Win-Tensor, an interactive computer program for fracture analysis and crustal stress reconstruction. EGU General Assembly, Vienna. Geophysical Research Abstract, v. 13, 2011.

DELVAUX, Damien. Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. In: Geophysical research abstracts. EGU General Assembly Vienna, 2012.

DELVAUX, Damien; SPERNER, B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. Geological Society, London, Special Publications, v. 212, n. 1, p. 75-100, 2003.

DESTRO, Nivaldo et al. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Reconcavo rift, northeast Brazil. AAPG bulletin, v. 87, n. 7, p. 1123-1144, 2003.

DOBLAS, Miguel. Slickenside kinematic indicators. Tectonophysics, v. 295, n. 1-2, p. 187-197, 1998.

DOBLAS, Miguel et al. Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. Journal of Structural Geology, v. 19, n. 2, p. 159-170, 1997.

EAGLES, Graeme; KÖNIG, Matthias. A model of plate kinematics in Gondwana breakup. Geophysical Journal International, v. 173, n. 2, p. 703-717, 2008.

ESTRELLA, G. O. O estágio rift nas bacias marginais do leste brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais. 1972. p. 29-34.

FAIRHEAD, James Derek. Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: the role of the West and Central African rift system. Tectonophysics, v. 155, n. 1-4, p. 181-191, 1988.

FAIRHEAD, James Derek; MAUS, Stefan. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. The Leading Edge, v. 22, n. 8, p. 779-783, 2003.

FAMBRINI, Gelson Luis et al. Facies architecture of the fluvial Missao Velha formation (late Jurassic–early cretaceous), Araripe basin, northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications. Acta Geologica Polonica, v. 67, n. 4, p. 515-545, 2017.

FAMBRINI, Gelson Luís et al. Análise tectonossedimentar das fases início de rifte e clímax de rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Geologia USP. Série Científica, v. 19, n. 3, p. 205-236, 2019.

FARA, Emmanuel et al. Controlled excavations in the Romualdo Member of the Santana Formation (Early Cretaceous, Araripe Basin, northeastern Brazil): stratigraphic, palaeoenvironmental and palaeoecological implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 218, n. 1-2, p. 145-160, 2005.

FOLK, Robert L. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill publishing company, 1980.

FOSSEN, Haakon; ROTEVATN, Atle. Fault linkage and relay structures in extensional settings—A review. Earth-Science Reviews, v. 154, p. 14-28, 2016.

FRANÇOLIN, João B. L.; COBBOLD, Peter R.; SZATMARI, Peter. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. Journal of Structural Geology, v. 16, n. 5, p. 647-661, 1994.

FREUND, Raphael et al. The Hope Fault. A strike slip fault in New Zealand. 1971.

FÜRSICH, Franz T. et al. Analysis of a Cretaceous (late Aptian) high-stress ecosystem: The Romualdo Formation of the Araripe Basin, northeastern Brazil. Cretaceous Research, v. 95, p. 268-296, 2019.

GAMOND, Jean-François. Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. Journal of Structural Geology, v. 9, n. 5-6, p. 609-620, 1987.

GANADE DE ARAÚJO, Carlos E. et al. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U–Pb/Lu–Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. Precambrian Research, v. 276, p. 24-42, 2016.

GARCIA, Antonio Jorge Vasconcellos; WILBERT, Almiro. Paleogeographic evolution of Mesozoic pre-rift sequences in coastal and interior basins of northeastern Brazil. 1994.

GARCIA, Hugo Roberto Caycedo. Arquitetura deposicional e evolução tectono-estratigráfica das sequências Pré-Rifte e Rifte, na porção Central do Vale do Cariri, Bacia do Araripe, NE do Brasil. 2009. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

GASPARY, Jean; DOS ANJOS, Nelson da Franca Ribeiro. Estudo Hidrogeológico de Juazeiro do Norte-Ceará. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste, Divisão de Documentação, 1964.

GAWTHORPE, Robert. L.; LEEDER, Michael R. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research, v. 12, n. 3-4, p. 195-218, 2000.

GHIGNONE, João Ítalo. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, SME/COM, Salvador, v. 1, p. 23-117, 1979.

GÓES, Ana Maria O.; FEIJÓ, Flávio J. Parnaiba Basin; Bacia do Parnaiba. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 8, 1994.

GOMES, Paulo Otávio et al. Ocean-continent transition and tectonic framework of the oceanic crust at the continental margin off NE Brazil: Results of LEPLAC project. GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, v. 115, p. 261-292, 2000.

GRANIER, Therese. Origin, damping, and pattern of development of faults in granite. Tectonics, v. 4, n. 7, p. 721-737, 1985.

HACKSPACHER, Peter Christian et al. Northwestern overthrusting and related lateral escape during the Brasiliano orogeny north of the Patos Lineament, Borborema Province, Northeast Brazil. International Geology Review, v. 39, n. 7, p. 609-620, 1997.

HACKSPACHER, Peter Christian; LEGRAND, Jean-Michel. Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, northeastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, v. 19, n. 1, p. 63-75, 1989.

HAMPTON, Brian A.; HORTON, Brian K. Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. Sedimentology, v. 54, n. 5, p. 1121-1148, 2007.

HARDIE, Lawrence A.; SMOOT, Joseph P.; EUGSTER, Hans P. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. Modern and ancient lake sediments, p. 7-41, 1978.

HARLAND, Walter Brian. Tectonic transpression in caledonian Spitsbergen. Geological magazine, v. 108, n. 1, p. 27-41, 1971.

HARLAND, Walter Brian. The Caledonides of Svalbard, IGCP Project 27, Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region. Canada Geological Survey Paper, p. 78-13, 1978.

HARRIS, Lyal. B.; COBBOLD, Peter. R. Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing. Journal of Structural Geology, v. 7, n. 1, p. 37-44, 1985.

HARVEY, Adrian M.; MATHER, Anne E.; STOKES, Martin. Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics—introduction. A review of alluvial-fan research. Geological Society, London, Special Publications, v. 251, n. 1, p. 1-7, 2005.

HASHIMOTO, Armando Teruo et al. O Neo-alagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. Revista Brasileira de Geociências, v. 17, n. 2, p. 118-122, 1987.

HUNTER, Ralph E. Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology, v. 24, n. 3, p. 361-387, 1977.

INGERSOLL, Raymond V. Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. Tectonics of sedimentary basins: Recent advances, p. 1-43, 2011.

JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) eo seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-africana. unpublished Doctorate thesis) Universidade de Brasilia, Brasilia, 1994.

JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz. Tectônica cenozóica na margem equatorial brasileira da Provıncia Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuiçao da geologia estrutural no continente). VIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Soc. Bras. de Geol., Recife, Brazil, Boletim de Resumos Expandidos, p. 25, 2001.

JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz et al. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. Revista Brasileira de Geologia, v. 22, n. 4, p. 472-480, 1992.

JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz et al. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: Proceedings of the 7th Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis. p. 58-61 1999.

JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz et al. Datações Ar/Ar no magmatismo Ipojuca e a idade do rifteamento na sub-bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil, in 42□Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, SBG, Abstract CD, p.332-299, 2004.

JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz et al. Os grabens de Lavras da Mangabeira, SE do Ceará: rifte juro-triássico ou remanescentes de sequências pré-riftes?, in XXII Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, SBG-NE, Boletim de Resumos, Boletim 20, p. 225, 2007.

KELLNER, Alexander Wilhelm Armin et al. Membro Romualdo da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE. Um dos mais importantes depósitos fossilíferos do Cretáceo brasileiro. Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil, v. 1, p. 121-130, 2002.

KINABO, Baraka D. et al. Early structural development of the Okavango rift zone, NW Botswana. Journal of African Earth Sciences, v. 48, n. 2-3, p. 125-136, 2007.

KUCHLE, Juliano et al. A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression–The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units–Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. Journal of South American Earth Sciences, v. 31, n. 4, p. 358-371, 2011.

LANA, Marcos C. Rifteamento na Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. 1985. Tese de Doutorado. 124 pp., Univ. Fed. Ouro Preto, Ouro Preto, Brazil.

LANA, Marcos C. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. Origem e evolução de bacias sedimentares: Petrobrás, v. 311, p. 332, 1990.

LELEU, Sophie; GHIENNE, Jean-François; MANATSCHAL, Gianreto. Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous–Palaeocene), Provence, France. Basin Research, v. 21, n. 2, p. 157-187, 2009.

LIESA, Carlos L. et al. Stress evolution and structural inheritance controlling an intracontinental extensional basin: The central-northern sector of the Neogene Teruel Basin. Journal of Structural Geology, v. 118, p. 362-376, 2019.

LIMA, Murilo Rodolfo. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). 1978a. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

LIMA, Murilo Rodolfo. O paleoambiente deposicional de formacio Santana (grupo Araripe) segundo evidencias palinologicas. An. 30th Congr. Brasil. Geol.(Recife, 1978), v. 2, p. 970-974, 1978b.

LIMA, Murilo Rodolfo; PERINOTTO, José A J. Palinologia de sedimentos da parte superior da Formação Missão Velha, Bacia do Araripe. Geociências (São Paulo), v. 3, p. 67-76, 1984.

LIMA, Rafael Pereira. et al. Sedimentologia e estratigrafia do paleolago aptiano da Bacia de Jatobá. In: Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás. 2011.

LIU, Chan Chiang. Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro. 1984. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

LIU, Chan Chiang. A geologia estrutural do estado do Rio de Janeiro, vista através de imagens MSS do Landsat. Anais do Simpósio de Geologia, v. 1, p. 164-168, 1987.

LOWE, Donald R. Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology, v. 22, n. 2, p. 157-204, 1975.

MABESOONE, Jannes M.; TINOCO, Ivan de Medeiros. Palaeoecology of the Aptian Santana Formation (northeastern Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 14, n. 2, p. 97-118, 1973.

MAGNAVITA, Luciano P. Geometry and kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, NE Brazil. 1992. Tese de Doutorado. University of Oxford.

MAGNAVITA, Luciano P.; DA SILVA, Hercules TF. Rift border system: the interplay between tectonics and sedimentation in the Recôncavo Basin, northeastern Brazil. AAPG bulletin, v. 79, n. 11, p. 1590-1607, 1995.

MAGNAVITA, Luciano P.; DAVISON, Ian; KUSZNIR, Nick J. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. Tectonics, v. 13, n. 2, p. 367-388, 1994.

MAISEY, John G. (Ed.). Santana fossils: an illustrated atlas. TFH Publications Incorporated, 1991.

MANN, Paul et al. Development of pull-apart basins. The Journal of Geology, v. 91, n. 5, p. 529-554, 1983.

MARQUES, Fernando O. et al. The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. Tectonophysics, v. 630, p. 251-264, 2014.

MARTINSEN, Ole J. et al. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson sandstone (Campanian), rock springs uplift, SW Wyoming, USA. Sedimentology, v. 46, n. 2, p. 235-263, 1999.

MATOS, Renato M. Darros. Sistema de rifts cretáceos do Nordeste Brasileiro. Natal: PETROBRAS/DEPEX/DEBAR, Relatório Interno, 1987.

MATOS, Renato M. Darros. The northeast Brazilian rift system. Tectonics, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.

MATOS, Renato M. Darros. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. Geological Society, London, Special Publications, v. 153, n. 1, p. 55-73, 1999.

MATOS, Renato M. Darros; MOHRIAK, Webster. U.; TALWANI, Manik. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, Webster. U.; TALWANI, Manik (Eds.) Atlantic Rifts and continental margins, v. 115, p. 331-354, 2000.

MIALL, Andrew D. Paleocurrent analysis of alluvial sediments; a discussion of directional variance and vector magnitude. Journal of Sedimentary Research, v. 44, n. 4, p. 1174-1185, 1974.

MIALL, Andrew D. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: New perspectives in basin analysis. Springer, New York, NY, 1988. p. 67-81.

MIALL, Andrew D. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. Journal of Sedimentary Research, v. 61, n. 4, p. 497-505, 1991.

MIALL, Andrew D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, New York, 1996.

MIALL, Andrew D. How do we identify big rivers? And how big is big?. Sedimentary Geology, v. 186, n. 1-2, p. 39-50, 2006.

MIALL, Andrew D. Principles of sedimentary basin analysis. Springer Science & Business Media, 2013.

MIALL, Andrew D. Fluvial depositional systems. Cham: Springer International Publishing, 2014.

MILANI, Edison José. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. PETROBRAS, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello, Setor de Informação Técnica e Propriedade Industrial, 1987.

MILANI, Edison José; DAVISON, Ian. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. Tectonophysics, v. 154, n. 1-2, p. 41-70, 1988.

MILANI, Edison José; THOMAZ FILHO, Antonio. Sedimentary basins of south America. Tectonic Evolution of South America, v. 31, p. 389-449, 2000.

MILANI, Edison José et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15, n. 1, p. 183-205, 2007.

MILLS, Patrick C. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures—a review. Sedimentary Geology, v. 35, n. 2, p. 83-104, 1983.

MITCHELL, Andrew. H. G.; READING, Harold. G. Sedimentary Environments and Facies. Oxford: Blackwell Science, p. 227-283, 1986.

MOHINDRA, Rakesh; BAGATI, Triloki N. Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). Sedimentary Geology, v. 101, n. 1-2, p. 69-83, 1996.

MOODY, John. D. Petroleum exploration aspects of wrench-fault tectonics. AAPG Bulletin, v. 57, n. 3, p. 449-476, 1973.

MORAIS NETO, Joao Marinho de. Thermochronology, landscape evolution and denudational history of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil. 2009.

MORAIS NETO, João Marinho de; ALKMIM, Fernando Flecha de. A deformação das coberturas terciárias do planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. 2001.

MORALES, Norberto; ASSINE, Mario Luis. Chapada do Araripe: a highland oasis incrusted into the semi-arid region of northeastern Brazil. In: Landscapes and landforms of Brazil. Springer, Dordrecht, 2015. p. 231-242.

MORALES, Norberto; HASUI Yociteu; ASSINE, Mario Luis; CHAGAS, Daniel B. Eventos de tectônica rúptil na evolução da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. In UNESP/IGCE, Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 7, Serra Negra, SP, Boletim, 2006, p. 87.

MORETTI, Massimo et al. Modelling seismites with a digital shaking table. Tectonophysics, v. 304, n. 4, p. 369-383, 1999.

MORETTI, Massimo et al. Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites. Journal of Palaeogeography, v. 3, n. 2, p. 162-173, 2014.

MOULIN, Maryline; ASLANIAN, Daniel; UNTERNEHR, Patrick. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. Earth-Science Reviews, v. 98, n. 1-2, p. 1-37, 2010. https://doi.org/10.1016/j. earscirev.2009.08.001.

MUTTI, Enrica et al. Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. Revista de la Sociedad Geológica de España, v. 13, n. 2, p. 165-190, 2000.

NASCIMENTO, Daniel Rodrigues Jr. et al. Syngenetic and diagenetic features of evaporite-lutite successions of the Ipubi Formation, Araripe Basin, Santana do Cariri, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 72, p. 315-327, 2016.

NEUMANN, Virgino H. et al. Organic matter composition and distribution through the Aptian–Albian lacustrine sequences of the Araripe Basin, northeastern Brazil. International Journal of Coal Geology, v. 54, n. 1-2, p. 21-40, 2003.

NEVES, Sérgio P.; MARIANO, Gorki. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. Journal of Structural Geology, v. 21, n. 10, p. 1369-1383, 1999.

NILSEN, Tor H. Strike-slip basins. Tectonics of sedimentary basins, p. 425-457, 1995.

NILSEN, Tor H.; SYLVESTER, Arthur G. Strike-slip basins: Part 1. The Leading Edge, v. 18, n. 10, p. 1146-1152, 1999.

NOGUEIRA, Francisco C. C. et al. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. Tectonophysics, v. 644, p. 92-107, 2015.

NORRIS, Richard J.; CARTER, Robert M.; TURNBULL, Ian M. Cainozoic sedimentation in basins adjacent to a major continental transform boundary in southern New Zealand. Journal of the Geological Society, v. 135, n. 2, p. 191-205, 1978.

NORTON, Ian. O.; SCLATER, John. G. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 84, n. B12, p. 6803-6830, 1979.

OLIVEIRA, Diógenes Custódio; MOHRIAK, Webster Ueipass. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaıba interior sag basin, Northern Brazil. Marine and Petroleum geology, v. 20, n. 3-4, p. 351-383, 2003.

ONORATI, G. et al. The digital elevation model of Italy for geomorphology and structural geology. Catena, v. 19, n. 2, p. 147-178, 1992.

OWEN, Geraint. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. Sedimentology, v. 43, n. 2, p. 279-293, 1996.

OWEN, Geraint; MORETTI, Massimo. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. Sedimentary Geology, v. 235, n. 3-4, p. 141-147, 2011.

PEACOCK, Dean C. P.; SANDERSON, David J. Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. AAPG bulletin, v. 78, n. 2, p. 147-165, 1994.

PEACOCK, Dean C. P.; SANDERSON, David J. Strike-slip relay ramps. Journal of Structural Geology, v. 17, n. 10, p. 1351-1360, 1995.

PETIT, Jean-Pierre. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Journal of structural Geology, v. 9, n. 5-6, p. 597-608, 1987.

PEULVAST, Jean-Pierre; BÉTARD, François. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. Geomorphology, v. 233, p. 20-40, 2015.

PICCIRILLO, Angelo De Min Enrico et al. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry, 40Ar/39Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: The central Atlantic magmatic province: insights from fragments of Pangea. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 2003. p. 91-128.

PONTE, Francisco C. Sistemas deposicionais na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras, Rio Claro. Resumos Expandidos... Rio Claro, UNESP, 1992, p. 81-84

PONTE, Francisco C.; ASMUS, Haroldo E. Geological framework of the Brazilian continental margin. Geologische Rundschau, v. 67, n. 1, p. 201-235, 1978.

PONTE, Francisco C.; APPI, Ciro J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 36, 1990, Natal. Anais... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia,1990. p. 211-226.

PONTE, Francisco C.; PONTE-FILHO, Francisco C. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral, 4º e 10º Distritos Regionais, Delegacias do Ministério das Minas e Energia em Pernambuco e Ceará, v. 4, 1996. 68 p.

PONTE, Francisco. C.; DAUZACKER, Modesto V.; PORTO, Ruben. Origem e acumulacao de petroleo nas bacias sedimentares Brasileiras: Rio de Janeiro. In: Proceedings of 1st Brazilian Petroleum Congress. 1978. p. 121-147.

PONTE, Francisco C.; HASHIMOTO, Armando Teruo; DINO, Rodolfo. Geologia das bacias mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil. Petrobrás/CENPES/DIVEX, 1991.
POSAMENTIER, Henry W.; JERVEY, Macomb T.; VAIL, Peter. R. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. In: C.K. Wilgus et al. (eds) Sea Level Change – an Integrated Aproach: SEPM Special Publication 42, p. 110-124. 1988.

POSAMENTIER, Henry W.; VAIL, Peter R. Sequence stratigraphy: sequences and systems tract development. 1988. Sequences, Stratigraphy, Surface and Subsurface - Canadian Society of Petroleum Geologists Special Publications. Memoir 15, p. 571-572. 1988.

PROSSER, Sarah. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. Geological Society, London, Special Publications, v. 71, n. 1, p. 35-66, 1993.

RABINOWITZ, Philip D.; LABRECQUE, John. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 84, n. B11, p. 5973-6002, 1979.

RAND, Helmo. M.; MANSO, Valdir A. V. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 1984. p. 2011-2016.

READING, Harold G. Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. Peter F. Ballance, Harold G. Reading (eds) Sedimentation in oblique-slip mobile zones. International Association of Sedimentologists. v. 4, p. 7-26, 1980.

RENAUT, Robin W. et al. Lakes. Facies models, v. 4, p. 541-575, 2010.

RIEDEL, Wolfgang. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatten. Zentbl. Miner. Geol. Palaont. Abt., p. 354-368, 1929.

ROSA, Milena C., MORALES, Norberto, ASSINE, Mario Luis. Araripe Basin, Strike-slip tectonics during rift phase in the interior of Northeast Brazil. In: XVII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 27. Bento Gonçalves, Rio Grande do Sul, Brasil, 2019.

ROSA, Milena C., MORALES, Norberto, ASSINE, Mario Luis. Intraplate transtension during Gondwana break-up: two constrasting regimes in the Juro-Cretaceous Araripe Basin, Northeastern Brazil, in preparation.

SAHABI, Mohamed; ASLANIAN, Daniel; OLIVET, Jean-Louis. A new starting point for the history of the central Atlantic. Comptes Rendus Geoscience, v. 336, n. 12, p. 1041-1052, 2004.

SALAMUNI, Eduardo; EBERT, Hans Dirk; HASUI, Yociteru. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. Revista Brasileira de Geociências, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SANDERS, John E. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: Gerard V. Middleton (Ed) Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, v. 12, p. 192-219, 1960.

SANTOS, Edilton J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia. SBG Salvador, 1996. p. 47-50.

SANTOS, Ticiano J. S. et al. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, v. 25, n. 3, p. 271-284, 2008.

SCHERER, Claiton Marlon S.; GOLDBERG, Karin; BARDOLA, Tatiana. Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. Sedimentary Geology, v. 322, p. 43-62, 2015.

SCHERER, Claiton Marlon S. et al. Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic–Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 49, p. 106-122, 2014.

SCOTESE, Christopher R.; GAHAGAN, Lisa M.; LARSON, Roger L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. Tectonophysics, v. 155, n. 1-4, p. 27-48, 1988.

SEGALL, Paul; POLLARD, David D. Nucleation and growth of strike slip faults in granite. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 88, n. B1, p. 555-568, 1983.

SELLEY, Richard C. An introduction to sedimentology. Academic Press. 417 pp. 1982.

SÉNANT, Jacques; POPOFF, Michel. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. Tectonophysics, v. 198, n. 1, p. 35-46, 1991.

SÉRANNE, Michel; ANKA, Zahie. South Atlantic continental margins of Africa: a comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. Journal of African Earth Sciences, v. 43, n. 1-3, p. 283-300, 2005.

SHANLEY, Keith W.; MCCABE, Peter J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. AAPG bulletin, v. 78, n. 4, p. 544-568, 1994.

SILVA, Diogo Rodrigues A. Aplicação de métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) na análise de bacias sedimentares, o exemplo da Bacia do Paraná. 2006. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação (Mestrado em Geociências). 134 pp

SILVA, Diogo Rodrigues A. et al. Depositional ages of Paleozoic and Mesozoic pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil: A Rb–Sr radiometric study of sedimentary rocks. Journal of South American Earth Sciences, v. 37, p. 13-24, 2012.

SPERNER, Blanka; ZWEIGEL, Peter. A plea for more caution in fault–slip analysis. Tectonophysics, v. 482, n. 1-4, p. 29-41, 2010.

STANISTREET, Ian G.; MCCARTHY, Terrence. S. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. Sedimentary geology, v. 85, n. 1-4, p. 115-133, 1993.

SYLVESTER, Arthur G. Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, v. 100, n. 11, p. 1666-1703, 1988.

SZATMARI, Peter; MILANI, Edison J. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai microplate. Geology, v. 27, n. 12, p. 1115-1118, 1999.
SZATMARI, Peter et al. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. Oil & Gas Journal, v. 83, n. 2, p. 107-113, 1985.

SZATMARI, Peter et al. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. Revista brasileira de Geociências, v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987.

TCHALENKO, John. S.; AMBRASEYS, Nicholas. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. Geological Society of America Bulletin, v. 81, n. 1, p. 41-60, 1970.

TJIA, Hong Djin. Fault-plane markings as displacement sense indicators. Indonesian Journal on Geoscience, v. 1, n. 3, p. 151-163, 2014.

TUNBRIDGE, Ian P. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. Sedimentology, v. 31, n. 5, p. 697-715, 1984.

VAIL, Peter R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. AAPG Studies in Geology 27(1): 1-10. 1987.

VAN SCHMUS, William. R. et al. Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt. Geological Society, London, Special Publications, v. 294, n. 1, p. 69-99, 2008.

VAN WAGONER, John C. et al. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, c.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.c. (eds.): Sea Level Changes: An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42, p. 39-46. 1988.

VAREJAO, Filipe G. et al. Upper Aptian mixed carbonate-siliciclastic sequences from Tucano Basin, Northeastern Brazil: Implications for paleogeographic reconstructions following Gondwana break-up. Cretaceous Research, v. 67, p. 44-58, 2016.

VAREJÃO, Filipe G. et al. Microbialite fields developed in a protected rocky coastline: The shallow carbonate ramp of the Aptian Romualdo Formation (Araripe Basin, NE Brazil). Sedimentary geology, v. 389, p. 103-120, 2019a.

VAREJÃO, Filipe G. et al. Exceptional preservation of soft tissues by microbial entombment: insights into the taphonomy of the Crato Konservat-Lagerstätte. Palaios, v. 34, n. 7, p. 331-348, 2019b.

VAREJAO, Filipe G. et al. Mixed siliciclastic-carbonate sedimentation in an evolving epicontinental sea: Aptian record of marginal marine settings in the interior basins of north-eastern Brazil. Sedimentology, 2021.

VASCONCELOS, David L. et al. Basement fabric controls rift nucleation and postrift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. Tectonophysics, v. 751, p. 23-40, 2019.

VASCONCELOS, David L. et al. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data: The intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. Basin Research, v. 33, n. 1, p. 705-728, 2021.

VAUCHEZ, Alain et al. The Borborema shear zone system, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 8, n. 3-4, p. 247-266, 1995.

VEIGA, Gonzalo D.; SPALLETTI, Luis A.; FLINT, Stephen. Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. Sedimentology, v. 49, n. 5, p. 1001-1019, 2002.

VIANA, Cleantho. F. et al. Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo/Tucano. Boletim técnico da Petrobrás, v. 14, n. 3-4, p. 157-192, 1971.

VIEGAS, Luís Gustavo F. et al. Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). Precambrian Research, v. 243, p. 1-17, 2014.

VISHER, Glenn S. Use of vertical profile in environmental reconstruction. AAPG Bulletin, v. 49, n. 1, p. 41-61, 1965.

WALDRON, John WF. Extensional fault arrays in strike-slip and transtension. Journal of Structural Geology, v. 27, n. 1, p. 23-34, 2005.

WALKER, Roger G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Roger G. Walker; Noel P. James: Facies models response to sea-level change. Geological Association of Canada. p. 1-14, 1992.

WARREN, Lucas V. et al. Sedimentary evolution of distributive fluvial systems within intraplate tectonic active basins: Case study of the Early Cretaceous Araripina Formation (Araripe Basin, NE Brazil). Journal of South American Earth Sciences, v. 111, p. 103496, 2021.

WILCOX, Ronald E.; HARDING, TP t; SEELY, D. R. Basic wrench tectonics. Aapg Bulletin, v. 57, n. 1, p. 74-96, 1973.

WILL, Thomas M.; FRIMMEL, Hartwig E. Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. Gondwana Research, v. 53, p. 9-19, 2018.

WILSON, J. Tuzo. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, v. 207, n. 4995, p. 343-347, 1965.

WOODCOCK, Nigel H.; FISCHER, Mike. Strike-slip duplexes. Journal of structural geology, v. 8, n. 7, p. 725-735, 1986.

ZALAN, Pedro V. et al. The Piaui basin: rifting and wrenching in an Equatorial Atlantic transform basin. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds), Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., vol. 37, pp. 143–158.1985.

ZIEGLER, Peter A. Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. Tectonophysics, v. 215, n. 1-2, p. 9-34, 1992.

ZIEGLER, Peter A.; CLOETINGH, Sierd. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. Earth-Science Reviews, v. 64, n. 1-2, p. 1-50, 2004.