



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

**EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU
(SUB-BACIA DE MUNDAÚ, BACIA DO CEARÁ – NE DO BRASIL):
ABORDAGEM MULTIESCALA E PLURIFERRAMENTAL**

Autor:

GEÓL. ALEX FRANCISCO ANTUNES

Orientador:

PROF. DR. EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ

Coorientador:

PROF. DR. FERNANDO CÉSAR ALVES DA SILVA

Tese n° 08/PPGG

Natal/RN, Julho de 2004



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA



Ministério das Minas e Energia

Ministério da Ciência e Tecnologia

Programa de Recursos Humanos da ANP para o Setor de Petróleo e Gás

PRH-22 – Geologia, Geofísica & Informática no Setor de Petróleo & Gás na UFRN



TESE DE DOUTORADO

EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU (SUB-BACIA DE MUNDAÚ, BACIA DO CEARÁ – NE DO BRASIL): ABORDAGEM MULTIESCALA E PLURIFERRAMENTAL

Autor:

GEÓL. ALEX FRANCISCO ANTUNES

Tese de Doutorado apresentada em 26 de Julho de 2004, visando a obtenção do grau de Doutor em Geodinâmica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

Comissão Examinadora

PROF. DR. EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ (DG/PPGG/UFRN – PRH-22/ANP – ORIENTADOR)

PROF. DR. RENATO MARCOS DARROS DE MATOS (DG/PPGG/UFRN – PRH-22/ANP)

PROF. DR. FERNANDO CÉSAR ALVES DA SILVA (DG/PPGG/UFRN – PRH-22/ANP – COORIENTADOR)

PROF. DR. HUNG KIANG CHANG (IGCE/PPG/UNESP – PRH-05/ANP)

DR. JOÃO BATISTA DE LELLIS FRANÇOLIN (CENPES/PETROBRAS)

Natal/RN, Julho de 2004

“Talvez o maior de todos os estímulos da análise estrutural seja a oportunidade de viajar de uma visão de detalhe para outra, à distância, e retornar, a fim de ganhar novas inspirações para um trabalho criativo”.

George H. Davis

*A minha família, em especial, a meu Pai,
José Francisco Antunes, e a meu Avô,
Ricardo Francisco Antunes.
Aos meus amigos.
Aos meus mestres*

Resumo

O Campo de Xaréu, localizado na porção centro-meridional da Sub-Bacia de Mundaú (leste da Bacia do Ceará), é caracterizado por um arranjo principal de falhas de direção NW-SE que mergulham, mormente, para NE. As falhas do Campo, dentre as quais se destaca a Falha de Xaréu, se estruturam segundo um leque lítrico distensional enraizado ao longo de uma superfície de *detachment* que corresponde à Falha de Mundaú, borda SW da sub-bacia homônima. Durante a evolução tectono-estrutural do Campo de Xaréu e da Sub-Bacia de Mundaú, a Falha de Mundaú representou um papel determinante no controle da geometria de ambos os compartimentos.

A unidade carbonática principal do Campo de Xaréu, formalmente denominada de Membro Trairí (Neo-Aptiano a Eoalbio da Formação Paracuru), detém o maior volume de petróleo no Campo, que está concentrado em acumulações estruturalmente controladas. O Membro é composto por uma variedade de rochas carbonáticas (calcilutitos maciços, acamadados ou laminados, ostracoditos, calcarenitos e ruditos carbonáticos, todos apresentando variados graus de dolomitização) intercaladas em pacotes espessos de folhelhos negros e margas, além de apresentar, localmente, níveis de conglomerados siliciclásticos, arenitos, siltitos e argilitos. A associação espacial e as relações genéticas entre as unidades carbonáticas e siliciclásticas permite agrupá-las em três associações de litofácies (Planície Marginal, Rampa e Fundo Lacustre) que, em conjunto, tiveram sua origem a partir de um sistema lacustre com *sabkha* marginal associada.

Estudos estruturais realizados em testemunhos de sondagem que amostram o Membro Trairí no Campo de Xaréu permitiram caracterizar duas gerações de estruturas em escala meso a microscópica: o conjunto referido como D₁ apresenta, em parte, um típico caráter hidroplástico, caracterizado por cisalhamentos intra e interestratais e zonas de cisalhamento oblíquas ao acamamento, o que permite inferir que tais estruturas tenham sido formadas ainda em uma etapa precoce da litificação das rochas do Membro Trairí, implicando em uma provável idade eocretácea. Outras estruturas, de igual cinemática, são caracteristicamente frágeis e tardias. Um segundo conjunto de estruturas identificado nos testemunhos, nomeadas D₂ e atribuídas ao Neógeno, apresentam um caráter estritamente frágil, sendo tipificadas por falhas normais e *slickenlines* contendo fibras de argilominerais recristalizados com orientações muito variadas.

Embora as falhas presentes no Campo de Xaréu (e, por conseguinte, na Sub-Bacia de Mundaú) sejam classicamente referidas como estruturas de rejeito essencialmente normal, a análise cinemática das estruturas meso e microscópicas D₁, observadas nos testemunhos de sondagem, permite definir que as

falhas apresentam, de fato, deslocamentos oblíquos (normal com uma componente de rejeito lateral dextral, subordinada), indicando um sentido principal de transporte tectônico para ENE. Estes movimentos oblíquos seriam a resposta à instalação de um contexto transtraccional na Sub-Bacia de Mundaú, por sua vez reflexo da tectônica transcorrente/transformante de abertura da Margem Equatorial Atlântica.

Do balanceamento de quatro seções estruturais do Campo de Xaréu foi observado que a Falha de Mundaú foi responsável por mais de 50% de todo o estiramento registrado a partir do Eoaptiano. Entre os estágios iniciais do “rifteamento”, no Eoaptiano, e o Recente, a Sub-Bacia de Mundaú (e conseqüentemente o Campo de Xaréu) experimentou um estiramento total (fator β) compreendido entre 1,21 e 1,23, ou seja, a crosta neste segmento da Margem Equatorial Atlântica sofreu uma elongação pouco superior a 20%. A partir de estimativas de sentidos de transporte oblíquos relacionados às falhas, foi possível construir diagramas que permitem determinar fatores de estiramentos relacionados a estes deslocamentos. Utilizando estes diagramas e assumindo o sentido de transporte tectônico predominante para ENE, indicado a partir das estruturas D₁ nos testemunhos, foi possível calcular os fatores de estiramento reais relacionados ao movimento oblíquo das falhas na Sub-Bacia de Mundaú, chegando-se, então, a valores compreendidos entre 1,28 e 1,42.

Em adição ao estudo tectono-estrutural concentrado no Campo de Xaréu, a interpretação de produtos espaciais de sensores remotos aliada, principalmente, à caracterização de análogos de terreno, localizados em áreas selecionadas ao longo da porção setentrional do Estado do Ceará (margens continentais das bacias do Ceará e Potiguar), complementaram o conhecimento e o entendimento quanto à evolução tectono-estrutural do Campo. Os trabalhos de levantamento de campo foram particularmente eficazes no reconhecimento e mapeamento, em escala de semidetalhe, de várias gerações de estruturas originadas sob regime frágil.

Todas as informações obtidas (no Campo de Xaréu e dos dados de sensores remotos e estudo de análogos de terreno) foram interpretadas conjuntamente, culminando com a proposição de um modelo evolutivo para este segmento da Margem Equatorial Atlântica em que a área de estudo está encaixada, que também pode ser ampliado para a Margem como um todo.

Sendo assim, ficou caracterizado que este segmento da Margem Equatorial experimentou uma deformação em regime transcorrente/transtrativo dextral de direção E-W (considerando a posição atual da Placa Sul-Americana) atuante, pelo menos, a partir do Eoaptiano, o qual deixou seu registro em diversos afloramentos ao longo da porção setentrional do Estado do Ceará e no próprio Campo de Xaréu. A partir do Albiano, a continuidade deste regime tectônico levou à separação definitiva entre as placas Sul-Americana e Africana, com a formação de litosfera oceânica entre os dois blocos continentais, graças à instalação de dorsais oceânicas e a conseqüente transição de um regime essencialmente transcorrente para um regime transformante ao longo das zonas de fraturas oceânicas E-W, originando assim o Oceano

Atlântico Equatorial. Com a separação entre as placas Sul-Americana e Africana já completada e o contínuo distanciamento entre elas, outros mecanismos tectônicos passaram a atuar no decorrer do Cenozóico (embora existam indícios de que o regime tectônico iniciado no Cretáceo tenha continuado até o Neógeno), a exemplo de um regime compressivo E-W operante desde final do Cretáceo (relacionado à expansão do assoalho oceânico ao longo da Dorsal Mesoatlântica, somada à compressão da Cadeia Andina) e de um estado de expansão geral na superfície horizontal devido ao soerguimento termicamente ativado da porção central da Província Borborema, efetivo no Neógeno. A superposição de eventos cenozóicos na Placa Sul-Americana levou à impressão de um quadro tectônico complexo que, aparentemente, influencia na migração e armadilhamento de hidrocarbonetos na Bacia do Ceará.

Abstract

The Xaréu Oil Field, located in the center-southern portion of the Mundaú Sub-Basin (eastern portion of the Ceará Basin), is characterized by a main framework of NW-trending and NE-dipping faults.

The faults in the Xaréu Oil Field, among which the Xaréu Fault stands out, are arranged according to an extensional-listric fan, rooted on a detachment surface corresponding to the Mundaú Fault, the border fault of Mundaú Sub-Basin. During the tectonic-structural evolution of the Xaréu Oil Field and the Mundaú Sub-Basin, the Mundaú Fault played a crucial role on the control of the geometry of both compartments.

The main carbonatic unit in the Xaréu Oil Field, named the Trairí Member (Paracuru Formation of Late Aptian to Early Albian age), contains the largest oil volume in the field, concentrated in structurally-controlled accumulations. The Trairí Member is composed by a variety of carbonatic rocks (massive, bedded or laminated calcilutites, ostracodites, calcarenites and carbonatic rudites, all of them presenting variable degrees of dolomitization). The carbonatic rocks are interbedded into thick packages of black shales and marls, besides local beds of siliciclastic conglomerates, sandstones, siltites and argillites. From the spatial association and the genetic relationships between the carbonatic and siliciclastic units, it is possible to group them in three lithofacies associations (Marginal Plain, Ramp and Lacustrine Interior) that, together, were developed in a lacustrine system associated to a marginal sabkha.

Structural studies based on drill cores that sample the Trairí Member in the Xaréu Oil Field allowed to characterize two generations of meso- to microscale structures: the D₁ group presents a typical hydroplastic character, being characterized by intra/interstratal to oblique-bedding shear zones. The hydroplastic character related to these structures allowed to infer their development at an early-lithification stage of the Trairí Member, leading to infer an Early Cretaceous age to them. The second group of structures identified in the drill cores, nominated D₂ and ascribed to a Neogene age, presents a strictly brittle character, being typified by normal faults and slickenfibers of re-crystallized clayminerals, all of them displaying variable orientations.

Although the present faults in the Xaréu Oil Field (and, consequently, in the Mundaú Sub-Basin) were classically referred as structures of essentially normal displacement, the kinematics analysis of the meso- to microscale D₁ structures in the drill cores led to define oblique displacements (normal with a clockwise strike-slip component) to these faults, indicating a main tectonic transport to ENE. These oblique movements would be responsible for the installation of a transtensive context in the Mundaú Sub-Basin, as part of the transcurrent to transformant opening of the Atlantic Equatorial Margin.

The balancing of four structural cross-sections of the Xaréu Oil Field indicates that the Mundaú Fault was responsible for more than 50% of the total stretching (β factor) registered during the Early Aptian. At the initial stages of the “rifting”, during Early Aptian until the Holocene, the Mundaú Sub-Basin (and consequently the Xaréu Oil Field) accumulated a total stretching between 1.21 and 1.23; in other words, the crust in this segment of the Atlantic Equatorial Margin was subjected to an elongation of about 20%. From estimates of oblique displacements related to the faults, it was possible to construct diagrams that allow the determination of stretching factors related to these displacements. Using these diagrams and assuming the sense of dominant tectonic transport towards ENE, it was possible to calculate the real stretching factors related to the oblique movement of the faults in the Mundaú Sub-Basin, which reached actual values between 1.28 and 1.42.

In addition to the tectonic-structural studies in the Xaréu Oil Field, the interpretation of remote sensing products, coupled with characterization of terrain analogues in selected areas along the northern Ceará State (continental margins of the Ceará and Potiguar basins), provided additional data and constraints about the tectonic-structural evolution of the oil field. The work at the analogue sites was particularly effective in the recognition and mapping, in semidetall scale, several generations of structures originated under a brittle regime.

All the obtained information (from the Xaréu Oil Field, the remote sensor data and the terrain analogues) were jointly interpreted, culminating with the proposition of an evolutionary model for this segment of the Atlantic Equatorial Margin; this model that can be applied to the whole Margin, as well.

This segment of the Atlantic Equatorial Margin was deformed in an early E-W (when considered the present-day position of the South American Plate) transcurrent to transform regime with dextral kinematics, started from, at least, the Early Aptian, which left its record in several outcrops along the continental margin of the Ceará State and specifically in the Xaréu Oil Field. The continuous operation of the regime, through the Albian and later periods, led to the definitive separation between the South American and African plates, with the formation of oceanic lithosphere between the two continental blocks, due to the emplacement of spreading centers. This process involved the subsequent transition of the transcurrent to a transform dextral regime, creating the Equatorial Atlantic Ocean. With the separation between the South American and African plates already completed and the increasing separation between the continental masses, other tectonic mechanisms began to act during the Cenozoic (even though the Cretaceous tectonic regime lasted until the Neogene), like an E-W compressive stress field (related to the spreading of the oceanic floor along the Mid-Atlantic Ridge and to the compression of the Andean Chain) effective from the Late Cretaceous, and a state of general extension of the horizontal surface (due to the thermal uplift of the central portion of Borborema Province), effective during the Neogene. The overlap of these mechanisms during the Cenozoic led to the imprint of a complex tectonic framework, which apparently influenced the migration and entrapment of hydrocarbon in the Ceará Basin.

Agradecimentos

A Tese de Doutorado ora em apreço é o fruto de pouco mais de quatro anos do trabalho de pesquisa realizado a mais de duas mãos.

Toda pesquisa desenvolvida nestes últimos quatro anos, que teve como resultado principal o conteúdo exibido neste volume, não teria sido materializada sem o apoio de um grupo enorme de pessoas e entidades. A relação que passarei a enumerar em seguida procura encerrar todas estas personagens que atuaram e contribuíram decisivamente durante cada etapa do desenvolvimento deste trabalho, aos quais, desde já, dirijo os meus mais sinceros manifestos de estima e, obviamente, profundo agradecimento:

Aos meus familiares residentes em Natal e no Rio de Janeiro pelo apoio e torcida incondicionais prestados no decorrer de todo o trabalho. Ao grupo de amigos Patrícia Rose (agradecimento especial), Debora do Carmo, Marcos Antonio, Werner Farkatt, Vladimir Cruz, Zuleide Lima, Ingrid Maria, Camilla Bezerra, Liliane Rabêlo, Aderson Farias, Carlos César e Cristina Domingueti por todo auxílio e apoio ofertados durante as várias etapas de desenvolvimento deste trabalho.

Aos orientadores Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá e Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva pelo incentivo e apoio. Aproveito este espaço para prestar um agradecimento especial aos professores Emanuel Ferraz Jardim de Sá e Walter Eugênio de Medeiros, pela confiança e por quem supro grande estima e admiração. Aos nobilíssimos professores e mestres do conhecimento dos departamentos de Geologia e Física Teórica e Experimental (UFRN), Fernando Lins, José Maria de Moraes Moreira, Antonio Carlos Galindo, Renato Matos, Valéria Córdoba e Francisco Hilário, pelas diversas contribuições conferidas durante os vários estágios de confecção do trabalho em lide. Aos professores e amigos Michel Henri Arthaud (UFC), pela acolhida na bela cidade de Fortaleza e apoio em várias etapas de campo no Estado do Ceará, e Virgínio Henrique Neumann (UFPE) pelo inestimável auxílio prestado durante a descrição dos testemunhos de sondagem e discussões subseqüentes. Aos membros da comissão examinadora, Prof. Dr. Renato Matos, Prof. Dr. Fernando César, Prof. Dr. Hung Kiang Chang e Dr. João Batista Françolin pelas críticas e sugestões. A Debora do Carmo pela cessão e confecção de figuras e ilustrações. Aos colegas geólogos Camilla Bezerra, Carlos César Galvão e Patrícia Rose, pelo auxílio nos trabalhos de campo. A Nilda Araújo (agradecimento especial), Emanuel Bezerra (Cidadão) e Cleide Fernandes, por todo o apoio de secretariado conferido.

Ao grupo de profissionais e pesquisadores da PETROBRAS UN-RN/CE e CENPES/RJ por toda contribuição e discussões proporcionada, em especial a Francisco Fontes (Chicão), Anderson Moraes, Álvaro Augusto, Romero Araújo, Paulo Roberto Cordeiro (atualmente como pesquisador visitante do PRH-22/UFRN), Odilon Keller e Alexandre Castro.

O apoio logístico e financeiro ficou a cargo de uma série de entidades as quais passo, doravante, a agradecer. À Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) e ao Petróleo Brasileiro S/A (PETROBRAS) pelo financiamento das pesquisas por intermédio do projeto “*Caracterização Geomecânica de Reservatórios Heterogêneos para Aumento do Fator de Recuperação através da Perfuração de Poços Multi-Laterais*” (FINEP/CT-PETRO/PETROBRAS). Ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN e ao Departamento de Geologia, ambos da UFRN, pelo apoio logístico. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e à Agência Nacional do Petróleo (ANP), por intermédio do Programa de Recursos Humanos nº 22 (coordenado pela Profa. Dra. Helenice Vital), pela concessão de bolsas de pesquisa. À PETROBRAS UN-RN/CE, por intermédio do engenheiro de petróleo Ms. Romero Gomes da Silva Araújo, e ao CENPES/RJ, por meio dos geólogos Ms. Francisco Fontes Lima Neto e Ms. Anderson Moraes pela cessão dos dados necessários ao desenvolvimento desta Tese de Doutorado. Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM, Residência Fortaleza) pela cessão de fotografias aéreas. À Paradigm Geophysical Company pelo fornecimento do programa de interpretação sísmica (Seis-X), aos professores Rob Holcomb e Richard Almendinger pela cessão dos programas de tratamento de dados estruturais (GeOrient, GeoCalculator e FaultKin).

A todos os citados acima, deixo registrado o meu mais sincero OBRIGADO! Peço que me perdoem aqueles que, por ventura a memória tenha privado-me a lembrança do reconhecimento. Assim mesmo, como praxe, agradeço a todos que, de modo direto ou indireto, tenham contribuído de qualquer forma em alguma etapa do desenvolvimento deste trabalho.

Índice

RESUMO	i
ABSTRACT	iv
AGRADECIMENTOS	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	xiv
ÍNDICE DE PRANCHAS E FOTOGRAFIAS	xxviii
ÍNDICE DE TABELAS	xxxviii
CRÉDITO DE FOTOGRAFIAS	xxxix

PARTE I – INTRODUÇÃO GERAL AO TEMA E BASES CONCEITUAIS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	40
1.1 – APRESENTAÇÃO, OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	40
1.2 – A PROBLEMÁTICA ABORDADA E JUSTIFICATIVA DA TÔNICA PROPOSTA.....	42
1.3 – MODELO ADOTADO.....	45
1.4 – ACERVO DE DADOS.....	45
1.5 – MÉTODOS E TÉCNICAS DE TRABALHO.....	46
1.5.1 – TRABALHO DE GABINETE.....	46
1.5.2 – ETAPAS DE CAMPO.....	47
1.5.3 – TRABALHOS DE LABORATÓRIO E TRATAMENTO DOS DADOS.....	47
1.5.4 – CONCLUSÃO DO ESTUDO.....	49
1.6 – ESTRUTURA E CONSTITUIÇÃO DA TESE DE DOUTORADO.....	49
CAPÍTULO 2 – A BACIA DO CEARÁ E SEU CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	51
2.1 – A GEOLOGIA DA PORÇÃO SETENTRIONAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	51
2.1.1 – AS ZONAS DE CISALHAMENTO NA PORÇÃO SETENTRIONAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	52
2.1.2 – O DOMÍNIO CEARÁ-CENTRAL.....	54
2.1.3 – A FAIXA MÉDIO-COREAÚ.....	55
2.1.4 – AS ROCHAS DO GRUPO SERRA GRANDE.....	58
2.2 – A BACIA DO CEARÁ, AS COBERTURAS PLATAFORMAIS MESO-CENOZÓICAS E O MAGMATISMO DO PALEÓGENO E NEÓGENO.....	58
2.2.1 – EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA BACIA DO CEARÁ.....	58
A – O ESTÁGIO “RIFTE”.....	59
B – O ESTÁGIO TRANSICIONAL.....	61
C – O ESTÁGIO DE MARGEM PASSIVA.....	61
2.2.2 – AS SEQÜÊNCIAS “RIFTE” E TRANSICIONAL DA BACIA DO CEARÁ.....	62
2.2.3 – AS SEQÜÊNCIAS DO ESTÁGIO DRIFTE.....	63

2.2.4 – O MAGMATISMO PALEÓGENO/NEÓGENO.....	65
CAPÍTULO 3 – O OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL E A EVOLUÇÃO DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA.....	69
3.1 – O OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL E AS ZONAS DE FRATURAS TRANSFORMANTES.....	69
3.2 – RECONSTRUÇÕES PRÉ-DERIVA MESOZÓICA PARA O OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL.....	73
3.3 – EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA.....	74
3.4 – GEODINÂMICA DA FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL.....	82
3.5 – A IMPORTÂNCIA DO ESTUDO CINEMÁTICO DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA PARA A TÔNICA ABORDADA: MODELOS ADOTADOS E TESTE DE HIPÓTESE.....	84

PARTE II – A DEFORMAÇÃO FRÁGIL NA BORDA CONTINENTAL DA BACIA DO CEARÁ

CAPÍTULO 4 – ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS.....	86
4.1 – INTRODUÇÃO.....	86
4.2 – CRITÉRIOS E MÉTODOS UTILIZADOS NA EXTRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE LINEAMENTOS.....	87
4.3 – A EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS DE TENSÕES NA PROVÍNCIA BORBOREMA APÓS A OROGÊNESE BRASILIANA.....	87
4.3.1 – OS CAMPOS DE TENSÕES DO FINAL DO NEOPROTEROZÓICO E DO PALEOZÓICO.....	89
4.3.2 – OS CAMPOS DE TENSÕES DO MESOZÓICO.....	89
4.3.3 – OS CAMPOS DE TENSÕES DO CENOZÓICO.....	91
4.4 – ANÁLISE DOS MOSAICOS DIGITALIZADOS DE RADAR.....	91
4.4.1 – A TRAMA DO SUBSTRATO CRISTALINO.....	93
4.4.2 – A INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS PRESENTES NO SUBSTRATO CRISTALINO PRÉ-CAMBRIANO.....	94
4.4.3 – ESTRUTURAS NA BACIA DO PARNAÍBA.....	97
4.4.4 – ESTRUTURAS NA BORDA CONTINENTAL DA BACIA DO CEARÁ.....	97
4.4.5 – ESTRUTURAS NA BORDA CONTINENTAL OCIDENTAL DA BACIA POTIGUAR.....	101
4.4.6 – A INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS PRESENTES NAS BACIAS DO CEARÁ E POTIGUAR.....	101
4.5 – ANÁLISE DE IMAGENS DIGITAIS DO SATÉLITE LANDSAT.....	102
4.5.1 – INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS EM COMPOSIÇÃO COLORIDA.....	103
4.5.2 – INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS COM A APLICAÇÃO DE FILTROS DIRECIONAIS.....	104
4.6 – INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....	108
4.6.1 – CONFRONTO ENTRE OS DADOS DE RADAR E DE IMAGENS MULTIESPECTRAIS.....	108
4.6.2 – A DISTRIBUIÇÃO DOS LINEAMENTOS FRÁGEIS E A SEGMENTAÇÃO DA BACIA DO CEARÁ.....	113
4.6.3 – EVENTOS DE DEFORMAÇÃO CONTROLANDO A DISTRIBUIÇÃO DOS LINEAMENTOS FRÁGEIS.....	114
CAPÍTULO 5 – ESTUDO DE ANÁLOGOS DEPOSICIONAIS E ESTRUTURAIS PARA O CAMPO DE XARÉU... 117	117
5.1 – FRATURAS: DEFINIÇÃO, TERMINOLOGIA E CLASSIFICAÇÃO.....	117
5.1.1 – O SISTEMA DE FRATURAS DE RIEDEL.....	118
5.1.2 – A ANÁLISE GEOMÉTRICA DOS ARRANJOS DE FRATURAS.....	120
5.1.3 – PADRÕES DE FRATURAMENTO E SUA RELAÇÃO COM OS CAMPOS DE TENSÕES LOCAIS.....	121
5.1.4 – MÉTODOS GRÁFICOS UTILIZADOS NA DETERMINAÇÃO DA ORIENTAÇÃO DOS CAMPOS DE TENSÕES A PARTIR DE ARRANJOS DE FRATURAS.....	123

5.2 – MEMBRO CRATO (BACIA DO ARARIPE): UM ANÁLOGO DEPOSICIONAL PARA O MEMBRO TRAIRÍ NA BACIA DO CEARÁ.....	126
5.2.1 – SINOPSE DA ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO ARARIPE.....	127
5.2.2 – SINOPSE DA ESTRUTURAÇÃO DA BACIA DO ARARIPE.....	129
5.2.3 – SEQUÊNCIAS CARBONÁTICAS DO MEMBRO CRATO.....	129
5.3 – O PADRÃO DE FRATURAMENTO EM ROCHAS DA BACIA POTIGUAR E NO EMBASAMENTO CRISTALINO ADJACENTE: SUBSÍDIOS PARA INFERÊNCIA DA IDADE DE FRATURAS NA BORDA CONTINENTAL DA BACIA DO CEARÁ.....	132
5.3.1 – CRONOLOGIA E NÍVEL CRUSTAL DA DEFORMAÇÃO.....	132
5.3.2 – MODELO REGIONAL DA DEFORMAÇÃO FRÁGIL.....	133
5.4 – ANÁLOGOS ESTRUTURAIS PARA O CAMPO DE XARÉU: LEVANTAMENTOS DE CAMPO DA PORÇÃO SETENTRIONAL DO ESTADO DO CEARÁ.....	140
5.4.1 – REGISTRO DA DEFORMAÇÃO FRÁGIL NAS COBERTURAS SEDIMENTARES CENOZÓICAS DA REGIÃO DE CAMOCIM.....	140
5.4.2 – REGISTRO DA DEFORMAÇÃO FRÁGIL EM ARENITOS E CONGLOMERADOS SILURIANOS A DEVONIANOS DO GRUPO SERRA GRANDE NA REGIÃO DE SANTANA DO ACARAÚ.....	143
A – O CORPO SILICICLÁSTICO DE SANTANA DO ACARAÚ.....	144
B – COMPORTAMENTO DO ACAMAMENTO CORPO SILICICLÁSTICO DE SANTANA DO ACARAÚ.....	146
C – AS ESTRUTURAS DO CORPO SILICICLÁSTICO DE SANTANA DO ACARAÚ.....	148
D – ANÁLISE CINEMÁTICA DOS SISTEMAS DE FRATURAMENTO.....	150
5.4.3 – REGISTRO DA DEFORMAÇÃO FRÁGIL EM ROCHAS DO SUBSTRATO CRISTALINO PRÉ-CAMBRIANO: AS REGIÕES DE FORTALEZA, DA PONTA DO IGUAPE E DA PONTA DE JERICOACOARA.....	154
A – ORTOGNAISSES DO COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO ARQUEANO A PALEOPROTEROZÓICO NO AFLORAMENTO BCE-09 A SUDOESTE DE FORTALEZA.....	154
B – QUARTZITOS PALEOPROTEROZÓICOS A MESOPROTEROZÓICOS DO GRUPO CEARÁ NA PONTA DO IGUAPE..	157
C – QUARTZITOS MESOPROTEROZÓICOS A NEOPROTEROZÓICOS DO GRUPO SÃO JOAQUIM NA PONTA DE JERICOACOARA.....	160
5.5 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS E A RELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO TECTÔNICA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA BRASILEIRA.....	166
5.5.1 – TECTÔNICA FRÁGIL NO FINAL DO NEOPROTEROZÓICO E INÍCIO DO PALEOZÓICO.....	166
5.5.2 – TECTÔNICA FRÁGIL PÓS-BRASILIANA (PÓS-SILURIANO, CRETÁCEO).....	167
5.5.3 – TECTÔNICA FRÁGIL DO CENOZÓICO.....	168

PARTE III – GEOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU

CAPÍTULO 6 – ESTRATIGRAFIA E GEOLOGIA DO CAMPO DE XARÉU.....	171
6.1 – PRINCÍPIOS DE SISMO-ESTRATIGRAFIA.....	173
6.1.1 – AS REFLEXÕES SÍSMICAS E SEU SIGNIFICADO CRONOESTRATIGRÁFICO.....	173
6.1.2 – PADRÕES DE REFLEXÕES SÍSMICAS.....	175
6.1.3 – ANÁLISE DE SISMOFÁCIES.....	176
6.2 – A SISMO-ESTRATIGRAFIA DO CAMPO DE XARÉU.....	178
6.2.1 – SEQUÊNCIAS SÍSMICAS MAPEADAS.....	178
6.2.2 – CORRELAÇÕES COM AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA SUB-BACIA DE MUNDAÚ.....	183
6.2.3 – ANÁLISE CRONOESTRATIGRÁFICA DAS SEQUÊNCIAS SÍSMICAS NO CAMPO DE XARÉU.....	183
6.3 – LITOFACIAMENTO E PETROGRAFIA DO MEMBRO TRAIRÍ (FORMAÇÃO PARACURU).....	187
6.3.1 – CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS.....	189
6.3.2 – CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E PETROGRAFIA DAS LITOFÁCIES IDENTIFICADAS.....	191

A – LITOFÁCIES SILICICLÁSTICAS.....	191
B – LITOFÁCIES CARBONÁTICAS.....	194
6.3.3 – HISTÓRIA DIAGENÉTICA DAS LITOFÁCIES CARBONÁTICAS.....	202
6.3.4 – ASSOCIAÇÕES DE LITOFÁCIES NO CAMPO DE XARÉU.....	211
A – ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES DE PLANÍCIE MARGINAL.....	211
B – ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES DE RAMPA.....	213
C – ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES DE FUNDO LACUSTRE.....	216
6.3.5 – SÍNTESE, COMPARAÇÕES COM TRABALHOS EXISTENTES E AVANÇOS NO CONHECIMENTO.....	217
CAPÍTULO 7 – O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU.....	218
7.1 – GEOMETRIA E DEFORMAÇÃO ASSOCIADAS A SISTEMAS DE FALHAS NORMAIS.....	218
7.2 – INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E A DEFINIÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU....	223
7.2.1 – A ESTRUTURAÇÃO REGIONAL DA SUB-BACIA DE MUNDAÚ.....	224
7.2.2 – INTERPRETAÇÃO DOS MAPAS ESTRUTURAIS SÍSMICOS: DEFINIÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU.....	226
7.2.3 – GEOMETRIA E CINEMÁTICA DO FALHAMENTO.....	228
7.2.4 – CRONOLOGIA DA ATIVIDADE DE FALHAS NO CAMPO DE XARÉU.....	239
7.2.5 – A GEOMETRIA DO DOBRAMENTO ASSOCIADO ÀS FALHAS NORMAIS.....	239
CAPÍTULO 8 – ASPECTOS MESO E MICROSCÓPICOS DA DEFORMAÇÃO NO CAMPO DE XARÉU.....	242
8.1 – ASPECTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS PRELIMINARES.....	243
8.1.1 – CONCEITO E REVISÃO DE TERMOS RELACIONADOS A ROCHAS MILONÍTICAS E ESTRUTURAS EM ZONAS DE CISALHAMENTO.....	243
8.1.2 – A UTILIZAÇÃO DE LINHAS DE VARREDURA NA ANÁLISE DE FRATURAS.....	245
8.1.3 – ASPECTOS GERAIS DA PERFILAGEM DE IMAGENS EM POÇOS.....	247
8.2 – A ANÁLISE DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM.....	250
8.2.1 – A REORIENTAÇÃO DOS TESTEMUNHOS.....	251
8.2.2 – A DEFORMAÇÃO SIN A TARDILITIFICAÇÃO NO MEMBRO TRAIRÍ.....	255
A – ESTILO, ORIENTAÇÃO E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS D ₁	255
B – ORIGEM E SIGNIFICADO DAS ESTRUTURAS D ₁	262
8.2.3 – A DEFORMAÇÃO PÓS-LITIFICAÇÃO NO MEMBRO TRAIRÍ.....	267
8.2.4 – EVOLUÇÃO DOS MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO NAS ROCHAS DO MEMBRO TRAIRÍ.....	270
A – MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO ASSOCIADOS ÀS ESTRUTURAS D ₁	271
B – MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO ASSOCIADOS ÀS ESTRUTURAS D ₂	273
8.3 – A ANÁLISE DOS DADOS DOS PERFIS DE IMAGEM.....	274
8.3.1 – LITOLOGIAS ATRAVESSADAS E ATITUDE DO ACAMAMENTO.....	275
8.3.2 – DISTRIBUIÇÃO E DENSIDADE DAS FRATURAS.....	276
A – POÇO 8H.....	277
B – POÇO 9H.....	277
C – POÇO 10H.....	279
8.3.3 – ESPAÇAMENTO ENTRE AS FRATURAS.....	280
A – POÇO 8H.....	280

B – Poço 9H.....	281
C – Poço 10H.....	282
8.3.4 – ORIENTAÇÃO DAS FRATURAS.....	283
8.3.5 – COMPARAÇÃO E SÍNTESE DOS RESULTADOS OBTIDOS COM A ANÁLISE DOS PERFIS DE IMAGEM.....	284
8.4 – ANÁLISE INTEGRADA DOS DADOS DE PERFIS DE IMAGEM E DE TESTEMUNHOS.....	288
CAPÍTULO 9 – BALANCEAMENTO DE SEÇÕES ESTRUTURAIS DO CAMPO DE XARÉU.....	290
9.1 – A TEORIA DO BALANCEAMENTO APLICADA A SEÇÕES ESTRUTURAIS.....	291
9.2 – MODELOS CINEMÁTICOS E A RESTAURAÇÃO DE SEÇÕES EM REGIME DISTENSIONAL.....	293
9.3 – MÉTODO DE TRABALHO.....	295
9.4 – RESULTADOS DO BALANCEAMENTO 2D PARA O CAMPO DE XARÉU.....	297
9.4.1 – O BALANCEAMENTO DAS SEÇÕES LS-11 E LS-12.....	297
9.4.2 – O BALANCEAMENTO DAS SEÇÕES LS-08 E LS-09.....	303
9.4.3 – COMPARAÇÃO ENTRE AS MODELAGENS E AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS.....	307
9.5 – ESTIMATIVA DE FATORES DE ESTIRAMENTO RELACIONADOS A DESLOCAMENTOS OBLÍQUOS NAS FALHAS DO CAMPO DE XARÉU.....	309
9.5.1 – A UTILIZAÇÃO DE SOLUÇÕES GRÁFICAS E ANALÍTICAS EM SEÇÕES GEOLÓGICAS ORIENTADAS OBLIQUAMENTE AO SENTIDO DE TRANSPORTE TECTÔNICO PREDOMINANTE.....	310
9.5.2 – O SENTIDO DE TRANSPORTE TECTÔNICO DAS FALHAS NW-SE NO CAMPO DE XARÉU DETERMINADO POR MEIO DA INTEGRAÇÃO ENTRE OS DADOS SÍSMICOS E A ANÁLISE CINEMÁTICA DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM.....	311
9.6 – A SUCESSÃO DE EVENTOS DE DEFORMAÇÃO NO CAMPO DE XARÉU.....	314

PARTE IV – CONSIDERAÇÕES FINAIS

CAPÍTULO 10 – INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO DE TEMAS SELECIONADOS.....	318
10.1 – INVESTIGAÇÃO QUALITATIVA DO POTENCIAL DE SELO DAS FALHAS NO CAMPO DE XARÉU.....	318
10.1.1 – PRINCIPAIS MECANISMOS DE FORMAÇÃO DE SELOS EM FALHAS.....	319
10.1.2 – FALHAS NORMAIS NO CAMPO DE XARÉU: SELANTES OU NÃO-SELANTES?.....	321
10.2 – O SIGNIFICADO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO PARACURU NA SUB-BACIA DE MUNDAÚ.....	324
10.3 – ORIGEM E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA.....	329
10.3.1 – UM MODELO TECTÔNICO A SER TESTADO.....	330
10.3.2 – EVIDÊNCIAS ENCONTRADAS NO CONTINENTE E NA PLATAFORMA CONTINENTAL.....	331
10.3.3 – A MANUTENÇÃO DO REGIME CINEMÁTICO DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA ENTRE O MESOZÓICO E O CENOZÓICO.....	332
10.3.4 – O REGISTRO DEIXADO PELOS EVENTOS CENOZÓICOS.....	336
10.3.5 – PROPOSIÇÃO DE UMA SEQUÊNCIA DE EVENTOS DE DEFORMAÇÃO ENTRE O CRETÁCEO INFERIOR E O NEÓGENO A PARTIR DOS RESULTADOS ALCANÇADOS.....	341
CAPÍTULO 11 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	346
11.1 – CONCLUSÕES.....	343

11.1.1 – SOBRE A ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS.....	343
11.1.2 – SOBRE O ESTUDO DE ANÁLOGOS DE TERRENO PARA O MEMBRO TRAIRÍ E O CAMPO DE XARÉU.....	344
11.1.3 – SOBRE A INTERPRETAÇÃO SISMO-ESTRATIGRÁFICA DO CAMPO DE XARÉU.....	345
11.1.4 – SOBRE A COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA, PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DO MEMBRO TRAIRÍ NO CAMPO DE XARÉU.....	346
11.1.5 – SOBRE A INTERPRETAÇÃO SISMO-TECTÔNICA E O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU.....	346
11.1.6 – SOBRE A CARACTERIZAÇÃO EM MESO E MICROESCALAS DA DEFORMAÇÃO NO MEMBRO TRAIRÍ NO CAMPO DE XARÉU.....	347
11.1.7 – SOBRE O BALANCEAMENTO DE SEÇÕES DO CAMPO DE XARÉU.....	349
11.1.8 – SOBRE A AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE SELO DAS FALHAS DO CAMPO DE XARÉU.....	350
11.1.9 – SOBRE O SIGNIFICADO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO PARACURU NA SUB-BACIA DE MUNDAÚ.....	350
11.1.10 – SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA.....	351
11.2 – RECOMENDAÇÕES GERAIS E SUGESTÕES PARA TEMAS DE PESQUISA NO FUTURO.....	351
11.2.1 – SUGESTÕES DE TEMAS PARA ESTUDOS APROFUNDADOS (DISSERTAÇÕES, TESES).....	352
11.3 – OBSERVAÇÕES FINAIS.....	353
REFERÊNCIAS.....	355
ANEXO A	
ANEXO B	
ANEXO C	

Índice de Figuras

FIGURA 1-1: Mosaico de imagens orbitais do satélite LandSat 7ETM+ (em composição colorida RGB, bandas 532 – EMBRAPA 2000), da porção setentrional do Estado do Ceará com a localização das áreas de estudo regional (quadro em azul – não inclui a Bacia do Araripe) e de detalhe (quadro amarelo – o Campo de Xaréu). O arcabouço estrutural simplificado das Bacias do Ceará (incluindo a segmentação em sub-bacias) e Potiguar (falhas e altos estruturais em rosa claro) é ilustrado de modo simplificado.....41

FIGURA 1-2: Os poços multilaterais são constituídos por duas ou mais pernas horizontais, orientadas em direções distintas, que partem de um poço convencional vertical. As pernas podem estar localizadas em um mesmo nível (caso em que há apenas um alvo de interesse) ou partir de patamares diferentes, drenando o óleo presente em formações produtoras dispostas em profundidades diversas, que são separadas entre si por camadas de rochas impermeáveis (como o exibido na ilustração). O caso exibido nesta montagem é análogo ao Campo de Xaréu e está localizado na Bacia do Araripe.....43

FIGURA 1-3: Uma das principais informações demandadas pela perfuração de poços multilaterais é o conhecimento com relação à orientação das fraturas em um reservatório estruturalmente controlado em profundidade, já que as pernas devem interceptá-las em alto ângulo de modo a amostrar o maior número possível destas estruturas. Se, por acaso, o ângulo entre as pernas e as fraturas for mínimo o resultado será um poço seco ou não-produtor, como mostrado em (a). Mesmo que as informações com relação à orientação das fraturas sejam bem conhecidas, se houver mais de uma direção preferencial de fraturamento (o que geralmente é o caso) é preciso saber qual delas é a que melhor drena o reservatório (b), uma vez que as estruturas podem estar abertas em uma dada direção e fechadas em outra.....44

FIGURA 1-4: Modelo de evolução tectônica proposto para a abertura do Oceano Atlântico equatorial durante a transição Aptiano/Albiano. Modificado de Pindell (1985).....45

FIGURA 1-5: Fluxograma com as atividades realizadas durante o desenvolvimento desta Tese de Doutorado.....47

FIGURA 2-1: Mapa geológico simplificado da Província Borborema onde estão exibidos seus principais domínios geotectônicos (compilado de Jardim de Sá 1994).....52

FIGURA 2-2: Mapa geológico simplificado do Estado do Ceará (modificado e adaptado de Cavalcante & Ferreira 1983). Legenda: FMC – Faixa Médio-Coreaú; DCC – Domínio Ceará-Central; FOJ – Faixa Orós-Jaguaribe; DZT – Domínio da Zona Transversal; BP – Bacia do Parnaíba; BPo – Bacia Potiguar; BA – Bacia do Araripe; MTT – Maciço de Troia/Tauá; MSQ – Maciço Santa Quitéria; SDRCI – Sistema e Dobramentos Rio Curu-Independência; ZCSP-II – Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu.....55

FIGURA 2-3: Mapa geológico simplificado da Faixa Médio-Coreaú (incluindo a porção NE da Bacia do Parnaíba – BP, e o corpo siliciclástico de Santana do Acaraú – CSSA) e coberturas sedimentares (modificado de Costa *et al.* 1979; Cavalcante & Ferreira 1983; Jardim de Sá 1994). Legenda: CG – Complexo Granja; DCC – Domínio Ceará-Central; GM – *Graben* de Martinópolis; GU – *Graben* de Ubajara; GJ – *Graben* de Jaibaras.....57

FIGURA 2-4: Mapa geológico-estrutural simplificado da Bacia do Ceará (segundo Zalán *et al.* 1985; Castro 1992; Matos *et al.* 1996) e do substrato cristalino da porção setentrional do Estado do Ceará (modificado de Cavalcante & Ferreira 1983). Legenda: 1 – Sub-Bacia de Piauí-Camocim; 2 – Sub-Bacia de Acaraú; 3 – Sub-Bacia de Icarai; 4 – Sub-Bacia de Mundaú. Os traços em vermelho no oceano representam as principais estruturas (falhas e charneiras de dobras) associadas ao tectonismo cretáceo.....59

FIGURA 2-5: Carta cronoestratigráfica proposta para a Sub-Bacia de Mundaú na Bacia do Ceará (modificado de Beltrami *et al.* 1994). Legenda: MUN – Formação Mundaú; PAR – Formação Paracuru; Tr – Membro Trairi; UBA – Formação Ubarana; Uru – Membro Uruburetama; Ita – Membro Itapagé; GUA – Formação Guamaré; TIB – Formação Tibau; MAC – Vulcanismo Macau; BAR – Formação Barreiras; SPA – Sedimentos de praia e aluvionares.

Os intervalos geocronológicos foram baseados em Remane *et al.* (2000), enquanto que a definição dos ambientes tectônicos e seu intervalo de abrangência foram adaptados de Matos (2000).....60

FIGURA 2-6: Mapa de ocorrência de rochas vulcânicas cenozóicas na porção setentrional da Província Borborema. Notar o alinhamento NNW-SSE dos centros vulcânicos relacionados ao Vulcanismo Macau no continente (delimitado pelas linhas vermelhas). A seta em rosa-claro define o traço do hot spot de Fernando de Noronha e o sentido de deslocamento da Placa Sul-Americana (compilado de Almeida 1986 e Mizusaki *et al.* 2002).....67

FIGURA 3-1: Mapa tectono-estrutural da porção norte do Brasil com a localização da Margem Equatorial Atlântica brasileira (região entre as barras em lilás) (modificado de Davison 1998). Os segmentos crustais e as principais bacias sedimentares também estão exibidos. Limites das zonas de fraturas oceânicas e da Cadeia de Fernando de Noronha segundo Gorini & Bryan (1976).....70

FIGURA 3-2: Mapa de relevo de fundo do Oceano Atlântico central obtido a partir de altimetria por satélite, e topografia da área continental adjacente. São exibidas ainda as principais estruturas e feições fisiográficas do oceano e continentes adjacentes (modificado de Sokolov 1999a).....71

FIGURA 3-3: Reconstrução pré-deriva mesozóica para o Oceano Atlântico a partir da isóbata de 925 m, definida como o limite médio dos continentes. Notar a presença de regiões de sobreposição (faixas negras) e de lacunas (faixas brancas) entre os continentes. Compilado de Bullard *et al.* (1965).....74

FIGURA 3-4: Modelo de evolução tectônica para a abertura do Oceano Atlântico Meridional envolvendo uma etapa inicial de rotação rígida (modificado de Rabinowitz & LaBrecque 1979). (a) Reconstrução pré-deriva para o Valanginiano, há cerca de 130 Ma. Para o ajuste, a África foi rotacionada em relação à América do Sul; (b) estágio rifte com rotação rígida ao redor de um pólo (estrela em vermelho) situado nas proximidades da cidade de São Luiz, no Estado do Maranhão. As setas indicam o sentido de movimentação da África em relação à América do Sul; (c) estágio drifte precoce ou *wrench* durante o Eoalbio; (d) estágio de margem passiva a partir do Campaniano.....76

FIGURA 3-5: Modelo de evolução tectônica para a abertura do Oceano Atlântico Meridional envolvendo uma etapa inicial de rotação rígida (modificado de Szatmari *et al.* 1985; 1987; e Françolin & Szatmari 1987). (a) Reconstrução pré-deriva dos continentes Sul-Americano e Africano; (b) estágio rifte entre o Berriasiano e o Hauteriviano, com rotação rígida ao redor de um pólo situado nas proximidades da cidade de Lavras da Mangabeira, no sul do Estado do Ceará. As setas indicam o sentido de movimentação da África em relação à América do Sul; (c) rifteamento aptiano quando ocorreu a migração do pólo de rotação para as proximidades da cidade do Oiapoque, no Estado do Amapá, provocando uma etapa de estiramento NNE-SSW na Margem Equatorial Atlântica; (d) estágio de deslocamento lateral dextral na direção E-W (Albiano a Cenomaniano) dos continentes Sul-Americano e Africano ao longo de zonas transformantes; e (e) compressão N-S entre o Coniaciano e o Eopaleógeno.....77

FIGURA 3-6: Estágios de abertura do Oceano Atlântico Meridional para (a) o período entre o Valanginiano e Hauteriviano, há 130-119 Ma, e (b) o Maastrichtiano, há 67 Ma, e seus respectivos pólos de rotação (estrelas em vermelho), e o desenvolvimento dos sistemas de riftes Central e do Oeste Africano (compilado de Fairhead 1988).....78

FIGURA 3-7: Modelo de evolução tectônica para a abertura do Oceano Atlântico Equatorial segundo Marinho & Mascle (1987): (a) Reconstrução para 133 Ma quando a América do Sul e a África ainda constituíam uma única massa continental; (b) situação há 116 Ma, com início das primeiras tensões cisalhantes (movimentação lateral dextral) e instalação subsequente dos primeiros centros de criação de crosta oceânica; (c) posição dos continentes há cerca de 100 Ma; e (d) por volta de 80 Ma quando teria ocorrido a dissipação das tensões cisalhantes ao longo das margens continentais da América do Sul e da África.....79

FIGURA 3-8: (a) Reconstrução continental imediatamente em seguida à ruptura do Gondwana Ocidental no Albiano, mostrando a partição entre diferentes estilos deformacionais ao longo do Oceano Atlântico Equatorial. As linhas tracejadas indicam a trajetória de movimento das placas litosféricas a partir de um pólo de rotação localizado no hemisfério norte; (b) posicionamento dos continentes Sul-Americano e Africano durante a transição entre o Santoniano e o Cenomaniano (compilado de Matos 2000).....81

FIGURA 3-9: Modelo esquemático para a evolução da Fossa do Benuê conforme Fitton (1980). Em (a) é mostrada a situação no Aptiano, há 110 Ma, logo após o rifteamento continental. Em (b) é mostrada a reconstrução do Golfo da Guiné à época da formação da anomalia magnética 34 (Campaniano há cerca de 80 Ma). A região em cinza

representa o eixo do rifteamento, a linha em vermelho representa o traço do hot spot de Santa Helena (por sua vez representado pela estrela em vermelho).....83

FIGURA 3-10: Reconstrução pré-deriva mesozóica (segundo Bullard *et al.* 1965) para os continentes Sul-Americano e Africano, mostrando a formação do Oceano Atlântico Equatorial a partir de uma junção tríplice originada pelo hot spot de Santa Helena (representada pela estrela em vermelho). Neste contexto, a Fossa do Benuê (**FB**) representaria um rifte abortado, enquanto que a Margem Equatorial Atlântica (**MEA**) e a Margem Oriental do Brasil/Ocidental da África (**MOB-OA**) evoluíram até a separação continental. São mostradas também as relações angulares entre os três ramos dos riftes.....84

FIGURA 3-11: Hipótese de trabalho a ser testada no Campo de Xaréu e em sítios estudados ao longo da margem continental do Estado do Ceará. O modelo apresentado procura explicar o desenvolvimento das estruturas rúpteis nos sítios estudados, durante a transição Barremiano/Aptiano (Cretáceo Inferior), quando da abertura do Oceano Atlântico Equatorial.....85

Figura 4-1: Diagrama sinóptico exibindo os diversos eventos tectônicos e seus respectivos campos de tensões, aos quais foi submetido o Nordeste brasileiro, no decorrer do tempo geológico. Os balões em verde indicam a duração e pico de cada evento tectônico. As linhas tracejadas em verde denotam prolongamento inferido ou duvidoso para os eventos. Legenda: 1 – zonas de cisalhamento transcorrentes; 2 – zonas de cisalhamento oblíquas; 3 – falhas transcorrentes; 4 – empurrões e falhas inversas; 5 – dobras; 6 – juntas de distensão; 7 – falhas normais. Ver discussões no texto.....88

FIGURA 4-2: Disposição dos mosaicos de radar dos projetos RADAM e RADAMBRASIL utilizados na extração de lineamentos durante este estudo. Mosaico de imagens de satélite LandSat 7ETM+ (em composição colorida RGB-542) conforme EMBRAPA 2000.....92

FIGURA 4-3: Mapa de lineamentos dúcteis e frágeis fotointerpretados a partir da análise de mosaicos de imagens de radar do Projeto RADAMBRASIL (Nascimento *et al.* 1981). O mapa foi dividido em setores estruturais (A a I), assumindo como base a subdivisão dos domínios geotectônicos definidos na literatura (vide Capítulo 3 para mais detalhes). São apresentados também diagramas de roseta (azimute/comprimento) de lineamentos frágeis para cada setor.....95

FIGURA 4-4: Lineamentos dúcteis e frágeis interpretados do mosaico de radar SA.24-Y-C (Folha Granja) que cobre os setores A (Faixa Médio-Coreaú), D (Bacia do Parnaíba) e parte do E (Sub-Bacia de Piauí-Camocim).....98

FIGURA 4-5: Lineamentos dúcteis e frágeis interpretados do mosaico de radar SA.24-Y-D (Folha Sobral) sobre os setores A (Faixa Médio-Coreaú), B (Domínio Ceará-Central), F (Sub-Bacia de Acaraú), G (Sub-Bacia de Icarai) e H (Sub-Bacia de Mundaú). Notar a concentração de fraturas na porção central do Setor B, em terrenos do Maciço Tamboril-Santa Quitéria (MTSQ).....99

FIGURA 4-6: Lineamentos dúcteis e frágeis interpretados no mosaico de radar SB.24-X-A (Folha Aracati) que cobre os setores C (substrato da Faixa Orós-Jaguaribe) e I (porção ocidental da Bacia Potiguar). Notar a presença freqüente de lineamentos de direção E-W.....100

FIGURA 4-7: Disposição das cenas de satélites LandSat 5TM (218/062) e LandSat 7ETM+ (217/062, 217/063 e 216/063) utilizadas na extração de lineamentos durante este estudo. Mosaico de imagens de satélite LandSat 7ETM+ (em composição colorida RGB-542) conforme EMBRAPA 2000.....102

FIGURA 4-8: Cena 218/062 em composições coloridas RGB-432 (a) e RGB-542 (b), úteis na distinção entre áreas de vegetação densa [tons de vermelho em (a) e de verde em (b)], o que é reflexo direto de variações litológicas e de relevo. As áreas com vegetação mais densa estão associadas às coberturas sedimentares (região delimitada pela linha preta) e/ou a relevos mais elevados (serras de rochas cristalinas ou do Grupo Serra Grande).....105

FIGURA 4-9: Aplicação da composição colorida RGB-532 às cenas 218/062 (a) e 216/063 (b) para o realce de lineamentos no substrato cristalino pré-cambriano e nas bacias sedimentares adjacentes.....106

FIGURA 4-10: Distribuição e orientação do fraturamento no setor da margem continental correspondente à Sub-Bacia de Piauí-Camocim (Setor E). Ao longo deste setor, fraturas de direção ENE-WSW e NW-SE são as estruturas predominantes. Imagens de satélites LandSat 5TM (cena 218-062) e LandSat 7ETM+ (cena 217-062), com aplicação do filtro direcional *Prewit* N-S à banda 5.....109

FIGURA 4-11: Distribuição e orientação do fraturamento no setor da margem continental correspondente às sub-bacias de Acaraú (Setor F) e Icarai (Setor G). Notar que, enquanto no Setor F há um predomínio de fraturas com direção NW-SE, lineamentos com direção E-W e NE-SW são dominantes no Setor G. Imagens de satélites LandSat 5TM (cena 218-062) e LandSat 7ETM+ (cena 217-062), com aplicação do filtro direcional *Prewit* N-S à banda 5..... 110

FIGURA 4-12: Distribuição e orientação do fraturamento no setor correspondente à Sub-Bacia de Mundaú (Setor H). A orientação de fraturas neste setor é muito similar à presente no G (Sub-Bacia de Icarai), com um predomínio de estruturas de direção E-W, com orientações NE-SW subordinadas. Imagem de satélite LandSat 7ETM+ (cenas 217-062 e 217-063), com aplicação do filtro direcional *Prewit* N-S à banda 5..... 112

FIGURA 4-13: Distribuição e orientação do fraturamento no setor correspondente à porção ocidental da Bacia Potiguar (Setor I). Neste setor há um predomínio de estruturas com direção E-W e NE-SW. Imagem de satélite LandSat 7ETM+ (cena 216-063), com aplicação do filtro direcional *Prewit* NW à banda 5..... 112

FIGURA 4-14: Sobreposição entre os diagramas de roseta construídos para os lineamentos frágeis extraídos dos mosaicos de radar e os de imagens digitais multiespectrais, para comparação das direções e intensidade nos setores dispostos ao longo das bacias do Ceará e Potiguar. A interpretação cinemática das estruturas foi baseada no modelo de fraturas de segunda ordem de Riedel aplicada a uma falha principal transcorrente dextral de direção E-W (vide também figura 4-15). A construção dos diagramas foi baseada no método de contagem de direção *versus* comprimento dos lineamentos..... 113

FIGURA 4-15: Mapa estrutural das bordas continentais das bacias do Ceará e Potiguar, construído a partir da integração das imagens de satélite filtradas (vide figuras 4-10 a 4-13). Na porção inferior esquerda da figura é mostrado o modelo proposto com a compatibilização entre os vários conjuntos de fraturas interpretados, em resposta ao campo de tensões aplicado. A interpretação das relações entre os conjuntos de fraturas baseia-se no modelo de evolução tectônica condicionado pela instalação de uma margem transformante na região a partir do Cretáceo Inferior. Os respectivos diagramas de rosetas interpretados das imagens multiespectrais em cada setor estrutural definido estão ilustrados para comparação. É mostrado ainda o arcabouço estrutural simplificado da porção submersa das bacias citadas (modificado de Zalán *et al.* 1985, Castro 1992 e Matos *et al.* 1996)..... 115

FIGURA 5-1: As fraturas de segunda ordem de Riedel obedecem a relações espaciais específicas, entre si mesmas e com relação à falha principal [FP em (a)] que, por sua ocasião, é reflexo do campo de tensões dominante. Note no modelo mostrado em (a) que as fraturas P e X são a imagem especular quase perfeita das fraturas R e R', respectivamente. Em (b) são mostrados modelos que caracterizam a cronologia de formação das fraturas R, R' e P. Usualmente é admitido que as fraturas R são tidas como as mais precoces (porção superior) havendo, contudo, controvérsias quanto à ordem de aparecimento das demais estruturas, de modo que tanto R' [porção intermediária de (b)] como P [porção inferior de (b)] podem formar-se logo após R. Modificado de Sylvester (1988)..... 119

FIGURA 5-2: Padrões de falhamento produzidos a partir de experimentos de caixa de areia, que sofreram deformações sob regime de cisalhamento simples (a), cisalhamento geral com dilatação positiva ou estiramento (b) e cisalhamento geral com dilatação negativa ou encurtamento (c). Notar que, na transtração, o ângulo entre o eixo X da elipse de deformação e a superfície da falha principal (FP) é maior que na deformação por cisalhamento simples. O oposto é observado na transpressão, onde o ângulo é menor. Isto tem implicações diretas sobre a orientação das fraturas secundárias que serão formadas (no caso, são mostradas apenas as fraturas R e R', para simplificação). Modificado de Krantz (1995)..... 120

FIGURA 5-3: A relação espacial entre o campo de tensões e os conjuntos de fraturamento principais (a). Em (b) são mostradas situações biaxiais em que é possível determinar os principais eixos de tensões (σ_1 , σ_2 , σ_3 – assumindo um regime de cisalhamento puro) por meio da relação geométrica entre dois tipos de fraturas, como pares conjugados de fraturas de cisalhamento (porção superior esquerda), uma fratura de cisalhamento e uma junta distensional (porção superior direita), uma fratura de cisalhamento e uma junta estilolítica (porção inferior esquerda) e uma junta distensional e uma estilolítica (porção inferior direita). Em (c) é exemplificada uma situação de cisalhamento simples envolvendo uma falha transcorrente sinistral e juntas distensionais associadas..... 123

FIGURA 5-4: A correspondência entre os eixos principais de tensões (σ_1 , σ_2 e σ_3) e os do elipsóide de *strain* (Z, Y e X) somente pode ser estabelecida no caso de cisalhamento puro (a). Nos casos de cisalhamento simples (b) e/ou geral, dada a componente rotacional da deformação, a equivalência é apenas aproximada. Notar que, para a situação representada de cisalhamento simples, as fraturas (distensionais, estilolíticas) estão rotacionadas

consoante ao elipsóide de *strain* finito. Os eixos de tensões (a 45° do plano da falha) acompanham a orientação do elipsóide de *strain* incremental (não representado)..... 124

FIGURA 5-5: Método do Plano M (Arthaud 1969) para estimativa do campo de tensões, no qual é preciso ter conhecimento da atitude do plano de falha e das estrias, bem como da cinemática da falha. O plano M é perpendicular ao plano de falha, enquanto que as estrias estão contidas no mesmo (a). A partir de uma única falha contendo os elementos referidos, é possível determinar a lineação tangente ou de movimento, que corresponde ao pólo da falha com a indicação de deslocamento do bloco do teto (b). Com uma série de falhas e seus respectivos planos M, pode-se determinar um campo de esforços conjunto (c) desde, obviamente, que as falhas sejam geneticamente relacionadas. No caso de grandes populações de falhas (d), os principais eixos de esforços estarão localizados onde ocorre o maior número de interseções dos planos de falhas (círculos em azul). Para a definição das posições verdadeiras dos eixos, determinam-se as lineações de movimento de cada uma das falhas, de modo que σ_1/Z estará contido na região de onde divergem as lineações, enquanto que σ_3/X estará posicionado na região de convergência (e). O eixo σ_2/Y é determinado como o pólo do plano que passa ao mesmo tempo por σ_1/Z e σ_3/X . Adaptado de Goldstein & Marshak (1988)..... 125

FIGURA 5-6: O método dos diedros retos (Angelier & Mechler (1977), para a determinação do campo de tensões a partir de conjuntos de falhas cogenéticas, considera a existência de um plano auxiliar que é perpendicular à falha e às suas estrias, de modo que são definidas regiões de contração (em azul) e de distensão (em branco). A união de vários estereogramas contendo estas informações define áreas de maior probabilidade de ocorrência dos eixos σ_1/Z (contração) e σ_3/X (distensão). Quanto maior for a quantidade de dados disponíveis, maior será a precisão da estimativa da orientação dos eixos. Compilado de Leyshon & Lisle (1996)..... 126

FIGURA 5-7: Mapa geológico simplificado da Bacia do Araripe. Compilado de Bizzi *et al.* (2001)..... 127

FIGURA 5-8: Coluna estratigráfica da Bacia do Araripe. Modificado de Neumann (1999)..... 128

FIGURA 5-9: Mapa geológico-estrutural para a Bacia do Araripe e adjacências. Note que as falhas normais (em vermelho) constituem reativações cretáceas das zonas de cisalhamento pré-cambrianas, subdividindo a Bacia do Araripe em duas sub-bacias, separadas entre si por um alto estrutural central de direção NE-SW. As setas em vermelho indicam a direção principal de estiramento. Modificado de Ponte & Ponte Filho (1996)..... 130

FIGURA 5-10: Mapa geológico da porção nordeste da Província Borborema, incluindo a Faixa Seridó e a Bacia Potiguar com a localização dos sítios referidos ao longo da Seção 5.3.2 (neste Capítulo). Legenda: 1 – Área de João Câmara; 2 – área de Equador; 3 – área da Grota da Ferveadeira; 4 – área de Afonso Bezerra; 5 – área de Macau; 6 – área de Icapuí. Base geológica modificada de Farias *et al.* (1990) e Jardim de Sá (1994)..... 135

FIGURA 5-11: Localização das áreas mapeadas durante os levantamentos de campo na porção setentrional do Estado do Ceará. Para comparação, foi representado o arcabouço estrutural da Bacia do Ceará e da porção ocidental da Bacia Potiguar, bem como a localização do Campo de Xaréu. Mosaico de imagens de satélite LandSat 7ETM+, em composição colorida RGB-532. Modificado de EMBRAPA 2000. Legenda: 1 – Camocim; 2 – Santana do Acaraú; 3 – Sítio do afloramento BCE-09; 4 – Ponta do Iguape; 5 – Ponta de Jericoacoara..... 141

FIGURA 5-12: Em (a) são exibidos os estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para os pólos do acamamento (pontos em verde) dos conglomerados na região de Camocim (CE). Se considerados todos os dados de acamamento, o eixo apresenta suave caimento para SSW (estrela em azul); porém, se forem considerados apenas os dados alinhados com o traço em vermelho, então o eixo de dobramento é praticamente horizontal, com direção NE-SW. A partir dos pólos é possível determinar a atitude do eixo (estrelas em azul e vermelho) dos dobramentos que afetam as rochas da região. Em (b) e (c) são mostrados os modelos cinemáticos inferidos a partir da interpretação dos dobramentos no contexto regional..... 143

FIGURA 5-13: Mapa geológico simplificado do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Os números correspondem a sítios que serão referenciados ao longo do texto. Compilado de Destro (1987)..... 144

FIGURA 5-14: Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) para os pólos de S_1 (quadrados em verde) e a lineação de estiramento L_1^X (círculo em azul) nos gnaisses do embasamento do corpo siliciclástico de Santana de Acaraú (CE)..... 145

FIGURA 5-15: Mapa gravimétrico residual do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Note a presença de dois baixos estruturais ao norte (anomalia A) e ao sul (anomalia B) no corpo, cujos eixos variam ligeiramente de orientação. Observe ainda a presença de uma anomalia positiva (C) a oeste do corpo, relacionada à presença de rochas vulcânicas básicas do Vulcanismo Parapuá. Compilado de Carvalho (2003)..... 146

FIGURA 5-16: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para o acamamento do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Os números mostrados na porção superior esquerda de cada estereograma correspondem aos pontos marcados na figura 5-13.....	146
FIGURA 5-17: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para as fraturas relacionadas à fase de deformação D_1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). (a) Fraturas na porção sul da área (pontos 1 e 2 na figura 5-13); (b) fraturas na porção norte da área (pontos 3 e 4 na figura 5-13).....	149
FIGURA 5-18: Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) para as falhas oblíquas e normais, e respectivas estrias (círculos em azul), relacionadas à fase de deformação D_2 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú.....	150
FIGURA 5-19: Análise cinemática das fraturas relacionadas à fase de deformação D_1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú. (a) Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) com as regiões de maior probabilidade de ocorrência dos eixos σ_1 e σ_3 , determinadas pelo método dos diedros retos; (b) determinação da atitude dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 pelo método do plano M; (c) modelo cinemático proposto para a reativação da Falha de Santana do Acaraú com a combinação das orientações do campo de tensões e das falhas de segunda ordem mapeadas.....	151
FIGURA 5-20: Análise cinemática do sistema de fraturas oblíquas no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE), utilizando os métodos dos diedros retos (à esquerda) e do plano M (à direita).....	154
FIGURA 5-21: Estereogramas de Schimdt (hemisfério inferior) para as fraturas mapeadas na região a sudoeste de Fortaleza (CE).....	155
FIGURA 5-22: Regime cinemático e estado de esforços inferido a partir da análise das fraturas na região a sudoeste de Fortaleza (CE). O contexto definido mostra que as fraturas teriam sido originadas por um regime essencialmente transcorrente dextral relacionada a falhas principais (FP) atualmente de direção E-W.....	157
FIGURA 5-23: Estereogramas de Schimdt (hemisfério inferior) para as fraturas mapeadas na região da Ponta do Iguape (CE). A cinemática atribuída às fraturas de cisalhamento foi inferida a partir de sua relação com as juntas distensionais.....	158
FIGURA 5-24: Regime cinemático e estado de esforços inferido a partir da análise das fraturas na Ponta do Iguape (CE). O contexto definido mostra que as fraturas teriam sido originadas por um regime dominado por transpressão dextral relacionada a falhas principais (FP) atualmente de direção E-W na Margem Equatorial Atlântica.....	160
FIGURA 5-25: Estereogramas de Schimdt (hemisfério inferior) para (a) os pólos de S_1 (quadrados verdes) e para as lineações de estiramento L_1^X (círculos azuis) na Ponta de Jericoacoara (CE). A superfície S_1 apresenta, em geral, mergulhos suaves para NE (b).....	161
FIGURA 5-26: Estereogramas de Schimdt (hemisfério inferior) para as fraturas e as respectivas estrias relacionadas ao sistema D_1 na região da Ponta de Jericoacoara. (a) Juntas distensionais; (b) falhas normais; (c) e (d) falhas transcorrentes dextrais.....	162
FIGURA 5-27: Regime cinemático e estado de esforços inferido a partir da análise das fraturas relacionadas ao sistema D_1 na Ponta de Jericoacoara (CE). O contexto definido mostra que as fraturas teriam sido originadas por um regime dominado por transtração dextral relacionada a falhas principais (FP) atualmente de direção E-W. Os afloramentos devem estar situados nas proximidades de uma falha principal, provavelmente localizada costa afora.....	162
FIGURA 5-28: Estereogramas de Schimdt (hemisfério inferior) para as fraturas e as respectivas estrias relacionadas ao sistema D_2 na região da Ponta de Jericoacoara (CE). (a) Falhas normais (indicadas pelas estrias) e juntas distensionais; (b) falhas transcorrentes dextrais; (c) e (d) falhas transcorrentes sinistrais.....	163
FIGURA 5-29: Contexto cinemático ao qual estaria submetido a Margem Equatorial Atlântica no Cretáceo Inferior. O desenvolvimento das estruturas frágeis em Santana do Acaraú, Fortaleza, Iguape e Jericoacoara deve ter sido condicionado por esta tectônica, durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Por simplificação, a contraparte africana foi omitida.....	168
FIGURA 5-30: Regimes cinemáticos e orientação dos campos de tensões inferidos a partir da análise das fraturas relacionadas ao sistema D_2 em Jericoacoara (CE). A permuta entre os eixos σ_2 e σ_3 tipifica a deformação do Neógeno na região.....	169
FIGURA 5-31: Modelo cinemático explicando a ocorrência de dobramentos com eixo NNE-SSW afetando conglomerados na Formação Camocim (Mioceno) na região homônima. A orientação atualmente observada nos	

eixos seria resultante da interação do campo de tensões remanescente da tectônica cretácea e o atualmente em vigor no interior da Placa Sul-Americana, definido por contração E-W..... 170

FIGURA 6-1: Mapas de localização do Campo de Xaréu e de disposição das linhas sísmicas interpretadas. Arcabouço estrutural da Bacia do Ceará compilado de Zalán (1985), Castro (1992), PETROBRAS (1996) e Matos *et al.* (1996)..... 171

FIGURA 6-2: Mapa estrutural simplificado do Campo de Xaréu mostrando a localização dos poços perfilados e testemunhados, e da seção estratigráfica confeccionada, mostrada na figura 6-9, mais adiante. Os sufixos V e H são empregados para definir poços verticais e horizontais, respectivamente. Mapa estrutural do Campo de Xaréu produzido a partir da reinterpretação de dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS..... 172

FIGURA 6-3: Carta litoestratigráfica da Sub-Bacia de Mundaú (modificado de Beltrami *et al.* 1994). Os intervalos geocronológicos foram baseados em Remane *et al.* (2000). A definição dos ambientes tectônicos e o intervalo de abrangência foram adaptados de Matos (2000)..... 173

FIGURA 6-4: Padrões de terminações de reflexões sísmicas no interior de uma seqüência sísmica idealizada (modificado de Mitchum *et al.* 1977a)..... 176

FIGURA 6-5: Padrões de configurações internas de sismofácies (compilado de Mitchum *et al.* 1977a)..... 177

FIGURA 6-6: Seção sísmica LS-11, transversal à estruturação principal do Campo de Xaréu, mostrando as relações entre as seqüências sísmicas identificadas. Em destaque, detalhes que serão mostrados nas figuras seguintes. Para localização, vide figura 6-1. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS..... 179

FIGURA 6-7: Seção sísmica LS-15, longitudinal à estruturação principal do Campo de Xaréu, mostrando as relações entre as seqüências sísmicas identificadas. Para localização, vide figura 6-1. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS..... 180

FIGURA 6-8: (a) Relações entre a SS1 e a SS2 nas proximidades da Plataforma de Fortaleza, onde o contato entre as duas seqüências é definido pela Falha de Mundaú. Notar que as seqüências SS2 e SS3 estão restritas ao bloco baixo da Falha de Mundaú e que, a SW da falha, a SS4 repousa diretamente sobre a SS1; (b) padrões de configuração paralela/subparalela (setas em vermelho) tipicamente observados no interior da SS2 e da SS3. Observar a presença de porções com configurações transparentes (T) na SS2; (c) padrões de configuração de reflexões em clinoformas sigmoidais, internas à SS4. Notar as terminações em *baselap* (setas em vermelho) contra a SS3, e *toplap* (setas em azul) contra a SS5. Todas as figuras são detalhes da seção LS-11. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS..... 181

FIGURA 6-9: Diagrama de correlação estratigráfica, transversal à estruturação principal do Campo de Xaréu, passando pelos poços 12V, 13V, 3V e 4V. Estão caracterizadas na seção as principais unidades litoestratigráficas, assim como as discordâncias que as limitam (linhas mais espessas em lilás). Para a interpretação e correlação entre os trechos dos poços não cobertos pelos perfis geofísicos foram utilizadas informações extraídas de perfis compostos cedidos pela PETROBRAS. Localização da seção na figura 6-2..... 184

FIGURA 6-10: Carta cronoestratigráfica construída a partir da interpretação da seção sísmica LS-11 (vide figura 6-1 para localização), ilustrando as principais relações estratigráficas entre as seqüências sísmicas mapeadas no Campo de Xaréu. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS..... 186

FIGURA 6-11: Detalhe da porção aptiana/albiana da coluna litoestratigráfica da Sub-Bacia de Mundaú, com destaque nas seqüências rifte (Formação Mundaú) e transicional (Formação Paracuru). Notar a ocorrência do Membro Trairi na parte superior da Formação Paracuru (modificado de Beltrami *et al.* 1994). Definição do ambiente tectônico adaptado de Matos (2000)..... 188

FIGURA 6-12: Esquema de classificação de rochas carbonáticas proposto por Folk (1959), que enfatiza as proporções relativas de constituintes aloquímicos (intraclastos, oólitos, bioclastos e pelóides) e ortoquímicos (micrita e esparita)..... 190

FIGURA 6-13: Diagrama para a classificação de rochas carbonáticas proposto por Dunham (1962)..... 191

FIGURA 6-14: Testemunhos dos poços 1V e 3V apresentando algumas feições das principais Litofácies Siliciclásticas: A – Conglomerado com matriz margosa com clastos de folhelho (f), rochas graníticas (gr) e seixos de quartzo (qz) e feldspato (fd); B – conglomerado com clastos orientados de folhelho (f), seixos/grânulos de quartzo e

de feldspato (fd), e nódulos fosfáticos (P); C – arenito muito grosso a conglomerático, com grânulos de quartzo; D – arenito muito fino a fino, verde-escuro com laminação subhorizontal, apresentando evidências de escape de fluidos (indicadas pelas setas). Para localização dos poços, vide figura 6-2..... 196

FIGURA 6-15: Trechos de testemunhos selecionados dos poços 2V, 5V e 6V apresentando as principais Litofácies Carbonáticas. A – Brecha carbonática contendo clastos de calcilutitos laminados e maciços, imersos em uma matriz calcítica fortemente recristalizada. Litofácies RCb; B – calcarenito fino a médio, ostracoidal, laminado. Litofácies Ost; C – gradação normal (granodescrescência ascendente) observada em calcilutito turbidítico laminado. Notar a alternância cíclica entre as camadas. Litofácies CalcLam; D – calcilutito brechóide, com importante porosidade vugular impregnada por óleo. Litofácies CalcMac. Para localização do poço, vide figura 6-2..... 200

FIGURA 6-16: Trechos selecionados de testemunhos dos poços 1V, 3V e 6V, apresentando as principais Litofácies Carbonáticas. Notar que as rochas carbonáticas ocorrem tipicamente como intercalações em meio às Litofácies Siliciclásticas: A – Calcilutito maciço, compacto, recristalizado, apresentando fratura aberta subvertical impregnada por óleo. Litofácies CalcMac; B – calcilutito bege, apresentando acamamento subhorizontal incipiente. Litofácies CalcMac; C – Interlaminação carbonática entre calcilutito bege-claro e marga marrom-claro. Litofácies IntCb; D – laminito microbial intercalado em folhelho. Litofácies LamMic. Para localização dos poços, vide figura 6-2..... 203

FIGURA 6-17: Evolução diagenética proposta para as litofácies carbonáticas do Membro Trairí no Campo de Xaréu..... 206

FIGURA 6-18: Associações e distribuição de litofácies ao longo do lago da Sub-Bacia de Mundaú em função dos processos deposicionais e da posição geográfica no ambiente de sedimentação. Notar que os processos de movimentos de massa (fluxos de detritos e turbidíticos, escorregamentos) são os principais controladores da sedimentação no lago. (a) Modelo esquemático para a deposição das litofácies carbonáticas em ambiente de rampa (modificado e adaptado de McIlreath & James 1983); (b) Modelo conceitual para a geração de turbiditos siliciclásticos e distribuição das litofácies associadas; (c) Movimentos de massa produzidos por escorregamento. Os modelos (b) e (c) foram modificados e adaptados de Einsele (1991). Legenda das litofácies: RSil – ruditos siliciclásticos; ArnMMG – arenitos médios a muito grossos; ArnMFF – arenitos muito finos a finos; Silt – siltitos; RCb – ruditos carbonáticos; Ost – ostracoditos; CalcArn – calcarenitos; CalcLam – calcilutitos laminados; IntCb – interlaminações carbonáticas; CalcMac – calcilutitos/calciassiltitos maciços; FM – folhelhos e margas; LamMic – laminitos microbiais..... 214

FIGURA 7-1: Estados de tensões e a formação de falhas segundo o conceito de Anderson (1951 *apud* Twiss & Moores 1992). Nesta classificação, é assumido que um dos eixos principais de tensões (σ_1 , σ_2 ou σ_3) sempre estará disposto ortogonalmente à superfície terrestre..... 219

FIGURA 7-2: Geometria de falhas planas (rotacionais e não-rotacionais) e lístricas..... 219

FIGURA 7-3: Geometrias e estruturas associadas a falhas lístricas distensionais: (a) relação entre a falha lístrica principal, uma falha lístrica de segunda geração e as falhas antitéticas; (b) distinção entre diferentes geometrias de leques lístricos; (c) relações entre a geometria do anticlinal *rollover* e o desenvolvimento de falhas antitéticas de alto ângulo (à esquerda) e de baixo ângulo (à direita). Os números indicam a seqüência de formação das falhas, onde 1 é a mais jovem e 3 a mais antiga. Compilado de Gibbs (1984)..... 221

FIGURA 7-4: Seções transversais hipotéticas ilustrando o conceito de ângulo de cisalhamento (α) e suas possíveis relações geométricas com a presença de falhas subsidiárias presentes no teto de falhas lístricas. (a) Falhas e ângulos de cisalhamento sintéticos predominantes; (b) falhas e ângulos de cisalhamento antitéticos predominantes; e (c) situação em que ocorre uma proporção aproximadamente equivalente entre falhas sintéticas e antitéticas, indicando um ângulo de cisalhamento vertical. Modificado de Dula (1991)..... 222

FIGURA 7-5: A influência do ângulo de cisalhamento interno do bloco do teto sobre a geometria da bacia associada a falhas lístricas distensionais, determinada por meio de modelagens numéricas. α é o ângulo de cisalhamento; W é a largura da bacia; e_1 e e_2 são distâncias horizontais deslocadas pela falha. Compilado de Matos (1993)..... 223

FIGURA 7-6: Mapa de disposição das linhas sísmicas interpretadas. O asterisco indica as linhas ilustradas no decorrer do Capítulo; em azul, estão assinaladas as linhas sísmicas que foram submetidas a balanceamento. Arcabouço estrutural da Bacia do Ceará compilado de Zalán (1985), Castro (1992), PETROBRAS (1996) e Matos *et al.* (1996)..... 224

FIGURA 7-7: Mapa estrutural simplificado da Sub-Bacia de Mundaú. Modificado de PETROBRAS (1996) e Matos et al. (1996).....	225
FIGURA 7-8: Mapa estrutural sísmico em tempo (trânsito duplo) construído para o topo do "embasamento" no Campo de Xaréu. Notar a dominância de falhas normais (em vermelho) de direção NW-SE e com mergulhos para nordeste. Inflexões de falhas para ENE e NE são interpretadas como rampas laterais com rejeito direcional dextral. Intervalo de contorno das isolinhas de 25 ms. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.....	227
FIGURA 7-9: Mapa estrutural sísmico em tempo (trânsito duplo) construído para o topo da Formação Mundaú no Campo de Xaréu. Falhas normais de direção NW-SE também dominam a estruturação da Formação Mundaú. Notar que na porção sudeste do Campo, as falhas normais sofrem inflexões para NE, passando a constituir rampas laterais com rejeito direcional dextral. Intervalo de contorno das isolinhas de 25 ms. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.....	229
FIGURA 7-10: Mapa estrutural sísmico em tempo (trânsito duplo), construído para o topo da Formação Paracuru no Campo de Xaréu. À semelhança da Formação Mundaú, as falhas normais de direção NW-SE são as principais estruturas observadas. Notar que na porção sudeste do Campo, as falhas normais sofrem inflexões para NE, passando a constituir rampas laterais com rejeito direcional dextral. Eixos do anticlinal <i>rollover</i> e do sinclinal de borda mapeados são mostrados em azul. Intervalo de contorno das isolinhas de 25 ms. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.....	230
FIGURA 7-11: Arcabouço estrutural tridimensional do Campo de Xaréu exibindo a relação entre as falhas normais e as falhas de transferência (o mergulho das camadas está exagerado). Adaptado de Twiss & Moores (1992).....	231
FIGURA 7-12: Seção sísmica LS-11, transversal à estruturação principal do Campo de Xaréu (área delimitada pelo quadro azul), mostrando a geometria em rampa-patamar-rampa da Falha de Mundaú e do leque lístrico distensional que tipifica o Campo. Localização da seção nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Os dados sísmicos e de perfis de poços foram cedidos pela PETROBRAS.....	232
FIGURA 7-13: As geometrias de falhas distensionais associadas a (a) zonas de <i>detachments</i> e (b) <i>décollements</i> . Reproduzido de Ramsay & Hubber (1987).....	233
FIGURA 7-14: Seção sísmica exibindo a geometria de falhas na porção oeste do Campo de Xaréu (área delimitada pelo quadro azul). Notar a existência de falhas normais de alto ângulo, antitéticas, enraizadas na Falha de Xaréu e originadas pela acomodação das camadas afetadas pelo anticlinal <i>rollover</i> no bloco do teto da Falha de Xaréu. Seção transversal LS-08. Localização da seção nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.....	234
FIGURA 7-15: Detalhe da seção sísmica longitudinal LS-16: (a) estrutura-em-flor negativa localizada a sudeste da área do Campo de Xaréu. É interpretado que sua origem tenha sido condicionada pelos movimentos transcorrentes/transformantes relacionados à ruptura do Oceano Atlântico equatorial; (b) detalhe de (a) evidenciando o truncamento de segmentos da estrutura-em-flor negativa por reflexões internas ao Membro Uruburetama (indicadas pelas setas). Localização da seção nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Discussões no texto. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.....	236
FIGURA 7-16: Modelo estrutural proposto (a) para definição da cinemática da estrutura-em-flor negativa mapeada no Campo de Xaréu. Observe que a estrutura-em-flor está posicionada em uma terminação transtrativa de uma falha transcorrente dextral localizada a sudeste do Campo de Xaréu, mapeada pela PETROBRAS. Em um modelo alternativo, a orientação da estrutura-em-flor é comparável à de fraturas do tipo P relacionadas a falhas transcorrentes dextrais E-W (ver modelo em b), o que é permissível atribuir uma cinemática também dextral para a estrutura, cuja geometria tridimensional é mostrada em (c). Discussões no texto.....	237
FIGURA 7-17: (a) Estruturas contracionais mapeadas na região a noroeste do Campo de Xaréu são tipificadas por falhas inversas de alto ângulo possivelmente relacionadas a uma estrutura-em-flor positiva, além de dobramentos abertos associados. A orientação destas estruturas, que provavelmente é NE-SW, indica compressão NW-SE e distensão NE-SW; (b) interpretação alternativa para a mesma seção sísmica na qual os dobramentos poderiam, na verdade, corresponder a vales encaixados em estruturas de <i>graben</i> e <i>horst</i> , cuja orientação inferida, pode ser também NE-SW, indicando, neste caso, distensão NW-SE. Detalhe da seção sísmica LS-15. Localização da seção nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.....	238
FIGURA 7-18: A geometria dos dobramentos no Campo de Xaréu: (a) detalhe da seção sísmica transversal LS-11 exibindo o anticlinal <i>rollover</i> do Campo. Notar o perfil suave do dobramento; (b) detalhe da seção transversal LS-09	

exibindo um sinclinal de borda associado à Falha de Xaréu, localizado a oeste do anticlinal *rollover*. Notar a presença de falhas normais antitéticas, de alto ângulo. As posições das charneiras dos dobramentos estão indicadas pelas setas. Localização das seções nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.....240

FIGURA 7-19: Confronto entre deformações por (a) dobramento flexural e por (b) deslizamento flexural. Marcadores foram incluídos para ilustração da deformação ao longo dos flancos e da charneira das dobras. Modificado de Twiss & Moores (1992).....241

FIGURA 8-1: Estruturas indicativas de critérios cinemáticos em zonas de cisalhamento formadas em alta temperatura: (a) superfícies S-C; (b) bandas de cisalhamento C'; (c) *boudins* e clastos sigmoidais S-C e C'; (d) *boudins* e clastos rotacionais; (e) peixes de minerais micáceos e de foliação; (f) minidobras assimétricas.....244

FIGURA 8-2: Linhas de varredura interceptam preferencialmente as fraturas dispostas em maiores ângulos com relação a sua direção. Na área amostrada, a Linha 1, disposta horizontalmente, intercepta um total de 9 fraturas pertencentes ao conjunto A e 6 relacionadas ao conjunto B, embora as fraturas em ambos conjuntos apresentem o mesmo espaçamento. ϕ_A e ϕ_B representam o ângulo agudo formado entre a linha de varredura e os conjuntos de fraturas A e B, respectivamente.....247

FIGURA 8-3: Método de representação de uma superfície plana nos perfis de imagem. Qualquer plano não-perpendicular ao eixo do poço será tomado como uma elipse (a) que, quando o cilindro (poço) é aberto (b), passa a ser representado como uma senóide (c). Compilado de Serra (1989).....249

FIGURA 8-4: Mapa estrutural simplificado do Campo de Xaréu com a localização dos poços perfilados e testemunhados. Poços cuja identificação contenha a letra H correspondem a sondagens horizontais, enquanto que aqueles contendo a letra V são verticais. Mapa estrutural produzido a partir da reinterpretação de dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS.....250

FIGURA 8-5: Método de reorientação de testemunhos aplicado aos poços do Campo de Xaréu. Na maior parte dos casos, os testemunhos extraídos de campos de petróleo não são orientados (a), de forma que a atitude das estruturas neles presentes não pode ser recuperada. No entanto, conhecendo a localização exata do poço e o comportamento do acamamento (b), é possível efetuar a reorientação de um segmento de testemunho, desde que o acamamento apresente um mergulho mensurável. Lançando mão de uma rosa-dos-ventos (c), pode-se posicionar e girar o segmento do testemunho em questão, até que o mergulho do acamamento coincida com o sentido de mergulho das camadas determinadas a partir do mapa estrutural do campo petrolífero (d). Uma vez feito isto, é possível determinar a atitude das estruturas identificadas (falhas, fraturas etc.) com relativa precisão. As setas em cinza apontam para o sentido de mergulho do acamamento nos testemunhos.....254

FIGURA 8-6: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para a trama composta S_0+C_1 e as lineações L_1 . Para facilitar a visualização das lineações, a trama composta S_0+C_1 foi representada por meio de seus traços ciclográficos em cinza-claro. L_{1NOR} – lineação relacionada a deslocamentos normais; L_{1IND} – lineação sem deslocamento discriminado; L_{1EMP} – lineação relacionada a deslocamentos inversos.....258

FIGURA 8-7: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para o subconjunto de estruturas frágeis relacionado à deformação D_1 afetando as litologias do Membro Trairí no Campo de Xaréu.....259

FIGURA 8-8: As meso e microestruturas D_1 observadas nos testemunhos dos poços do Campo de Xaréu e relações possíveis com a sua macroestrutura (simplificada). Para correlação com o modelo tridimensional, as fotografias foram invertidas horizontalmente. Os testemunhos foram cedidos pela PETROBRAS para a descrição.....263

FIGURA 8-9: Modelos estruturais utilizados para exemplificar o modo de ocorrência das micro/mesoestruturas D_1 (cisalhamentos inter/intraestrutais; zonas de cisalhamento e falhas distensionais): (a) superfícies de descolamento relacionadas a falhas de baixo ângulo poderiam desenvolver zonas de cisalhamento subparalelas ao acamamento; (b) o deslizamento flexural nos flancos do anticlinal *rollover* originaria os cisalhamentos inter/intraestrutais.....263

FIGURA 8-10: Quadro evolutivo interpretado para as estruturas D_1 , provavelmente originadas durante o Cretáceo Inferior. Note a transição gradual entre as estruturas originadas em regime “dúctil” ou hidroplástico, próximo ao topo da figura, e aquelas essencialmente frágeis (incluindo exemplos transitórios), em direção à parte inferior da ilustração.....266

FIGURA 8-11: O efeito da sobrecarga (que cresce da esquerda para a direita da figura) na formação das micro e mesoestruturas D_1 no Campo de Xaréu. As linhas horizontais em cinza representam o acamamento, enquanto que as linhas negras mais espessas ilustram superfícies de cisalhamento (C, C' ou falhas normais) e as linhas azuis, as superfícies S.....	266
FIGURA 8-12: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para o conjunto de estruturas D_2 afetando as rochas do Membro Trairí no Campo de Xaréu.....	268
FIGURA 8-13: Método do plano M aplicado ao conjunto de estruturas D_2 para a determinação do campo de tensões relacionado a elas. Note que a orientação do campo de tensões nos poços 5V (a) e 6V (b) é muito similar, diferindo, no entanto, daquela do poço 8H (c). Discussões no texto.....	268
FIGURA 8-14: Variação dos mecanismos de deformação em função da profundidade, para uma porção na crosta terrestre submetida a um gradiente geotérmico de $25^\circ/\text{km}$ (região cratônica). Note a restrita faixa de ocorrência do mecanismo de fluxo particular e a ampla abrangência de condições PT da dissolução por pressão.....	272
FIGURA 8-15: Alguns fatores controladores do regime e dos mecanismos de deformação. (a) Efeito da pressão de fluidos (P_f) durante a deformação de um calcário submetido a uma pressão confinante constante de 70 MPa. O aumento da pressão de fluidos reduz sensivelmente a quantidade de tensão necessária à deformação da rocha, favorecendo o comportamento frágil da mesma; (b) curvas de tensão/deformação para um mármore submetido a diferentes taxas de deformação e a uma temperatura constante de 500°C . Quanto menor a taxa de deformação, mais dúctil será o comportamento da rocha quando deformada. Compilado de Van der Pluijm & Marshak (1997).....	273
FIGURA 8-16: Classificação das maclas de deformação em função de seu aspecto em seção delgada. São reconhecidos quatro tipos de lamelas de geminação, cada uma das quais originada sob determinadas condições térmicas. Compilado de Ferril (1991).....	274
FIGURA 8-17: Visões em mapa dos trechos perfilados (FMI e UBI) dos poços (a) 8H e 9H, e (b) 10H. Trajetória dos poços cedida pela PETROBRAS.....	275
FIGURA 8-18: Seção transversal do trecho perfilado do poço 10H, dividido nos trechos inclinado (à esquerda) e horizontal (à direita). Trajetória do poço cedida pela PETROBRAS.....	275
FIGURA 8-19: Quantidade de fraturas observadas em função da profundidade medida, interpretadas dos perfis de imagem dos poços 8H (a), 9H (b) e 10H (c). As linhas em vermelho representam número acumulado de fraturas com a profundidade. Os círculos em amarelo denotam pontos de maior concentração de fraturas, provavelmente devido à presença de falhas nas proximidades. Perfis de imagem cedidos pela PETROBRAS.....	278
FIGURA 8-20: Espaçamento entre as fraturas para o poço 8H. Os diagramas (a) e (b) representam histogramas confrontando o espaçamento e o número de fraturas observadas para todos os dados do poço (a) e somente para fraturas com espaçamento inferior a 1 metro (b). Note em (b) que a maior parte das fraturas apresenta espaçamentos da ordem de 5 a 15 centímetros. Em (c) é confrontado o espaçamento e o número acumulado de fraturas observadas, indicando que o espaçamento das fraturas no poço 8H segue, aproximadamente, uma distribuição fractal. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.....	281
FIGURA 8-21: Espaçamento entre as fraturas para o poço 9H. Os diagramas (a) e (b) representam histogramas confrontando o espaçamento e o número de fraturas observadas para todos os dados do poço (a) e somente para fraturas com espaçamento inferior a 1 metro (b). Note em (b) que, a maior parte das fraturas apresenta espaçamentos da ordem de 20 a 30 centímetros. Em (c) é confrontado o espaçamento e o número acumulado de fraturas observadas, indicando que o espaçamento das fraturas no poço 9H obedece, aproximadamente, a uma distribuição fractal. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.....	282
FIGURA 8-22: Relações entre o espaçamento e a distribuição de fraturas no poço 10H. Diagramas de número de fraturas <i>versus</i> espaçamento: (a) todos os dados do poço; (b) dados do trecho inclinado; (c) dados do trecho horizontal; (d) dados apenas para as fraturas com espaçamento igual ou menor que um metro no trecho horizontal. Diagramas bilogarítmicos de número acumulado de fraturas <i>versus</i> espaçamento: (e) todos os dados do poço; (f) dados do trecho inclinado; (g) dados do trecho horizontal. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.....	285
FIGURA 8-23: Trajetória do poço 10H e a divisão em segmentos estruturais. Para os segmentos I a XIV são mostrados os respectivos estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) com o contorno (1% de área) para os pólos das fraturas interpretadas por meio do perfil de imagem. As barras em cinza indicam a direção média das	

fraturas determinada a partir das guirlandas (traços ciclográficos). Os pontos em azul correspondem aos pólos das guirlandas. Discussões no texto. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.....286

FIGURA 9-1: Mapa de disposição das linhas sísmicas empregadas durante o balanceamento 2D. Arcabouço estrutural da Bacia do Ceará compilado de Zalán (1985), Castro (1992), PETROBRAS (1996) e Matos *et al.* (1996).....291

FIGURA 9-2: Métodos de restauração de seções em ambientes distensionais. (a) comprimento de camada; (b) cisalhamento inclinado; (c) fluxo paralelo á falha..... 294

FIGURA 9-3: Fluxograma seguido durante o balanceamento de seções do Campo de Xaréu..... 296

FIGURA 9-4: Seções geológicas do Campo de Xaréu (área delimitada pelo quadro azul) utilizadas no balanceamento 2D. As seções empregadas foram reproprocessadas a partir de suas originais em tempo pela PETROBRAS objetivando a conversão em profundidade. Localização das seções na figura 9-1.....298

FIGURA 9-5: Restauração seqüencial definida para a seção LS-11. Localização da seção na figura 9-1. Seção sísmica processada em profundidade pela PETROBRAS..... 300

FIGURA 9-6: Restauração seqüencial definida para a seção LS-12. Localização da seção na figura 9-1. Seção sísmica processada em profundidade pela PETROBRAS..... 301

FIGURA 9-7: Gráficos de estiramento construídos para as seções LS-11 e LS-12..... 303

FIGURA 9-8: Restauração seqüencial definida para a seção LS-08. Localização da seção na figura 9-1. Seção sísmica processada em profundidade pela PETROBRAS..... 304

FIGURA 9-9: Restauração seqüencial definida para a seção LS-09. Localização da seção na figura 9-1. Seção sísmica processada em profundidade pela PETROBRAS..... 305

FIGURA 9-10: Gráficos de estiramento construídos para as seções LS-08 e LS-09..... 306

FIGURA 9-11: Confronto entre os fatores de estiramento calculados para as seções balanceadas do Campo de Xaréu..... 309

FIGURA 9-12: Relações trigonométricas entre seções deformadas (a) e não-deformadas (b). Em ambos os casos as seções XZ são representadas pelos planos em vermelho, enquanto que as seções oblíquas estão na cor azul (modificado de Cooper 1983)..... 310

FIGURA 9-13: Exemplos dos ábacos construídos a partir das seções estruturais balanceadas, os quais podem ser empregados na determinação dos valores de s (estiramento relacionado a seções XZ) a partir de (a) ângulos ϕ conhecidos e (b) valores de s' previamente calculados. As setas em cinza-claro indicam o sentido de “entrada” e “saída” dos dados nos ábacos.....313

FIGURA 9-14: Ábacos construídos para as quatro seções estruturais do Campo de Xaréu modeladas, apresentando os valores de s determinados por meio de ângulos ϕ conhecidos (diagramas à esquerda) e de s' determinados pelo balanceamento das seções oblíquas (diagramas à direita). As curvas em verde, nos diagramas à esquerda, representam as populações de s' calculados a partir do balanceamento das seções oblíquas, enquanto que as linhas em preto, nos diagramas à direita, representam o intervalo angular de ϕ definido a partir da análise dos testemunhos de sondagem do Campo, considerando que a direção de transporte tectônico verdadeiro para a Sub-Bacia de Mundaú estaria compreendida entre 060° e 070° Az.....315

FIGURA 9-15: Contexto tectônico integrado para o Campo de Xaréu e proximidades (ao nível do topo da Formação Paracuru) onde são mostradas as falhas normais (a), principais estruturas do Campo, a estrutura-em-flor negativa, a sudeste (b), e falhas inversas com eixos de dobramentos associados, a noroeste (c). Embora cada conjunto de estruturas esteja relacionado a um elipsóide de deformação local, todos podem ser compatibilizados por meio de um mesmo estado de esforços de abrangência regional (setas em vermelho)..... 316

FIGURA 10-1: Mecanismo de formação de selos por justaposição entre rochas de propriedades permo-porosas distintas, ao longo da superfície de falhamento. Além da própria justaposição, mecanismos de selos adicionais podem estar atuando de modo a intensificar a capacidade de selo da falha. Modificado de Sneider & Sneider (2002).....319

FIGURA 10-2: Mecanismo de formação de selos envolvendo a produção de espelhos de argilominerais ao longo da superfície de uma falha normal. Note que o falhamento pode provocar a superposição (seta em amarelo) de espelhos formados por camadas de diferentes espessuras (Δz) e em várias profundidades. Este tipo de selo pode ocorrer em diversas escalas, desde microscópica até métrica. Modificado de Yielding *et al.* (1997)..... 319

FIGURA 10-3: Aspectos básicos dos diagramas de justaposição. Em (a) é ilustrada uma falha tridimensional (plano WXYZ) com deslocamento variável ao longo de sua superfície. Na construção do diagrama de justaposição (b), devem ser extraídos o plano de falha e as superposições definidas entre as unidades estratigráficas. As unidades estratigráficas localizadas no bloco do muro interceptam a falha por detrás do diagrama, enquanto que as unidades posicionadas no bloco do teto ocorrem à frente do diagrama. As justaposições são representadas em (b) por triângulos (123) ou por losangos (2345). Falhas normais com deslocamento constante são representadas por linhas verticais no diagrama (FF' por exemplo), ao passo que falhas que apresentem deslocamento variável pode ser ilustradas como dois segmentos de reta que se encontram no ponto de máximo rejeito (linha fof'). Modificado de Knipe (1997)..... 321

FIGURA 10-4: Diagramas de justaposição construídos para os poços 5V (a) e 6V (b) no Campo de Xaréu. Notar a diferença de espessura das camadas de folhelho entre ambos os diagramas, levando à formação de padrões de superposição distintos e complexos em cada caso. 1 e 2 representam situações onde ocorrem justaposições a partir de rejeitos de falha inferiores a um metro. Discussões no texto. Dados de testemunhagem cedidos pela PETROBRAS..... 323

FIGURA 10-5: Na Sub-Bacia de Mundaú, a formação homônima (em verde) corresponde à sua seção rifte. Embora a formação apresente espessamento em direção à Falha de Mundaú (a falha de borda), esta variação de espessura não é tão proeminente como o observado em outras seqüências riftes das bacias sedimentares marginais. Por outro lado, a Formação Paracuru, interpretada como a seção transicional na Sub-Bacia de Mundaú, apresenta espessamento em direção a NE, em oposição à Formação Mundaú. Seção sísmica transversal LS-11. O quadro em azul delimita a área do Campo de Xaréu. Dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS..... 326

FIGURA 10-6: Em algumas seções sísmicas do Campo de Xaréu, foi possível reconhecer que a Formação Paracuru apresenta espessamento em direção a falhas normais antitéticas à Falha de Mundaú, o que pode indicar que estas estruturas estiveram ativas durante a deposição da formação. Detalhe da seção sísmica transversal LS-09. Dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS..... 327

FIGURA 10-7: Modelagens numéricas aplicadas à distensão da litosfera. Em (a) é observada a formação de uma bacia-rifte clássica, condicionada pela formação de uma falha de borda em direção à qual ocorre espessamento da seção estratigráfica dos depósitos sedimentares sintectônicos. Neste caso, o estiramento litosférico seria acomodado, principalmente, por deformação frágil da crosta superior. Em (b) é ilustrada a formação de um rifte que evolui por subsidência gradual (*sag*) da crosta superior, por sua vez condicionada pelo estiramento dúctil da crosta inferior. A distensão diferencial entre as crostas superior e inferior provoca o desenvolvimento de uma superfície de descolamento (ou desacoplamento), que passa a funcionar como um limite intracrustal. Modificado de Karner *et al.* (2003)..... 328

FIGURA 10-8: Na Sub-Bacia de Mundaú, o Estágio Rifte poderia ser decomposto em duas etapas distintas, ainda que contínuas e sucessivas no tempo geológico: na etapa Sinrifte seria depositada a Formação Mundaú, condicionada por uma deformação frágil concentrada na crosta superior, operante em um intervalo de tempo relativamente curto. Na etapa Tardirifte ocorreria a deposição da Formação Paracuru em um contexto de subsidência (*sag*) associada ao estiramento dúctil da crosta inferior. Esta fase de geração de espaço seria razoavelmente mais lenta que a anterior; como consequência, a Formação Paracuru apresenta espessuras menores que a Formação Mundaú. Adaptado de Karner *et al.* (2003)..... 330

FIGURA 10-9: Quadro tectono-estrutural para a transição entre o Neobarremiano e o Mesoptiano, quando a deformação foi controlada pela instalação de uma tectônica transcorrente dextral ao longo da Margem Equatorial Atlântica. Estruturas creditadas a esta fase da evolução tectônica da Margem correspondem às fraturas D₁ no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (a), às fraturas relacionadas ao sistema D₁ na Ponta de Jericoacoara (b), às falhas “rifte” que afetam a Formação Mundaú no Campo de Xaréu (c), e às fraturas mapeadas no afloramento BCE-09 a sudoeste de Fortaleza (d) e na Ponta do Iguape (e). Embora as falhas “rifte” do Campo de Xaréu estejam representadas juntamente com as fraturas no continente, é interpretado que as primeiras tenham sido originadas em uma etapa de deformação posterior, entre o Eo e o Mesoptiano. Para ilustração, está incluída a linha de costa atual (em azul) dos continentes Sul-Americano e Africano. Reconstrução pré-deriva continental e base geológica modificadas de Matos (2000)..... 333

FIGURA 10-10: Quadro tectono-estrutural atuante na Margem Equatorial Atlântica entre o Mesoaptiano e o Eoalbio, em continuidade com a tectônica transcorrente/transtativa dextral com origem no Neobarremiano. Estruturas relacionadas a esta fase da evolução tectônica da Margem foram observadas somente no Campo de Xaréu (a), onde são representadas pelas falhas normais e oblíquas que afetam o topo da Formação Paracuru, incluindo as falhas transcorrentes e inversas, e as estruturas-em-flor, além das estruturas D_1 identificadas nos testemunhos de sondagem. Para ilustração, está incluída a linha de costa atual (em azul) dos continentes Sul-Americano e Africano. Reconstrução pré-deriva continental e base geológica modificadas de Matos (2000)..... 334

FIGURA 10-11: Modelos estruturais esquemáticos para explicação da deformação cretáceo-cenozóica na região de Icapuí (CE), porção ocidental da Bacia Potiguar, a partir da associação com estruturas de direção E-W ou NW-SE na Margem Continental e NE-SW no interior. Em (a) são ilustrados lineamentos NE-SW e E-W interpretados de dados magnetométricos. Em (b) são mostradas as estruturas relacionadas à reativação, dextral ou sinistral, do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém. (c), (d) e (e) representam detalhes das terminações do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém e sua interconexão com uma zona transcorrente E-W hipotética, situada no domínio oceânico. Compilado de Sousa (2003).....336

FIGURA 10-12: Quadro tectono-estrutural em operação na Margem Equatorial Atlântica durante o Neógeno (Mioceno a Plioceno). Neste período, três campos de esforços distintos controlaram o desenvolvimento das estruturas no continente e na plataforma: a continuidade de deformação transcorrente/transformante originada no Cretáceo provocou a reativação frágil do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (LPGFB – um segmento da Zona de Cisalhamento do Jaguaribe) e a origem das falhas normais, dobras e estruturas-em-flor positiva afetando a Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (a) conforme caracterizado por Sousa (2003); um regime de expansão geral na superfície horizontal deu origem às fraturas relacionadas ao sistema D_2 na Ponta de Jericoacoara (b) e das estruturas D_2 nos testemunhos de sondagem do Campo de Xaréu (não representadas); a expansão da Dorsal Mesoatlântica somada à compressão da Cadeia Andina tem submetido a Placa Sul-Americana a um regime compressivo de direção E-W que, somado a relíquias da tectônica cretácea, foi responsável pela formação das dobras na região de Camocim (c). Traçados das zonas de fraturas oceânicas segundo Sokolov (1999a) e base geológica modificada de Matos (2000)..... 338

FIGURA 10-13: A deformação caracterizada no Neógeno da Província Borborema pode ter envolvido um regime de expansão geral na superfície horizontal, na qual o eixo principal de distensão (σ_3) seria aproximadamente E-W (NE-SW). A compressão relativa correspondente, mais apropriadamente uma distensão mínima N-S, e seria acompanhada pela permuta entre os eixos σ_1 e σ_2 , graças a variações na pressão de fluidos (P_f), induzindo, localmente, regimes de falhas normais (a) ou transcorrentes (b).....339

FIGURA 10-14: Esquema ilustrando como uma estrutura dômica termicamente ativada produziria distensão E-W e “compressão” N-S aparente. Juntas distensionais N-S (um conjunto E-W poderia ser desenvolvido subordinadamente) são previstas pelo modelo, que apresenta boa correspondência com a estruturação neógena na Província Borborema. Compilado de Dantas (1998)..... 340

FIGURA 10-15: Concepção da deformação caracterizada por expansão geral na superfície topográfica induzida pelo domeamento termicamente ativado entre o Neógeno e o Pleistoceno. O intumescimento crustal (crosta média a superior) foi provocado pela passagem da Placa Sul-Americana sobre uma pluma mantélica, que provocou a fusão do manto litosférico e levou à formação do Vulcanismo Macau. Modificado de Jardim de Sá *et al.* (no prelo)..... 340

Índice de Pranchas e Fotografias

PRANCHA 5-1..... 131

FOTOGRAFIA 1: Folhelhos negros com intercalações de níveis carbonáticos (calcilutitos finamente laminados – unidades C4 e C5). Notar a perfeita continuidade e horizontalidade das camadas, indicando condições de sedimentação muito calmas. O quadro amarelo corresponde ao detalhe exposto na fotografia 2. Bacia do Araripe (CE).

FOTOGRAFIA 2: Detalhe da fotografia 1 exibindo a unidade carbonática C5. Notar a alternância entre camadas mais finas de calcilutito e folhelho abaixo do pacote mais espesso de calcário. Bacia do Araripe (CE).

FOTOGRAFIA 3: Arenito muito fino, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (sentido de corrente para W), pertencente à Formação Rio da Batateira. Bacia do Araripe (CE).

FOTOGRAFIA 4: Detalhe dos calcilutitos laminados da camada carbonática C6 na Bacia do Araripe (CE). Notar a boudinage (indicado pela seta) e a regularidade na alternância entre lâminas, sendo que as em tom cinza-escuro são ricas em matéria orgânica.

FOTOGRAFIA 5: Brecha carbonática normalmente presente no topo da unidade C6 Bacia do Araripe (CE).

PRANCHA 5-2..... 138

FOTOGRAFIA 1: Ortognaisse bandado afetado por uma falha tardibrasileira, transcorrente sinistral, originada em regime dúctil/frágil, na qual está alojado um dique de pegmatito. A falha, que possui direção NW-SE, provoca o arrasto do bandamento do ortognaisse. Região de João Câmara (RN).

FOTOGRAFIA 2: Diques de diabásio alojados em fraturas E-W, correlacionados ao Vulcanismo Rio Ceará-Mirim (RCM), de idade juro-cretácea, na região da Grota da Ferveadeira (RN).

FOTOGRAFIA 3: Trecho do afloramento de Afonso Bezerra (RN) estudado por Oliveira et al. (1993), caracterizado por uma estrutura-em-flor positiva NW-SE, com componente direcional dextral, afetando as camadas do Calcário Jandaíra.

FOTOGRAFIA 4: Falha transcorrente dextral N-S, contendo goethita e afetando ortognaisse bandado. A cinemática dextral é inferida pelo escalonamento de juntas distensionais de direção NNE-SSW, também contendo goethita. O ângulo menor que 45° entre a junta distensional e a falha sugere transtensão. Região da Grota da Ferveadeira (RN).

FOTOGRAFIA 5: Basculamento acentuado afetando as camadas da seção basal da Formação Barreiras em Icapuí (CE). Notar o espessamento do nível conglomerático (cong) em direção a NE. O basculamento e o espessamento sedimentar podem ter sido causados por uma falha listrica de direção NW-SE e mergulho para SW, não representada na fotografia.

PRANCHA 5-3..... 139

FOTOGRAFIA 1: Falhas distensionais planas de direção N-S a NNW-SSE, dispostas em um arranjo em dominó, afetando a seção basal da Formação Barreiras na região de Icapuí (CE). Notar o basculamento das camadas da Formação Barreiras induzido pelo falhamento.

FOTOGRAFIA 2: Falha distensional, com estilo hidroplástico. Notar o processo de boudinage sigmoidais e a formação de estruturas S-C indicando transporte tectônico para NW. O cabo do martelo aponta para o norte. Região de Icapuí (CE).

FOTOGRAFIA 3: Dobramento suave, simétrico, afetando as camadas da seção basal da Formação Barreiras na região de Icapuí (CE). Notar o desenvolvimento de planos de clivagem S_1 (traços em azul), relacionada à dissolução mineral dos arenitos.

FOTOGRAFIA 4: Fratura de direção NE-SW preenchida originalmente por goethita (G) e reativada em estágio posterior, com preenchimento por calcita fibrorradial (C). Região da Grota da Fervedeira (RN).

FOTOGRAFIA 5: Falha transcorrente sinistral de direção WNW-ESE exibindo estruturas em dominó preenchidas por calcita placosa. Região da Grota da Fervedeira (RN).

PRANCHA 5-4..... 142

FOTOGRAFIA 1: Conglomerado da Formação Camocim (observado na região homônima) contendo seixos subangulosos a subarredondados, predominantemente de quartzo, envoltos por uma matriz areno-argilosa lateritizada.

FOTOGRAFIA 2: Contato entre os arenitos grossos com matriz lateritizada (arn) e os conglomerados (cong), ambos da Formação Camocim, na região homônima. Notar o mergulho para SW, indicando o basculamento das camadas.

FOTOGRAFIA 3: Discordância angular definida entre a Formação Camocim e o depósito de arenitos de paleodunas avermelhas, correlacionáveis à Formação Potengi. Notar a inclinação do acamamento dos conglomerados da Formação Camocim.

FOTOGRAFIA 4: Sinclinal com eixo de baixo caimento para SW, desenvolvido nos conglomerados da Formação Camocim. Notar o depósito de paleodunas sobre o sinclinal.

FOTOGRAFIA 5: Antiforme afetando as camadas de rochas conglomeráticas da Formação Camocim na região homônima. O eixo do antiforme é subhorizontal e possui direção NE-SW. Notar a forte inclinação das camadas na porção nor-noroeste do dobramento e a discordância angular entre a Formação Camocim e os arenitos da Formação Potengi, sobrepostos.

PRANCHA 5-5..... 147

FOTOGRAFIA 1: Arenitos grossos com níveis conglomeráticos e estratificações cruzadas acanaladas da porção noroeste do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

FOTOGRAFIA 2: Seixos de quartzo decimétricos em conglomerados intercalados em arenitos grossos, na porção centro-sul do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

FOTOGRAFIA 3: Milonito derivado augen gnaiss do embasamento do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE) exibindo foliação bastante desenvolvida relacionada à atuação da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Notar a presença de exsudados de quartzo e feldspato que indicam cinemática transcorrente dextral.

FOTOGRAFIA 4: Porção sul da Serra de Santana do Acaraú (CE) (ponto 1 na figura 5-13), exibindo o mergulho suave do acamamento em direção a nordeste.

FOTOGRAFIA 5: Arenitos grossos com níveis conglomeráticos exibindo acamamento com mergulho forte (linha tracejada em amarelo) para leste. Ponto 3 na figura 5-13. Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

FOTOGRAFIA 6: Arenito médio a grosso, com estratificações cruzadas do tipo *hummocky*, exibindo forte mergulho para leste (linha tracejada em amarelo). Ponto 3 na figura 5-13. Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

PRANCHA 5-6..... 152

FOTOGRAFIA 1: Fraturas de cisalhamento transcorrentes dextrais com direção NW-SE a WNW-ESE (a tampa da caneta aponta para o norte) e dispostas em leque, relacionadas à fase de deformação D_1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Notar, à esquerda, a presença uma falha NNE-SSW, transcorrente sinistral.

FOTOGRAFIA 2: Fraturas de cisalhamento transcorrentes dextrais com direção NW-SE a WNW-ESE (a tampa da caneta aponta para o norte), relacionadas à fase de deformação D_1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

FOTOGRAFIA 3: Falhas transcorrentes sinistrais com direção N-S, constituindo pares conjugados com as falhas transcorrentes dextrais NW-SE (a tampa da caneta aponta para o norte). Ambas as estruturas são relacionadas à fase de deformação D₁ no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

FOTOGRAFIA 4: Falhas transcorrentes sinistrais com direção N-S constituindo par conjugado com falhas transcorrentes dextrais NW-SE (a tampa da caneta indica o norte), ambas relacionadas à fase de deformação D₁ no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). No detalhe, notar a infiltração do nível argiloso no plano de falha.

FOTOGRAFIA 5: Detalhe da fotografia 4 mostrando o estiramento de níveis argilosos (indicado pela seta), com a conseqüente infiltração do material no plano de falhamento D₁ (processo de *clay smearing*). Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

FOTOGRAFIA 6: Estiramento de níveis argilosos (indicado pela seta) originando o processo de *clay smearing*, devido ao deslocamento provocado pelas falhas D₁ no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

PRANCHA 5-7..... 153

FOTOGRAFIA 1: Falha transcorrente dextral de direção NW-SE, relacionada à fase de deformação frágil D₁, no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Notar o seccionamento do seixo de quartzo no centro da fotografia.

FOTOGRAFIA 2: Brecha tectônica originada pela cataclase de arenitos grossos (note a composição dos fragmentos angulosos) no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE), possivelmente durante a fase de deformação D₂.

FOTOGRAFIA 3: Estrias (sentido indicado pela seta) desenvolvidas sobre películas silicosas, indicando movimento oblíquo (normal +transcorrente dextra l) em plano de falha com direção NNW-SSE. Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

FOTOGRAFIA 4: Plano de falha oblíqua E-W (normal +transcorrente dextral) apresentando estrias formadas por uma película de quartzo microcristalino. A seta indica o sentido de mergulho da estria. Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú.

FOTOGRAFIA 5: Película de óxido de ferro desenvolvida sobre plano de falha com direção NNW-SSE (a ponta da caneta indica o norte). Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Notar a estria de baixo ângulo (indicada pela seta).

PRANCHA 5-8..... 156

FOTOGRAFIA 1: Plano exposto de fratura, com direção E-W (o cabo do martelo aponta para o norte), afetando augen gnaiss na região a sudoeste de Fortaleza (CE) e contendo preenchimento por veio de quartzo, correlacionado aos últimos incrementos da deformação brasileira, já em regime frágil/dúctil.

FOTOGRAFIA 2: Fraturas de direção aproximadamente E-W (a tampa da caneta aponta para o norte) afetando augen gnaiss monzogranítico na região a sudoeste de Fortaleza (CE).

FOTOGRAFIA 3: Plano exposto de fratura com direção E-W (a tampa da caneta aponta para o norte) exibindo películas de óxido de ferro. Augen gnaiss na região a sudoeste de Fortaleza (CE). O quadro em amarelo indica a localização do detalhe mostrado na fotografia 4.

FOTOGRAFIA 4: Detalhe do plano de fratura E-W, ilustrado na fotografia 3, evidenciando a impregnação por óxido de ferro.

FOTOGRAFIA 5: Fratura com direção ENE-WSW, completamente impregnada por película de óxido de ferro. Augen gnaiss na região a sudoeste de Fortaleza (CE).

FOTOGRAFIA 6: Juntas distensionais com direção NW-SE em escalonamento com fraturas de cisalhamento E-W, indicando cinemática transcorrente dextral para estas. Note que as juntas de distensão sofrem deflexão para WNW-ESE próximo à fratura de cisalhamento. Região a sudoeste de Fortaleza (CE).

PRANCHA 5-9..... 159

FOTOGRAFIA 1: Ortoquartzito pertencente ao Grupo/Complexo Ceará aflorante na região da Ponta do Iguape (CE), exibindo acamamento com mergulho moderado para SW. Notar o importante fraturamento que afeta esta litologia.

FOTOGRAFIA 2: Conjuntos de fraturas com direções variadas afetando os ortoquartzitos da Ponta do Iguape (CE) (o cabo do martelo aponta para o norte). Note o escalonamento do conjunto de fraturas NNE-SSW no centro da fotografia, indicando cinemática normal.

FOTOGRAFIA 3: Falhas oblíquas (movimento normal indicado pelas setas amarelas e movimento transcorrente sinistral indicado pelas setas pretas) com direção aproximadamente NW-SE (o cabo do martelo aponta para o norte) e apresentando juntas distensionais subverticais escalonadas. Ponta do Iguape (CE).

FOTOGRAFIA 4: Protofalha normal de baixo ângulo e com direção E-W, com escalonamento de fraturas subsidiárias (fraturas T? em relação à falha principal). Ponta do Iguape (CE).

FOTOGRAFIA 5: Dobramento aberto F_{n+} com superfície axial (S_{n+} – em vermelho) subvertical com direção NE-SW, que retrabalha uma superfície tectônica mais antiga (S_n – em azul). Na porção direita do mosaico, notar a presença de uma dobra isoclinal recumbente (indicada pela seta em amarelo) que afeta o acamamento (S_0 – em amarelo) do ortoquartzito, originando uma superfície composta $S_0 \& S_{n+}$. Ponta de Jericoacoara (CE).

PRANCHA 5-10..... 164

FOTOGRAFIA 1: Juntas distensionais com direção NW-SE, representando o principal conjunto de fraturas relacionadas ao sistema D_1 na Ponta de Jericoacoara (CE). Notar a alta densidade e a regularidade no espaçamento das fraturas.

FOTOGRAFIA 2: Estrutura plumosa observada em uma junta distensional de direção NW-SE. O eixo da estrutura indica a direção de compressão máxima que a originou. Ponta de Jericoacoara (CE).

FOTOGRAFIA 3: Juntas distensionais (em azul) com direção NW-SE (o cabo do martelo indica o norte), escalonadas em relação a falhas normais (em amarelo) de ângulo baixo a moderado também de direção NW-SE, ambas relacionadas ao sistema D_1 . Notar a interferência das fraturas do sistema D_1 sobre um veio de quartzo tardibrasileiro (seta em verde). Jericoacoara (CE).

FOTOGRAFIA 4: Falha E-W transcorrente dextral apresentando sítio transtrativo onde foi originada uma estrutura-em-dominó. Juntas distensionais escalonadas (traços em azul) coadunam a cinemática interpretada. Ponta de Jericoacoara (CE).

FOTOGRAFIA 5: Zona de falha oblíqua (normal +transcorrente dextral) de direção WNW-ESE, com juntas distensionais (em azul) escalonadas orientadas segundo NW-SE. Observar a presença de falhas transcorrentes dextrais escalonadas em relação à falha principal. O movimento normal pode ser observado na fotografia 5. Ponta de Jericoacoara (CE).

FOTOGRAFIA 6: Corte vertical da falha oblíqua mostrada na fotografia 5 evidenciando a movimentação normal da mesma, inferida a partir do escalonamento com juntas distensionais (em azul) NW-SE. Ponta de Jericoacoara (CE).

PRANCHA 5-11..... 165

FOTOGRAFIA 1: Fraturas com direção ENE-WSW a WNW-ESE relacionadas ao sistema D_2 e mostrando preenchimentos por óxido de ferro (a) e calcedônia (b). Observe ainda na fotografia à esquerda a presença de fraturas com orientação NW-SE, NNW-SSE e WNW-ESE. Ponta de Jericoacoara (CE).

FOTOGRAFIA 2: Falha transcorrente dextral de direção E-W associada a juntas distensionais escalonadas WNW-ESE. O baixo ângulo entre as juntas e a falha indica um contexto transtrativo. Notar que ambos conjuntos apresentam preenchimento por calcedônia, mais desenvolvido nas fraturas WNW-ESE. Ponta de Jericoacoara (CE).

FOTOGRAFIA 3: Estruturas em dominó preenchidas por óxido de ferro. Estas estruturas são desenvolvidas em sítios transtrativos de falhas transcorrentes dextrais com direção WNW-ESE relacionadas ao sistema de fraturas D_2 na Ponta de Jericoacoara (CE).

FOTOGRAFIA 4: Fraturas WNW-ESE (o cabo da marreta aponta para o norte) relacionadas ao sistema D₂, afetadas por dobramento frágil/dúctil em estilo *kink*. A partir do dobramento e do desenvolvimento dos sítios transtrativos com maior concentração de óxido de ferro, pode ser inferida uma protofalha transcorrente sinistral com direção N-S/NNE-SSW.

FOTOGRAFIA 5: Falha transcorrente sinistral com direção N-S, preenchida por óxido de ferro e mostrando forte cataclase da rocha hospedeira, como evidenciado pela presença de fragmentos de quartzito em meio ao veio de óxido.

FOTOGRAFIA 6: Diversos conjuntos de fraturas, com direções variadas, mostrando preenchimento por óxido de ferro. As características destas estruturas permitem inferir um processo de expansão geral na superfície do afloramento, provavelmente associado a pressões de fluidos elevadas. O cabo da marreta aponta para o norte. Ponta de Jericoacoara (CE).

PRANCHA 6-1..... 195

FOTOGRAFIA 1: Arenito médio a grosso (subarcósio), com grãos de K-feldspato (Kf), plagioclásio (pl), biotita (biot) e opacos (opacos). Notar a importante porosidade interpartícula (em azul) e a presença de cimentação carbonática (cb) preenchendo alguns poros. Litofácies ArnMMG. Seção delgada 41198. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 2: Arenito médio a grosso (subarcósio) ilustrado na fotografia anterior. Litofácies ArnMMG. Seção delgada 41198. Nicóis cruzados.

FOTOGRAFIA 3: Siltito com laminação incipiente e grãos de quartzo e opacos dispersos. Litofácies SArnMFF. Seção delgada 27121. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 4: Folhelho apresentando importante porosidade horizontal gerada pela descompressão do testemunho e/ou pela desidratação dos argilominerais presentes. Notar a presença de fragmentos de rochas carbonáticas (cb). A seta indica o topo estratigráfico da seção. Litofácies FAM. Seção delgada 39739. Nicóis cruzados.

FOTOGRAFIA 5: Marga com granulometria de silte a areia muito fina, apresentando grãos de quartzo (qz) dispersos, níveis de folhelho (fol) intercalados e de pelóides (pel) intensamente achatados. Fraturas abertas (frat) aparecem próximo ao topo e à base da fotografia. Litofácies FAM. Seção delgada 41199. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 6: Marga exibindo intercalações de calcita finamente cristalizada (cc). Litofácies FAM. Seção delgada 39738. Nicóis paralelos.

PRANCHA 6-2..... 199

FOTOGRAFIA 1: Intraclastos (intra) e oólitos (oo) envoltos por veios preenchidos por cimento fibroso de calcita cristalina (calc). Litofácies RCb. Seção delgada 44168. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 2: Intraclastos (intra) de *mudstones* dispersos em matriz margosa (marg) exibindo veios de calcita cristalina (porções em branco). Litofácies RCb. Seção delgada 44165. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 3: *Grainstone* bioclástico rico em carapaças articuladas e recristalizadas de ostrácodes (ost). Litofácies CalArnOst. Seção delgada SD-24b. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 4: Marga bioclástica contendo carapaças desarticuladas de ostrácodes. Litofácies CalArnOst. Seção delgada 41199. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 5: *Wackestone* parcialmente piritizado, contendo oólitos (oo) e fragmentos de carapaças de ostrácodes (ost) dispersos na matriz. Notar um acamamento incipiente subhorizontal. Litofácies CalArnS. Seção delgada 44162. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 6: *Grainstone* oolítico maciço contendo grão de pirita (pir). Litofácies CalArnS. Seção delgada 44162. Nicóis paralelos.

PRANCHA 6-3.....204

FOTOGRAFIA 1: Fragmento de alga clorofícea englobado por cristais de calcita dedolomitizada (calc). Notar a importante porosidade vugular originada pela dissolução dos antigos cristais de dolomita. Litofácies CalArnS. Seção delgada 44161. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 2: Porosidade vugular (porções em azul) afetando calcita dedolomitizada (calc), parcialmente preenchida por óleo. Litofácies CalArnS. Seção delgada 41161. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 3: *Wackestone* bioclástico/peloidal, laminado, apresentando pelóides piritizados (pir) dispersos em uma matriz siltito-peloidal. Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos). Seção delgada 41196. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 4: *Packstone* peloidal, laminado, exibindo pelóides (pel) elípticos e alongados, orientados horizontalmente. Algumas cavidades exibem preenchimento de calcita fina (calc). Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos). Seção delgada SD-14b. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 5: Lâminas de *mudstones* (mud) intercaladas com níveis de calcita fina recristalizada (calc). Os níveis de *mudstones* possivelmente foram formados pelo forte estiramento de pelóides. Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos). Seção delgada SD-32. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 6: Seções de possíveis vértebras de peixes imersas em uma matriz micrítica de *wackestone* bioclástico/peloidal. O conteúdo dos moldes foi completamente dissolvido. Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos). Seção delgada 41196. Nicóis paralelos.

PRANCHA 6-4.....205

FOTOGRAFIA 1: Alternância cíclica entre camadas de lama carbonática (mic) e siltitos (slt). A ciclicidade observada é registro de mudanças sazonais ocorridas durante a deposição desta litofácies. Litofácies IntCb. Seção delgada SD-15. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 2: *Mudstone* maciço contendo pequenos cristais de pirita (pir) e grãos de quartzo (qz) dispersos em meio à matriz micrítica. Litofácies CalMac. Seção delgada 24249. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 3: *Mudstone* com laminação horizontal incipiente, constituído por uma matriz siltito-peloidal, exibindo fraturas verticais abertas. Litofácies CalMac. Seção delgada 27116. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 4: Fragmento de gimnosperma (veg) imerso em uma matriz micrítica (mud) em calcilito brechóide. Notar também a presença de veios preenchidos por calcita (calc). Litofácies CalMac. Seção delgada 24247. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 5: Aspecto microscópico de um calcilito brechóide formado pela recristalização parcial para calcita (calc) da matriz micrítica de alguns *mudstones* (mud). Litofácies CalMac. Seção delgada 49935. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 6: *Mudstone* finamente laminado (mud) originado por atividades bioquímicas de cianobactérias, constituindo uma bio-herma. Observar a presença de intercalações de calcita finamente recristalizada (calc). Litofácies LamMic (laminito microbial). Seção delgada SD-52. Nicóis paralelos.

PRANCHA 6-5.....208

FOTOGRAFIA 1: Cimentação por franjas fibrosas (cf) de aragonita recristalizada para calcita em torno de intraclastos de *mudstones*. Notar também a existência de cimentação por mosaicos tardios de calcita blocosa (cb). Litofácies RCb. Seção delgada 41225. Nicóis cruzados.

FOTOGRAFIA 2: Franja de aragonita substituída para calcita pseudomórfica. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada 24247.

FOTOGRAFIA 3: Agulhas de aragonita substituída para calcita pseudomórfica. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron secundário. Seção delgada 24247.

FOTOGRAFIA 4: *Grainstone* exibindo cristais romboédricos de dolomita (dol) em meio a uma matriz micrítica (mic). Observar a presença de um fragmento de bivalve (biv). Litofácies CalArnS. Seção delgada 49937. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 5: Processo de dolomitização (cristais em cor cinza-claro) afetando calcilutito maciço. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada SD-34.

FOTOGRAFIA 6: Microcristal euédrico de dolomita. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada 49937.

PRANCHA 6-6.....209

FOTOGRAFIA 1: *Wackestone* exibindo processos de piritização (pir) e dismicritização da matriz (dism). Litofácies CalArnS. Seção delgada 44164. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 2: Intraclasto (?) exibindo adiantado processo de piritização (pir). Notar a forma subeuédrica a euédrica dos cristais de pirita. Litofácies RCB. Seção delgada 44170. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 3: Microcristal subeuédrico de pirita (porção cinza-claro) eodiagenética. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada 44164.

FOTOGRAFIA 4: *Mudstone* finamente laminado (esteira microbial) exibindo dobra convoluta e processos de dismicritização (dism) da matriz. Litofácies LamMic (laminitos microbiais). Seção delgada SD-52. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 5: Marga bioclástica contendo carapaças desarticuladas e fragmentadas (mostradas pelas setas em azul e amarelo) de ostrácodes (ost), indicativo da atuação de compactação mecânica. Litofácies CalArnOst. Seção delgada 41197. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 6: Contato côncavo-convexo (indicado pelas setas) entre intraclastos (intra) de *mudstone* denotando processo de compactação química ocorrido durante a eodiagenese. Notar também a silicificação (sil) dos intraclastos. Litofácies RCB. Seção delgada 44165. Nicóis paralelos.

PRANCHA 6-7.....212

FOTOGRAFIA 1: *Grainstone* mostrando forte dissolução (poros azuis) dos cristais de calcita dedolomitizada. Observar ainda que parte do espaço originado está impregnado por óleo. Litofácies CalArnS. Seção delgada 44161. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 2: Poro com preenchimento tardio e parcial por microcristais de calcita subeuédricos. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada SD-03.

FOTOGRAFIA 3: Fratura preenchida por cimentação constituída por mosaico irregular de calcita subidiomórfica mesocristalina. Litofácies CalMac. Seção delgada 49936. Nicóis cruzados.

FOTOGRAFIA 4: Fraturas subhorizontais preenchidas por cimentação constituída por calcita cristalina com estrutura cone-em-cone. O sentido de abertura das fraturas se dá na direção das agulhas. Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos). Seção delgada SD-14a. Nicóis cruzados.

FOTOGRAFIA 5: Cavidades preenchidas por franja de calcita fibrosa exibindo processo de silicificação (sil) por calcedônia. Observar ainda a presença de intraclastos (intra). Litofácies RCB. Seção delgada 41202. Nicóis cruzados.

FOTOGRAFIA 6: *Mudstone* maciço (mud) exibindo três gerações de cimentação mesodiagenética: 1 – franja fibrosa de caolinita na parede do poro; 2 – preenchimento fibroso (calcedônia) da cavidade; e 3 – quartzo microcristalino ocupando o espaço remanescente. Litofácies CalMac. Seção delgada 44164. Nicóis cruzados.

PRANCHA 8-1.....246

FOTOGRAFIA 1: Trama S-C desenvolvida em um milonito granítico, indicativa de cinemática transcorrente sinistral. Notar ainda a presença de porfiroclastos do tipo σ (p), "peixes" de mica (m) e minidobras assimétricas (d) corroborando a cinemática. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 2: Foliação oblíqua do tipo C' compondo uma típica trama S-C' em um micaxisto, denotando cinemática transcorrente dextral. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 3: Porfiroclasto do tipo σ de feldspato potássico, desenvolvido em um milonito granítico e denotando cinemática transcorrente dextral. Nicóis cruzados.

FOTOGRAFIA 4: Porfiroclasto do tipo δ de feldspato potássico, desenvolvido em um quartzito milonitizado, indicando cinemática transcorrente dextral. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 5: Porfiroclasto do tipo δ de feldspato potássico, desenvolvido em um mica-quartzito feldspático milonitizado, indicando cinemática transcorrente dextral. Nicóis paralelos.

FOTOGRAFIA 6: Peixes"de muscovita, indicando cinemática dextral, desenvolvidos em um quartzito milonitizado. Nicóis cruzados.

PRANCHA 8-2.....257

FOTOGRAFIA 1: Calcilito laminado exibindo laminação subhorizontal bastante conspícua, interpretada como um produto da superposição dos cisalhamentos C_1 ao acamamento S_0 , originando a trama composta $S_0 \oplus C_1$. Notar a presença de clastos alongados que desviam a laminação. Poço 7V.

FOTOGRAFIA 2: Clasto fosfatizado (P) sigmoidal, imerso na laminação (trama composta $S_0 \oplus C_1$) de uma marga, indicando sentido de transporte tectônico para ENE (vide desenho esquemático na porção inferior direita da fotografia). Nicóis paralelos. Poço 6V.

FOTOGRAFIA 3: Ostrácode (O) rotacionado, configurando um clasto tipo δ , imerso na laminação de uma marga, retrabalhada pelos cisalhamentos C_1 . A rotação do ostrácode denota sentido de transporte tectônico para ENE (figura esquemática na porção superior direita). Nicóis paralelos. Poço 5V.

FOTOGRAFIA 4: Clasto elíptico de calcita (cc) rotacionado, indicando sentido de transporte tectônico ENE para os cisalhamentos C_1 em um calcilito laminado (vide figura esquemática na porção inferior direita). Nicóis cruzados. Poço 2V.

FOTOGRAFIA 5: Trama oblíqua S-C desenvolvida sobre a laminação de uma marga rica em intraclastos, indicativa de sentido de transporte tectônico para ENE (vide figura esquemática na porção superior esquerda). Nicóis paralelos. Poço 2V.

FOTOGRAFIA 6: Trama S-C' relacionada aos cisalhamentos C_1 e desenvolvida sobre a laminação de uma marga rica em intraclastos de calcita micrítica. A disposição da trama indica sentido de transporte de massa para ENE (figura esquemática na porção superior direita). Nicóis paralelos. Poço 2V.

PRANCHA 8-3.....260

FOTOGRAFIA 1: Falhas"normais de caráter hidroplástico relacionadas às estruturas D_1 (cisalhamentos paralelos à laminação sedimentar), desenvolvidas em calcarenito fino e indicando transporte tectônico para ENE. As falhas" normais apresentam estilo dominó e estão enraizadas em uma minissuperfície de descolamento coincidente com o acamamento. Eventualmente, as falhas"normais podem ser interpretadas como superfícies C' , enquanto que a trama sigmoidal representaria S paralelo a S_0 . Neste contexto, a minissuperfície de descolamento pode ser interpretada como C, também paralelo a S_0 . Vide figura esquemática à direita. Poço 4V.

FOTOGRAFIA 2: Boudinage "dúctil"relacionada às estruturas D_1 e desenvolvida sobre níveis subhorizontais de matéria orgânica oxidada, paralelos à laminação do folhelho. Os boudins indicam estiramento na direção ENE-WSW. Nicóis paralelos. Poço 6V.

FOTOGRAFIA 3: Fragmento de matéria orgânica em disposição sigmoidal relacionada às estruturas D_1 . A assimetria do sigmóide indica transporte tectônico para ENE (figura esquemática). Note que o fragmento apresenta boudinage coadunando a cinemática. Nicóis paralelos. Poço 6V.

FOTOGRAFIA 4: Boudins assimétricos de calcita indicando transporte tectônico para ENE para a trama $S_0 \oplus C_1$ (figura esquemática na porção inferior direita), paralelos à laminação de um folhelho margoso. Notar ainda o desenvolvimento de um fluxo contracional tardio denotado por minidobras e pelo cavalgamento dos boudins. Nicóis paralelos. Poço 6V.

FOTOGRAFIA 5: Zona de cisalhamento de direção NW-SE, relacionada às estruturas D₁, desenvolvendo arrasto em veio de calcita subhorizontal em um calcilito laminado, indicando sentido de transporte tectônico para ENE (figura esquemática na porção inferior direita). Nicóis paralelos. Poço 4V.

PRANCHA 8-4.....261

FOTOGRAFIA 1: Zona de cisalhamento D₁ NW-SE provocando arrasto em veios de calcita em um calcilito laminado. Diferentemente da fotografia 5 na prancha 8-3, o veio é rompido graças ao deslocamento da zona. Transporte tectônico para NE (figura esquemática). Nicóis paralelos. Poço 4V.

FOTOGRAFIA 2: Zona de cisalhamento frágil/dúctil NW-SE, relacionada às estruturas D₁, desenvolvendo arrasto na laminação de um folhelho. Notar o rompimento da laminação. Nicóis paralelos. Poço 3V.

FOTOGRAFIA 3: Peixe relacionado às estruturas D₁, desenvolvido em um fragmento de folhelho e indicando sentido de deslocamento de massa para ENE (figura esquemática na porção inferior direita). Nicóis paralelos. Poço 3V.

FOTOGRAFIA 4: Falha normal (observar o arrasto das camadas destacado pelas linhas em azul) de direção NW-SE, relacionada às estruturas D₁ mais tardias, afetando o acamamento de um calcilito laminado. O deslocamento da falha indica sentido de transporte tectônico para NE. Poço 6V.

FOTOGRAFIA 5: Detalhe de uma falha normal D₁, de direção NW-SE e afetando um calcilito laminado ostracoidal, ilustrando o preenchimento da superfície falhada por calcita. Nicóis paralelos. Poço 2V.

FOTOGRAFIA 6: Veio de calcita subhorizontal afetado por falhas escalonadas D₁, tardias, de direção NW-SE e denotando sentido de transporte tectônico para NE. Nicóis paralelos. Poço 4V.

PRANCHA 8-5.....264

FOTOGRAFIA 1: Veios de calcita subverticais, afetando calcilito maciço, desenvolvidos nos estágios mais tardios da deformação relacionada às estruturas D₁. Poço 4V.

FOTOGRAFIA 2: Duas gerações de veios de calcita desenvolvidos nas fases mais tardias da deformação responsável pela origem das estruturas D₁. Note o deslocamento do veio subhorizontal promovido pelo vertical, indicando que este é o mais jovem. Nicóis paralelos. Poço 2V.

FOTOGRAFIA 3: Boudinage frágil relacionado às estruturas D₁ e indicando estiramento na direção ENE-WSW. Note o preenchimento das gargantas dos boudins por calcita. Nicóis paralelos. Poço 4V.

FOTOGRAFIA 4: Zona de cisalhamento de empurrão, desenvolvendo forte dobramento de arrasto no acamamento de um calcilito laminado. O arrasto denota deformação associada a uma fase precoce da sedimentação do calcilito. Poço 5V.

FOTOGRAFIA 5: Juntas distensionais subhorizontais, preenchidas por calcita e associadas aos empurrões. Os empurrões e as juntas de distensão indicam encurtamento na direção NE-SW. Nicóis paralelos. Poço 3V.

FOTOGRAFIA 6: Estrutura-em-dominó (análogo de uma estrutura do tipo *pull-apart*) preenchida por calcita, indicando a cinemática inversa para as falhas, com encurtamento na direção NE-SW. Nicóis paralelos. Poço 3V.

PRANCHA 8-6.....269

FOTOGRAFIA 1: Falhas inversas de direção NW-SE, indicando encurtamento na direção NE-SW. Nicóis paralelos. Poço 6V.

FOTOGRAFIA 2: Falha normal de direção N-S, relacionada às estruturas D₂, afetando um calcilito acamadado. Poço 4V.

FOTOGRAFIA 3: Detalhe de um plano de falhamento D₂, subhorizontal, exibindo estrias de direção NE-SW, desenvolvidas sobre um espelho de falha formado por películas de argilominerais recristalizados. Poço 6V.

FOTOGRAFIA 4: Veio de calcita D_1 , de direção NW-SE, reativado durante a deformação relacionada às estruturas D_2 . Notar que a abertura da fratura obedeceu a uma componente oblíqua (indicada pelas setas). Nicóis paralelos. Poço 4V.

FOTOGRAFIA 5: Junta distensional subvertical, de direção NW-SE, relacionada às estruturas D_2 , completamente impregnada por óleo. A junta afeta um calcilutito maciço. Poço 6V.

FOTOGRAFIA 6: Detalhe de um veio de calcita ilustrando a presença de lamelas de geminação mecânica relacionadas à deformação que originou as estruturas D_2 . Compare com a figura 8-16. Nicóis cruzados. Poço 6V.

Índice de Tabelas

TABELA 1-1: Acervo e fontes de dados utilizados no desenvolvimento da Tese de Doutorado.....	46
TABELA 6-1: Relação de poços e testemunhos descritos do Campo de Xaréu. Para localização dos poços vide figura 6-2. Os testemunhos foram cedidos pela PETROBRAS para a descrição.....	174
TABELA 6-2: Espessuras máximas, tempo de deposição e taxas de sedimentação para as seqüências sísmicas mapeadas no Campo de Xaréu. Notar o contraste entre as taxas de sedimentação, respectivamente muito elevada e baixa, para a SS2 e SS6. As espessuras das unidades foram determinadas por meio da figura 6-9. Discussões no texto.....	185
TABELA 6-3: Classificação de rochas carbonáticas considerando o tamanho de seus grãos constituintes (aloquímicos) e os graus de cristalinidade da matriz (ortoquímicos). Para comparação, está também ilustrada a escala granulométrica utilizada na classificação de rochas siliciclásticas.....	189
TABELA 6-4: Associações de litofácies e principais litofácies identificadas no Membro Trairí no Campo de Xaréu.....	213
TABELA 8-1: Relação de poços e testemunhos do Campo de Xaréu. Vide figura 8-4 para a localização dos poços. Os testemunhos foram cedidos pela PETROBRAS para a descrição.....	251
TABELA 8-2: Segmentos estruturais definidos para o poço 8H por meio da interpretação de seu perfil de imagem. Os segmentos assinalados em cinza-claro correspondem exatamente ao intervalo que foi testemunhado no poço. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.....	277
TABELA 8-3: Segmentos estruturais definidos para o poço 9H por meio da interpretação de seu perfil de imagem. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.....	279
TABELA 8-4: Segmentos estruturais definidos para o poço 10H por meio da interpretação de seu perfil de imagem. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.....	280
TABELA 9-1: Fatores de estiramento calculados a partir do balanceamento das seções geológicas analisadas do Campo de Xaréu.....	309
TABELA 9-2: Relação de termos relacionados às seções XZ e oblíqua, deformadas e não-deformadas.....	311

Crédito de Fotografias

PRANCHA 5-2..... 139

FOTOGRAFIA 1: Coriolano (1998).

FOTOGRAFIA 2: Menezes (1999).

FOTOGRAFIA 3: Dantas (1998).

FOTOGRAFIA 4: Menezes (1999).

FOTOGRAFIA 5: Sousa (2003).

PRANCHA 5-3..... 142

FOTOGRAFIA 1: Sousa (2003).

FOTOGRAFIA 2: Sousa (2003).

FOTOGRAFIA 3: Sousa (2003).

FOTOGRAFIA 4: Menezes (1999).

FOTOGRAFIA 5: Menezes (1999).

PRANCHA 8-1.....249

FOTOGRAFIA 1: Passchier & Trouw (1996).

FOTOGRAFIA 2: Passchier & Trouw (1996).

FOTOGRAFIA 3: Passchier & Trouw (1996).

FOTOGRAFIA 4: Passchier & Trouw (1996).

FOTOGRAFIA 5: Passchier & Trouw (1996).

FOTOGRAFIA 6: Passchier & Trouw (1996).

PARTE I

INTRODUÇÃO GERAL AO TEMA E BASES CONCEITUAIS

CAPÍTULO 1

Introdução

1.1 – APRESENTAÇÃO, OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A presente Tese descreve as atividades e a interpretação dos resultados obtidos com a caracterização geológico-estrutural, em diversas escalas, do Campo de Xaréu, localizado na porção centro-sul da Sub-Bacia de Mundaú (Bacia do Ceará, Nordeste do Brasil).

Esta Tese representa parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Geodinâmica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica do Centro de Ciências Exatas e da Terra, ambos da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/CCET/UFRN). A Tese foi orientada pelo Professor Doutor Emanuel Ferraz Jardim de Sá e coorientada pelo Professor Doutor Fernando César Alves da Silva, ambos lotados no Departamento de Geologia da UFRN (DG/CCET/UFRN).

As atividades desenvolvidas tiveram o suporte financeiro do projeto “*Caracterização Geomecânica de Reservatórios Heterogêneos para Aumento do Fator de Recuperação através da Perfuração de Poços Multi-Laterais*” (FINEP/CT-PETRO/PETROBRAS), doravante referido como Projeto Xaréu,” e do Programa de Recursos Humanos 22 (*Geologia, Geofísica & Informática no Setor de Petróleo e Gás da UFRN*) financiado pela Agência Nacional do Petróleo e pelo CT-PETRO (PHR-22/ANP-UFRN).

O objetivo do tema proposto é o aperfeiçoamento de um método de caracterização da trama de fraturamento natural (orientação, cinemática, gerações e idade) em reservatórios não-aflorantes e a influência que esta trama exerce sobre o acúmulo, selo e fluxo de óleo no reservatório, aplicando conceitos de amostragem de falhas em várias escalas e analisando o papel das tensões neotectônicas no desenvolvimento de anisotropias de fluxo.

Uma vez bem caracterizados os campos de tensões que governaram a instalação da Sub-Bacia de Mundaú durante o Aptiano, e a origem e migração de óleo, que pode ter finalizado no Neógeno (Costa *et al.* 1989), o estudo realizado trará contribuições relevantes para a viabilização de perfurações de poços multilaterais no campo petrolífero estudado e em similares de outras regiões, que constituem o objetivo específico desta Tese e do Projeto Xaréu (mais detalhes pertinentes a este respeito estão colocados em seções subseqüentes).

Em detalhe, a área objeto deste estudo, o **Campo de Xaréu**, está localizada na porção centro-oeste da Sub-Bacia de Mundaú que, por seu turno, encerra o setor oriental da Bacia do Ceará (figura 1-1). Uma área mais abrangente, de extensão regional, foi utilizada como auxílio nos trabalhos de detalhe, objetivando a busca e estudo de análogos estruturais de terreno, como subsídio à caracterização do campo petrolífero. Os levantamentos de campo ocorreram em um setor da **Margem Equatorial Atlântica Brasileira¹**, ao longo de todo o litoral centro-norte do Estado do Ceará abarcando a borda continental da bacia homônima (figura 1-1), entre a Ponta de Iguape, a cerca de 50 km a sudeste de Fortaleza, e a fronteira entre o Ceará e o Estado do Piauí.



FIGURA 1-1: Mosaico de imagens orbitais do satélite LandSat 7ETM+ (em composição colorida RGB, bandas 532 – EMBRAPA 2000), da porção setentrional do Estado do Ceará com a localização das áreas de estudo regional (quadro em azul – não inclui a Bacia do Araripe) e de detalhe (quadro amarelo – o Campo de Xaréu). O arcabouço estrutural simplificado das Bacias do Ceará (incluindo a segmentação em sub-bacias) e Potiguar (falhas e altos estruturais em rosa claro) é ilustrado de modo simplificado.

(1) A Margem Equatorial Atlântica brasileira inclui toda a plataforma continental norte do Brasil e a sua porção emersa adjacente, estendendo-se por cerca de 1900 km, a partir do Alto de Touros, sua extremidade a leste, até a plataforma do Amapá, que corresponde a seu limite a oeste. Compreende um segmento de direção aproximada WNW-ESE, que pode ser subdivida em setores subordinados de direções E-W e NW-SE. De leste para oeste, engloba as bacias Potiguar, do Ceará, de Barreirinhas, de São Luiz, Pará-Maranhão e do Delta do Rio Amazonas, as plataformas de Aracati, Mundaú, Icarai, Ilha de Santana e do Parnaíba, e os altos de Fortaleza, do Ceará, Atlântico e de Tutóia. Mais detalhes em relação à Margem Equatorial Atlântica do Brasil, principalmente no tocante a sua evolução tectônica poderão ser encontrados no Capítulo 3 desta Tese.

1.2 – A PROBLEMÁTICA ABORDADA E JUSTIFICATIVA DA TÔNICA PROPOSTA

O Campo de Xaréu possui uma arquitetura controlada por um sistema de falhas normais de idade aptiana (Cretáceo Inferior), e que apresentam reativações no Cenozóico. Os dados sísmicos indicam que as principais falhas possuem direção NW-SE, apresentando mergulhos predominantemente para NE. As falhas exibem um padrão lítrico, com enraizamento em superfícies de descolamento, e afetam principalmente as seções "lítrico" (Formação Mundaú) e transicional (Formação Paracuru) no Campo.

O Membro (Calcário) Trairí da Formação Paracuru é o principal reservatório no Campo de Xaréu, onde detém cerca de 44% de seu volume de petróleo original. Os estudos até então realizados têm evidenciado que o Calcário Trairí constitui um reservatório estruturalmente controlado (Ribeiro *et al.* 1986; Farias *et al.* 1998; Antunes *et al.* 2001b; 2002; 2003). Todavia, uma vez que a distribuição da trama de fraturamento natural no reservatório é pouco conhecida, o fator de recuperação de óleo neste sistema é muito baixo (cerca de 5%).

Os estudos até então realizados na Bacia do Ceará (em particular na Sub-Bacia de Mundaú) por equipes de geólogos e geofísicos da PETROBRAS trazem importantes contribuições, obtidas essencialmente na porção submersa, com interpretações obtidas a partir de dados de sísmica de reflexão 2D e descrição de testemunhos de sondagem.

Em sua maioria, as interpretações efetuadas para a Sub-Bacia de Mundaú (e outras bacias) são baseadas em uma evolução típica de margens passivas distensionais, na qual falhas lítricas desenvolvidas são assumidas, possuindo rejeito essencialmente normal, como em geral ocorre ao longo da Margem Continental Leste Brasileira. No entanto, no contexto transcorrente/transformante, a partir do qual teria se instalado a Margem Equatorial Atlântica, estas falhas devem exibir, de fato, rejeitos oblíquos ou até mesmo direcionais, que são de caracterização mais difícil por seções sísmicas espaçadas. A identificação de um modelo de evolução tectônica diferente daqueles tradicionalmente aplicados pode abrir novas fronteiras exploratórias para este setor da Margem Equatorial Atlântica.

O estudo estrutural detalhado de testemunhos de sondagem pode trazer informações importantes para a caracterização do estilo e cinemática das estruturas no campo petrolífero, cobrindo parte das limitações inerentes aos dados sísmicos, ao melhorar a visão tridimensional. Todavia, esta técnica de análise detalhada dos testemunhos não é, em geral, parte da rotina de descrição na PETROBRAS.

Por fim, o estudo de análogos estruturais de terreno surge como uma outra ferramenta fundamental para a caracterização do quadro tectônico na Bacia do Ceará, propiciando uma correlação entre as estruturas observadas na porção submersa e aquelas na borda continental da bacia. No caso estudado, esta abordagem defronta-se com o problema da inexistência de litotipos aflorantes de idade cretácea, na margem continental, que possam servir de subsídio para modelar a reologia das unidades da bacia, no decorrer do seu estágio evolutivo inicial ("lítrico" e cretáceo).

Deste modo, a abordagem proposta procurará suprir parte das restrições observadas nas interpretações disponíveis, complementando com novos dados o quadro estrutural do Campo de Xaréu e da Sub-Bacia de Mundaú, com aplicação de novos métodos de caracterização de reservatórios petrolíferos fraturados. O estudo estrutural detalhado é de suma importância para a determinação da distribuição, orientação e densidade das fraturas e sua influência na permo-porosidade do reservatório (com vistas ao aumento do fator de recuperação de óleo no Campo), o que, por sua vez, são informações cruciais na definição de estratégias de perfuração, principalmente no caso de poços direcionais. Toda a temática desenvolvida e os resultados já obtidos vêm sendo utilizados pela PETROBRAS na viabilização de uma categoria especial de poços, denominados multilaterais, que percorrem horizontalmente a rocha-reservatório e em mais de uma direção (figura 1-2), propiciando uma melhor drenagem do óleo contido nas rochas.

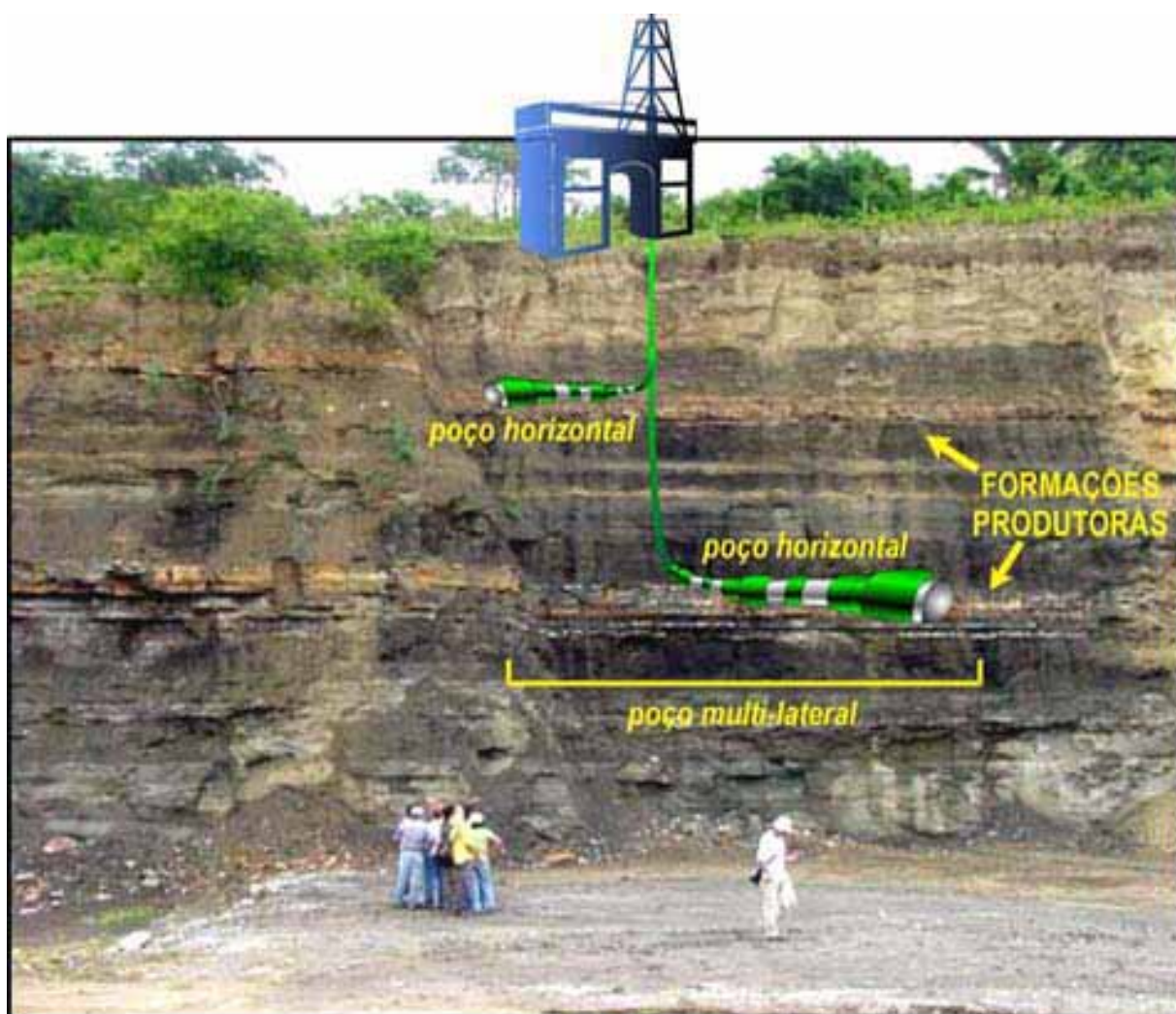


FIGURA 1-2: Os poços multilaterais são constituídos por duas ou mais pernas horizontais, orientadas em direções distintas, que partem de um poço convencional vertical. As pernas podem estar localizadas em um mesmo nível (caso em que há apenas um alvo de interesse) ou partir de patamares diferentes, drenando o óleo presente em formações produtoras dispostas em profundidades diversas, que são separadas entre si por camadas de rochas impermeáveis (como o exibido na ilustração). O caso exibido nesta montagem é análogo ao Campo de Xaréu e está localizado na Bacia do Araripe.

Para a execução desta classe de perfuração, é preciso ter um conhecimento razoavelmente sólido quanto a uma série de fatores que vão desde a profundidade do alvo até a orientação e o comprimento ideal das diversas "pernas" (que em número são ao menos duas) dos poços. É neste contexto que o estudo proposto nesta Tese apresenta sua aplicabilidade prática.

A profundidade do reservatório é um dado muito bem conhecido por parte da PETROBRAS. A definição da direção correta e do comprimento ótimo das pernas dos poços dependem do conhecimento com relação à orientação e distribuição das fraturas em profundidade (figura 1-3a), uma vez que os poços devem preferencialmente interceptá-las em alto ângulo e amostrar o maior número possível dessas estruturas. Em adição, é também importante conhecer a direção preferencial de fluxo dos fluidos, condicionada pelos esforços tectônicos recentes, o que auxiliaria na predição de quais fraturas estariam (mais) abertas, facilitando o fluxo de hidrocarbonetos, e quais estariam (mais) cerradas, funcionando, portanto, como barreiras à migração (figura 1-3b). Tais informações são cruciais para os projetos de perfuração; todavia, este tipo de conhecimento no Campo de Xaréu, era até então, relativamente escasso.

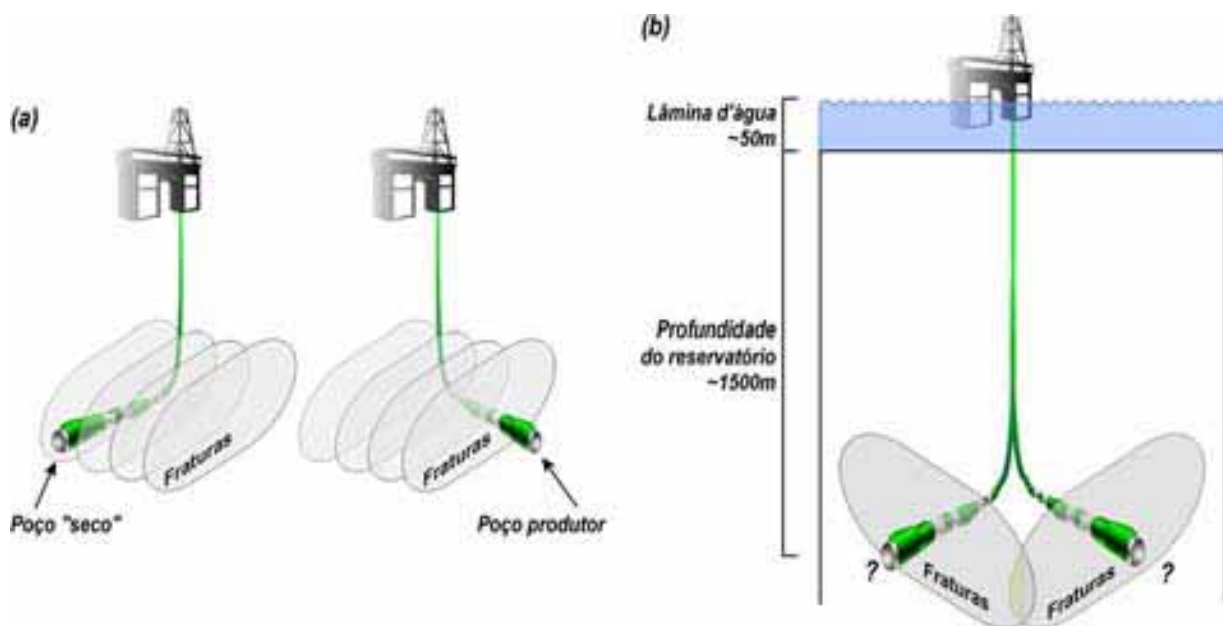


FIGURA 1-3: Uma das principais informações demandadas pela perfuração de poços multilaterais é o conhecimento com relação à orientação das fraturas em um reservatório estruturalmente controlado em profundidade, já que as pernas devem interceptá-las em alto ângulo de modo a amostrar o maior número possível destas estruturas. Se, por acaso, o ângulo entre as pernas e as fraturas for mínimo o resultado será um poço seco ou não-produtor, como mostrado em (a). Mesmo que as informações com relação à orientação das fraturas sejam bem conhecidas, se houver mais de uma direção preferencial de fraturamento (o que geralmente é o caso) é preciso saber qual delas é a que melhor drena o reservatório (b), uma vez que as estruturas podem estar abertas em uma dada direção e fechadas em outra.

A demanda da perfuração dos poços multilaterais conduz, pois, a um grande desafio, de vez que a determinação do padrão de fraturamento deve ser efetivada em um reservatório profundo e submerso, sem o auxílio de observações diretas (como aquela disponível em superfície). Em tal caso, é necessário lançar mão da correspondência com análogos de terreno e de dados geofísicos (sísmica de reflexão), de perfis de poços e outras ferramentas, para auxiliar na viabilização do projeto de perfuração.

1.3 – MODELO ADOTADO

Para o desenvolvimento dos trabalhos de mapeamento e de caracterização estrutural do Campo de Xaréu, foi adotada como hipótese de trabalho o modelo de evolução tectônica da Margem Equatorial Atlântica baseado na instalação de riftes oblíquos e zonas transcorrentes/transformantes ao longo das atuais bordas dos continentes Sul-Americano e Africano, durante o Barremiano/Aptiano (figura 1-4), como proposto por Pindell (1985), Zalán *et al.* (1985), Azevedo (1991) e Matos (2000). O desenvolvimento deste estilo tectônico deu origem a uma série de estruturas e reativou de fraturas preexistentes. O reconhecimento dessas estruturas em campo pode trazer informações importantes para a validação (ou não) desses modelos.



FIGURA 1-4: Modelo de evolução tectônica proposto para a abertura do Oceano Atlântico equatorial durante a transição Aptiano/Albiano. Modificado de Pindell (1985).

1.4 – ACERVO DE DADOS

A presente Tese foi desenvolvida a partir de vários conjuntos de dados obtidos a partir de diferentes fontes (tabela 1-1). A maior parte do acervo utilizado foi disponibilizado pela PETROBRAS e, subordinadamente, pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e pelo Departamento de Geologia (DG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, além do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) por meio de sua residência em Fortaleza (CE).

TABELA 1-1: Acervo e fontes de dados utilizados no desenvolvimento da Tese de Doutorado.

DESCRIÇÃO DO DADO	FONTE
16 seções sísmicas em papel e em meio digital, migradas em tempo, totalizando 436 km, nas escalas horizontal 50 traços/polegada e vertical 1,8 polegadas/s.	PETROBRAS
4 seções sísmicas em meio digital, reprocessadas em profundidade, totalizando 132 km, nas escalas horizontal de 50 traços/polegada e vertical de 1,8 polegadas/m.	PETROBRAS
36 testemunhos de sondagem do Membro Trairí, estudados nas dependências da sala de descrição de testemunhos da PETROBRAS, totalizando 356,9 m analisados.	PETROBRAS
37 suítes de perfis geofísicos de poços em meio digital, totalizando 47.960 m.	PETROBRAS
7 perfis compostos de poços exploratórios com informações litológicas, totalizando 17.110 m.	PETROBRAS
1 perfil de mergulho em meio digital, totalizando 941,84 m.	PETROBRAS
3 perfis de imagem em papel com interpretações de acamamento, fraturas e falhas, totalizando 551 m.	PETROBRAS
55 seções delgadas das microfácies do Membro Trairí (previamente confeccionadas e estudadas por Farias <i>et al.</i> 1998).	PETROBRAS
61 seções delgadas das microfácies do Membro Trairí confeccionadas durante o desenvolvimento desta Tese.	PETROBRAS
Mapas estruturais em profundidade dos topos dos principais horizontes do Campo de Xaréu.	PETROBRAS
Relatórios internos.	PETROBRAS
Imagens de satélite LandSat 5TM (cena 218-062 de 21/08-2000) e LandSat 7ETM+(cenas 216-063 de 13/08/1999, 217-062 e 217-063 de 07/10/1999), em meio digital.	PPGG/UFRN
9 imagens de radar (Projeto RadamBrasil - folhas SA24-V-A e B; SA24-X-A e B; SA24-Y-A a D; e SA24-Z-C), na escala de 1:250.000.	PPGG/UFRN
20 cartas topográficas (SUDENE – folhas SA24-Y-A-V e VI; SA24-Y-B-IV e V; SA24-Y-C-II, III, V e VI; SA24-Y-D-I a VI; SA24-Z-C-IV e V; SB24-V-B-II e III; e SB24-X-A-I e II) na escala de 1:100.000.	DG/UFRN
25 fotografias aéreas na escala de 1:70.000 das regiões de Jericoacoara (fotos PCB501-097 a 099), Camocim (fotos PCB504-536 a 538) e Santana do Acaraú (fotos PCB504-630 a 635; 665 a 670; e 706 a 712).	CPRM (CE)

1.5 – MÉTODOS E TÉCNICAS DE TRABALHO

No desenvolvimento deste trabalho, foram seguidas as etapas que serão descritas adiante. Um fluxograma mostrando as conexões e o seqüenciamento de cada etapa é mostrado na figura 1-5. Os aspectos básicos de alguns dos métodos e técnicas utilizados também serão abordados em capítulos subsequentes.

1.5.1 – TRABALHO DE GABINETE

A primeira etapa do trabalho consistiu em uma pesquisa bibliográfica sistemática com respeito aos estudos realizados na área selecionada e na porção setentrional da borda continental da Bacia do Ceará, incluindo as zonas de fraturas do Oceano Atlântico Equatorial e a evolução tectônica da Margem Equatorial Atlântica. Pesquisas enfocando os temas ligados à fundamentação teórica do estudo e ferramentas de trabalho empregadas para a caracterização estrutural de reservatórios fraturados também foram realizadas.

Ainda nesta etapa foi efetuada a interpretação preliminar de imagens de satélite e de radar no Laboratório de Geoprocessamento do PPGG, objetivando a caracterização regional dos padrões de fraturamento na margem continental do Estado do Ceará e visando o planejamento dos levantamentos regionais de campo ao longo da costa cearense.



FIGURA 1-5: Fluxograma com as atividades realizadas durante o desenvolvimento desta Tese de Doutorado.

1.5.2 – ETAPAS DE CAMPO

De posse dos resultados obtidos com a interpretação dos produtos de sensores remotos, foram realizados levantamentos de campo que foram divididos em duas categorias principais: (i) missões de âmbito regional para verificação das estruturas observadas nas imagens de satélite e de radar e para a seleção de áreas-chave para detalhamento e (ii) mapeamento estrutural de detalhe dos pontos selecionados em (i), o que compreendeu as assim chamadas áreas de Camocim, Jericoacoara, Santana do Acaraú, Taíba, Fortaleza, Iguape e Chapada do Araripe, onde foram estudadas unidades litoestratigráficas de diversas idades.

Nas áreas-chave foi dada ênfase ao mapeamento das estruturas formadas em regime de deformação de temperatura baixa (não obstante aquelas formadas em regimes de deformação de mais altas temperaturas também tenham sido estudadas, porém em menor detalhe), onde foram detalhados os padrões de fraturamento encontrados, identificando as diferentes gerações de estruturas, seu estilo, cinemática e orientação. Sempre que necessário, as feições mais importantes encontradas em campo foram documentadas por fotografias e diapositivos. Todas as áreas foram visitadas em várias etapas do desenvolvimento deste trabalho, mormente durante os primeiros dois anos da Tese.

1.5.3 – TRABALHOS DE LABORATÓRIO E TRATAMENTO DOS DADOS

Esta etapa compreendeu o principal montante de atividades que foram realizadas em diversos laboratórios do PPGG, localizados nas dependências Departamento de Geologia (DG) e do Departamento

de Física Teórica e Experimental (DFTE) da UFRN, da PETROBRAS UN-RN/CE, em Natal (RN), e do Centro de Pesquisas Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES) da PETROBRAS, no Rio de Janeiro (RJ).

As atividades consistiram de: (i) interpretação dos dados obtidos em campo, (ii) descrição de testemunhos de sondagem, (iii) estudo de seções delgadas, (iv) interpretação de seções sísmicas, (v) interpretação de perfis de mergulho e de imagem de poços, e (vi) balanceamento 2D e 3D de seções sísmicas.

(i) **Interpretação dos dados de campo:** os dados estruturais obtidos das etapas de campo foram interpretados e tratados empregando-se programas estruturais computacionais. Os principais programas utilizados foram o StereoNet versão 3.01, GEORient v. 9.2 e GeoCalculator v. 4.5 utilizados na construção de estereogramas, e o FaulKin v. 1.1, utilizado na análise cinemática e dinâmica de falhas, todos construídos para plataforma Windows. Para cada área-chave mapeada as estruturas observadas foram subdivididas em grupos (*sets* e sistemas, no caso de fraturas) com orientação, cinemática e estilo similares, objetivando a identificação de diferentes gerações. Os dados estruturais (atitudes) de cada grupo de estruturas foram plotados separadamente nos programas, originando uma série de estereogramas que foram posteriormente interpretados em termos de seu contexto cinemático e dinâmico;

(ii) **Descrição de testemunhos de sondagem:** o estudo de testemunhos de sondagem teve por meta a identificação das litofácies que compõem o Membro Trairí e a caracterização do padrão de fraturamento em meso-escala no Campo de Xaréu, tendo sido realizada no Laboratório de Geologia da PETROBRAS UN-RN/CE. O litofaciamento foi realizado em uma escala vertical de 1:10 utilizando-se fichas-padrão para a descrição dos testemunhos disponibilizados pela PETROBRAS. A apresentação final dos testemunhos foi feita em escala vertical de 1:50. A caracterização do padrão de fraturamento foi realizada em seqüência ao litofaciamento. Nesta etapa foi procurado efetuar a reorientação dos testemunhos (maiores detalhes a esse respeito serão expostos no Capítulo 8) para a determinação das atitudes das estruturas encontradas. Foi dada ênfase ao reconhecimento dos preenchimentos, cinemática, orientação e estilo das estruturas observadas, para a sua divisão em diferentes gerações. Os dados estruturais foram tratados com os mesmos programas de computador utilizados em (i);

(iii) **Estudo de seções delgadas:** a partir amostras coletadas dos testemunhos, foram confeccionadas seções delgadas para estudos petrotectônicos em microscópios petrográficos de polarização do Laboratório de Microscopia de Pesquisa do DG, e em microscópio eletrônico de varredura do Laboratório Institucional de Microscopia Eletrônica de Varredura da UFRN. O intuito dos estudos petrotectônicos foi identificar as microestruturas presentes nas rochas do Membro Trairí e os mecanismo de deformação que governaram o seu desenvolvimento, além de, via comparações com a literatura, estimar as condições PT para a deformação;

(iv) **Interpretação de seções sísmicas:** a análise de seções sísmicas fornecidas PETROBRAS UN-RN/CE foi feita em duas etapas: inicialmente a interpretação foi realizada com seções impressas (em tempo) que serviram para identificar o arcabouço geral do Campo de Xaréu; em seguida, as mesmas seções foram disponibilizadas em meio digital (em tempo e profundidade) e foram interpretadas em computadores e estações de trabalho do Laboratório de Interpretação Sísmica e Visualização do PPGG, localizado no DFTE, aplicando-se o programa SeisX v. 3.6.2 para plataforma Windows. Pela interpretação em computadores foi possível detalhar o arcabouço tectônico do Campo, além de confeccionar mapas estruturais para os diferentes horizontes sísmicos identificados;

(v) **Interpretação de perfis de mergulho e de imagem de poços:** o estudo de perfis de mergulho foi realizado a partir do dado digital de um poço que contém informações com respeito à atitude do acamamento atravessado. As atitudes foram plotadas em diagramas de profundidade vs. azimuth e profundidade vs. mergulho e, *a posteriori*, foram plotadas em estereogramas e interpretadas. Os perfis de imagem trazem informações mais detalhadas (atitudes de acamamento, fraturas e falhas), tendo sido analisados empregando diagramas de profundidade vs. azimuth e profundidade vs. mergulho, e estereogramas. Um tratamento abordando as leis que governam a distribuição do fraturamento nos perfis de imagem também foi realizado;

(vi) **Balanceamento 2D de seções sísmicas:** o balanceamento 2D das seções sísmicas foi realizado utilizando-se os programas 2DMove v. 3.1B, para plataforma Windows, visando a reconstituição dos eventos de deformação e deposição no Campo de Xaréu. O balanceamento 2D foi realizado com as quatro seções sísmicas que foram reprocessadas em profundidade e depois reinterpretadas.

1.5.4 – CONCLUSÃO DO ESTUDO

O trabalho foi finalizado com a integração de todos os dados obtidos para a redação de artigos visando a publicação em revistas científicas, e a composição da presente **Tese de Doutorado**, com sua subsequente defesa pública, perante uma banca examinadora.

1.6 – ESTRUTURA DA TESE DE DOUTORADO

A Tese de Doutorado produzida está centrada em dez capítulos agrupados em quatro partes de texto principais:

A **PARTE I – INTRODUÇÃO GERAL AO TEMA E BASES CONCEITUAIS** é composta por três capítulos que têm por meta proporcionar ao leitor uma iniciação ao tema proposto, assim como situar a área trabalhada no contexto geológico regional. O **Capítulo 1** faz uma apresentação ao tema deste trabalho, bem como uma exposição dos seus objetivos principais e a justificativa da proposta, os modelos adotados, a fonte e os métodos de abordagem dos dados aqui trabalhados, finalizando com uma

exposição da estrutura do volume apresentado; o **Capítulo 2** traz uma sinopse do cenário geológico regional no qual a área estudada está inserida, enfocando as unidades litoestratigráficas (e seus principais aspectos estruturais e geocronológicos) do embasamento cristalino, das coberturas paleozóicas, da Bacia do Ceará e das coberturas plataformais e dos vulcanismos cenozóicos; por fim, o **Capítulo 3** é constituído por um resumo de artigos que enfocam os principais modelos evolutivos da Margem Equatorial Atlântica, com ênfase à instalação de margens transcorrentes e transformantes durante o Cretáceo Inferior.

A **PARTE II – A DEFORMAÇÃO NA BORDA CONTINENTAL DA BACIA DO CEARÁ** dá início à exposição dos resultados obtidos durante o desenvolvimento deste trabalho, estando composta por dois capítulos. O objetivo principal desta parte é expor os resultados obtidos com os levantamentos regionais de campo a partir da análise de produtos de sensores remotos e de afloramentos na área citada. O **Capítulo 4** sintetiza os resultados obtidos com a interpretação de mosaicos de radar e de imagens multiespectrais de satélite de todo o setor da borda continental da Bacia do Ceará e da porção ocidental da Bacia Potiguar, enquanto que o **Capítulo 5** traz a descrição e interpretação dos trabalhos de campo em cada uma das áreas-chave selecionadas.

A **PARTE III – GEOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU** é composta por quatro capítulos que têm por objetivo mostrar os resultados obtidos com os métodos e técnicas aplicados no mapeamento e na definição do arcabouço estrutural do Campo de Xaréu, desde uma escala regional até a escala microscópica. No **Capítulo 6** é realizada a descrição geológica do Campo de Xaréu, onde é feita uma breve descrição de suas unidades estratigráficas a partir da interpretação sísmica. Na segunda parte do Capítulo é dada ênfase às características litofaciológicas, petrográficas e diagenéticas do Membro Trairí. O **Capítulo 7** versa sobre a descrição macroestrutural do Campo realizada por meio da interpretação sísmica, enquanto que o **Capítulo 8** enfoca a caracterização estrutural em escala mesoscópica, a partir de dados testemunhos e de perfis de imagem, assim como a descrição e interpretação das microestruturas observadas em seções delgadas dos testemunhos de sondagem. Finalmente, no **Capítulo 9** são mostrados os resultados obtidos com o balanceamento 2D de seções estruturais do Campo de Xaréu.

Por fim, a **PARTE IV – CONSIDERAÇÕES FINAIS** é composta por dois capítulos e objetiva integrar todos os resultados obtidos durante o desenvolvimento da Tese e tecer as discussões finais. O **Capítulo 10** discute o impacto que a técnica aplicada de caracterização estrutural de reservatórios petrolíferos possui sobre a avaliação do potencial selante das falhas do Campo de Xaréu, inclui uma abordagem acerca do significado tectono-estratigráfico da Formação Paracuru na Sub-Bacia de Mundaú, bem como exibe uma integração dos resultados obtidos sob a ótica da evolução tectônica da Margem Equatorial Atlântica. No **Capítulo 11** são tecidas as conclusões e recomendações gerais deste trabalho, além de serem sugeridas algumas propostas de temas a serem abordados futuramente.

CAPÍTULO 2

A Bacia do Ceará e seu Contexto Geológico Regional

A Bacia do Ceará, onde está inserida a área estudada, está localizada ao longo de um trecho da Margem Equatorial Atlântica Brasileira, no denominado Setor Ceará (como originalmente definido por Gorini & Bryan 1976). Suas unidades sedimentares mesozóicas a cenozóicas (intrudidas por rochas vulcânicas paleógenas a neógenas) repousam discordantemente sobre um embasamento arqueano a cambriano inferior pertencente à porção setentrional da Província Borborema (concepção de Almeida *et al.* 1977) (figura 2-1).

Em virtude de peculiaridades tectono-estruturais, litoestratigráficas e geocronológicas, as unidades descritas neste trabalho foram agrupadas da seguinte forma:

- (i) unidades do embasamento da Bacia do Ceará, que incluem os litotipos pré-cambrianos da porção setentrional da Província Borborema (Faixa Médio-Coreaú e parte do Domínio Ceará-Central), além das rochas siliciclásticas silurianas do Grupo Serra Grande;
- (ii) unidades litoestratigráficas da Bacia do Ceará, as coberturas plataformais mesozóicas a cenozóicas e as atividades vulcânicas do Paleógeno e do Neógeno.

As unidades acima introduzidas serão descritas a seguir. Cabe ressaltar que, ao longo deste Capítulo e em várias partes dos que seguirão, termos geocronológicos/cronoestratigráficos serão constantemente referidos, muitos dos quais, sem o respectivo intervalo cronológico de abrangência. Assim sendo, o Anexo A foi inserido ao final do corpo desta Tese visando facilitar o reconhecimento e o posicionamento por parte do leitor dos nomes de eras, períodos, épocas e idades citados.

2.1 – A GEOLOGIA DA PORÇÃO SETENTRIONAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (figura 2-1) constitui uma entidade geotectônica de grande expressão regional, fortemente afetada pela Orogênese Brasileira (Almeida *et al.* 1977). A mesma faz parte de uma extensa faixa orogênica (Faixa Trans-Saara) originada pela colisão entre os Crátons do Oeste Africano/São Luís e São Francisco/Congo-Kasai, que constituíam massas continentais consolidadas em tempos pré-brasileiros. Seus limites geográficos/geológicos dão-se, a norte e a leste, pela Margem Continental Brasileira, onde é recoberta por sedimentos meso-cenozóicos, a sul pelo Cráton São Francisco e a oeste pelas rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Parnaíba.

A Província Borborema é formada por um mosaico de diversos blocos crustais com um substrato gnáissico-migmatítico de idade arqueana a paleoproterozóica. Faixas de rochas metassupracrustais, paleoproterozóicas a neoproterozóicas, repousam discordantemente sobre este substrato. Toda a província é segmentada por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, instaladas durante o Ciclo Brasileiro, e que foram truncadas em alto ângulo quando da implantação da margem continental (figura 2-1). Estas zonas de cisalhamento atuam como limites para os diferentes blocos crustais ou marcam os contatos entre o embasamento e as faixas de rochas metassupracrustais. Um volumoso plutonismo granitóide neoproterozóico a cambriano inferior aparece notoriamente associado aos cisalhamentos. Depósitos molássicos correlatos ao Ciclo Brasileiro desenvolveram-se em *graben* nas faixas marginais aos crátons São Luís e São Francisco.

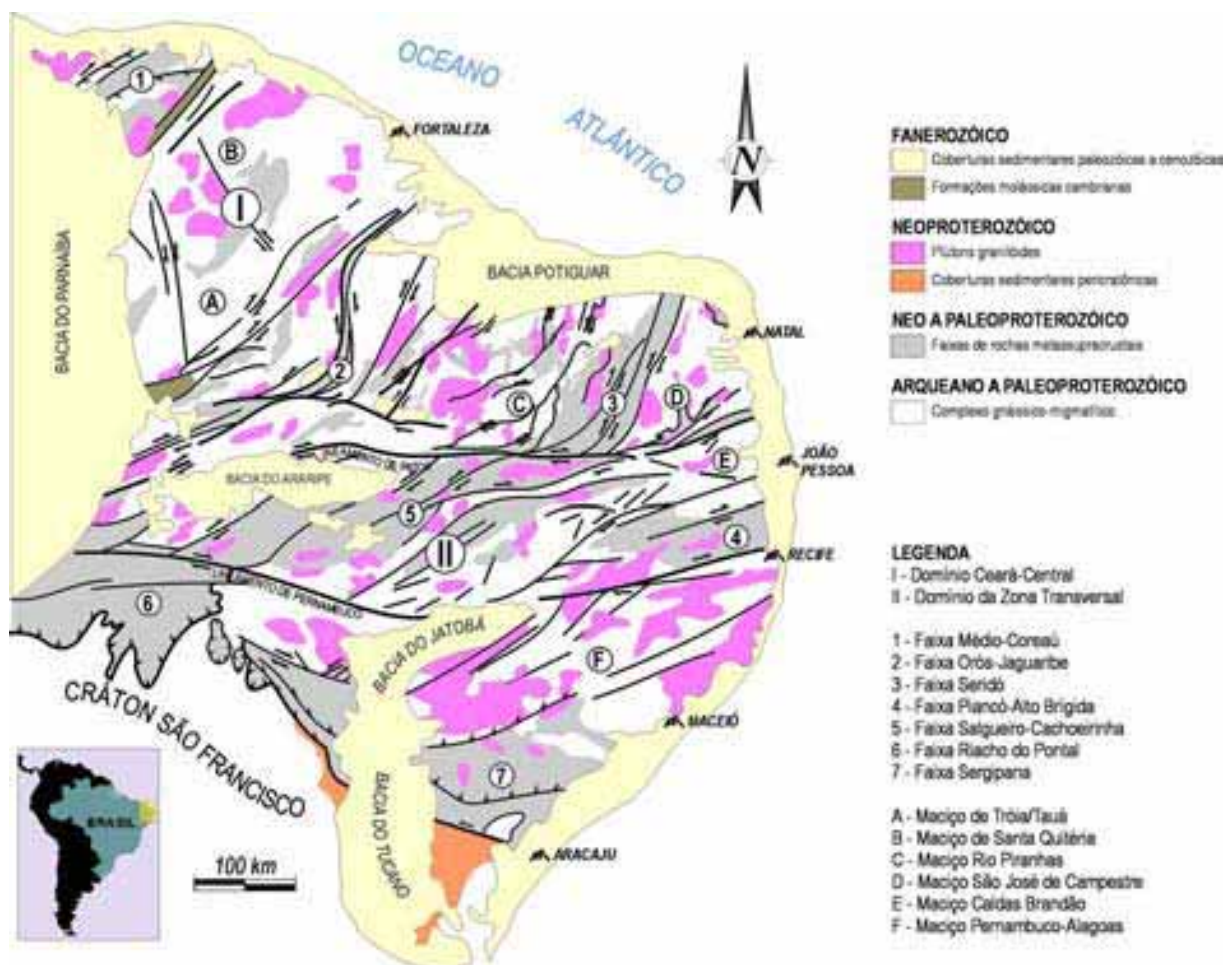


FIGURA 2-1: Mapa geológico simplificado da Província Borborema onde estão exibidos seus principais domínios geotectônicos (compilado de Jardim de Sá 1994).

2.1.1 – AS ZONAS DE CISALHAMENTO NA PORÇÃO SETENTRIONAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A característica mais marcante de toda a Província Borborema é o seu recorte por uma série de zonas de cisalhamentos transcorrentes, em sua maioria originadas durante a Orogênese Brasileira

(Almeida *et al.* 1977; Jardim de Sá 1994). As zonas de cisalhamento funcionam como os limites para os diversos terrenos tectono-metamórficos que compõem a Província e foram importantes controladoras do alojamento de plútons granitóides durante a transição entre o Neoproterozóico III e o Cambriano Inferior (Jardim de Sá 1994) (figura 2-1).

O setor setentrional da Província Borborema está localizado ao norte da Zona de Cisalhamento (Lineamento) Patos (figuras 2-1, 2-2 e 2-3), que é uma importante zona transcorrente dextral, de direção E-W. No setor setentrional, as principais zonas miloníticas apresentam direção NE-SW e cinemática dextral. Dentre estas estruturas, merecem destaque, de leste para oeste, as zonas de cisalhamento Picuí-João Câmara e de Portalegre, localizadas na Faixa Seridó (esta última é interpretada como o limite entre as faixas Seridó e Orós-Jaguaribe – Sá 1991; Jardim de Sá 1994; Cavalcante 1999), de Orós e do Jaguaribe, na Faixa Orós-Jaguaribe, a de Senador Pompeu, que separa a Faixa Orós-Jaguaribe do Domínio Ceará-Central (Jardim de Sá 1994), e a Sobral-Pedro II (figura 2-2), separando o Domínio Ceará-Central da Faixa Médio-Coreaú (Jardim de Sá 1994).

Zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais e com direção NW-SE (podendo oscilar para NNW-SSE e N-S) ocorrem de maneira subordinada às de direção NE-SW, muitas vezes compondo arranjos similares a pares conjugados que denotam um campo de tensões com compressão E-W e distensão N-S. É comum que tanto as zonas de cisalhamento NE-SW como as NW-SE apresentem, ainda, rejeitos oblíquos, em geral, contracionais. Zonas de cisalhamento distensionais ocorrem localmente.

Embora as zonas de cisalhamento tenham sido originadas sob regimes predominantemente dúcteis, em condições de alta temperatura e pressões baixas a moderadas, transições para um regime dúctil/frágil a frágil ocorreram em virtude da exumação dos pacotes rochosos sobrepostos, caracterizando uma deformação que, de fato, é um *continuum* da Orogênese Brasileira, em temperatura relativamente baixa (Jardim de Sá 1994; Dantas 1998; Menezes 1999). Como consequência, as estruturas relacionadas a esta deformação “tardibrasileira”, cuja idade pode oscilar entre o final do Neoproterozóico e o Ordoviciano Inferior, apresentam continuidade cinemática com as zonas de cisalhamento transcorrentes (Jardim de Sá 1994; Dantas 1998; Menezes 1999). As principais estruturas originadas são fraturas distensionais de alto ângulo e de direção principal E-W (escalonadas em relação às zonas de cisalhamento dúcteis), nas quais estão alojados veios de quartzo e diques de granitos, pegmatitos e de aplitos. Falhas transcorrentes com mesma orientação e cinemática das zonas miloníticas, nas quais estão geralmente superpostas, apresentam preenchimentos e películas minerais características, como quartzo, epidoto, muscovita, clorita e sericita, o que denota condições de metamorfismo em fácies xisto-verde baixo.

Estágios subseqüentes de recorrência frágil são também muito comuns, associados à implantação do campo de esforços que controlou a ruptura do Gondwana durante Cretáceo Inferior (ainda que reativações mais recentes sejam reportadas – Sousa 2003). Além da própria reativação destas estruturas, as zonas de cisalhamento atuaram de maneira decisiva na reorientação e redistribuição dos esforços

relacionados à tectônica cretácea, funcionando ora como barreiras ora como corredores propícios à propagação das tensões (Lima Neto 1998; 1999). Como resultado, as bacias sedimentares cretáceas localizadas no interior da porção setentrional da Província Borborema (a exemplo das bacias do Araripe, Iguatu e do Rio do Peixe), bem como aquelas presentes em sua plataforma continental (bacias Potiguar e do Ceará), tiveram seus limites e sua estruturação interna predominantemente controlados pela orientação e reativação das zonas de cisalhamento (Matos 1992a; 1999). Portanto, a caracterização estrutural destes estágios de reativação pode ser uma ferramenta auxiliar poderosa para a compreensão da evolução tectono-estrutural destas bacias sedimentares.

2.1.2 – O DOMÍNIO CEARÁ-CENTRAL

O **Domínio Ceará-Central (DCC)** (Jardim de Sá 1994) ou Terreno Cearense (Santos 1996) tem seus limites definidos pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, a leste, e a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, a oeste (figura 2-2). Coberturas sedimentares meso-cenozóicas capeiam suas unidades ao norte, enquanto que rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba as recobrem a oeste (figura 2-2).

O **DCC** é recortado por zonas de cisalhamento transcorrentes/transpressivas originadas durante a Orogênese Brasileira/Pan-Africana, com direções NE-SW (cinemática dextral) e NNW-SSE a N-S (cinemática sinistral). Compreende essencialmente uma associação de paragneisses, micaxistos, quartzitos aluminosos, mármore e rochas calciossilicáticas que datam, provavelmente, do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico (Jardim de Sá 1994), ou ainda do Neoproterozóico (Cavalcante 1999). Tais associações constituem o **Grupo** (ou alternativamente **Complexo**) **Ceará** (figura 2-2).

As seqüências metassedimentares no **DCC** ocorrem interfoliadas ou sobrepostas a rochas gnáissico-migmatíticas (localmente com metamorfitos básico-ultrabásicos) de idade arqueana a paleoproterozóica que, regionalmente compreendem blocos crustais ou maciços de, delimitados pelas principais zonas de cisalhamento transcorrentes/transpressivas (figura 2-2).

Plútons granitóides exibem alojamento sintectônico às zonas de cisalhamento transcorrentes/transpressivas (Torquato *et al.* 1989), ou tardio às mesmas. Em sua extremidade sul, o **DCC** apresenta depósitos molássicos pertencentes ao **Grupo Rio Jucá** (figura 2-2 – conglomerados, brechas, arenitos, folhelhos, argilitos e ardósias), possivelmente cronocorrelatos ao Grupo Jaibaras (Neoproterozóico III a Cambriano Inferior) na Faixa Médio-Coreaú.

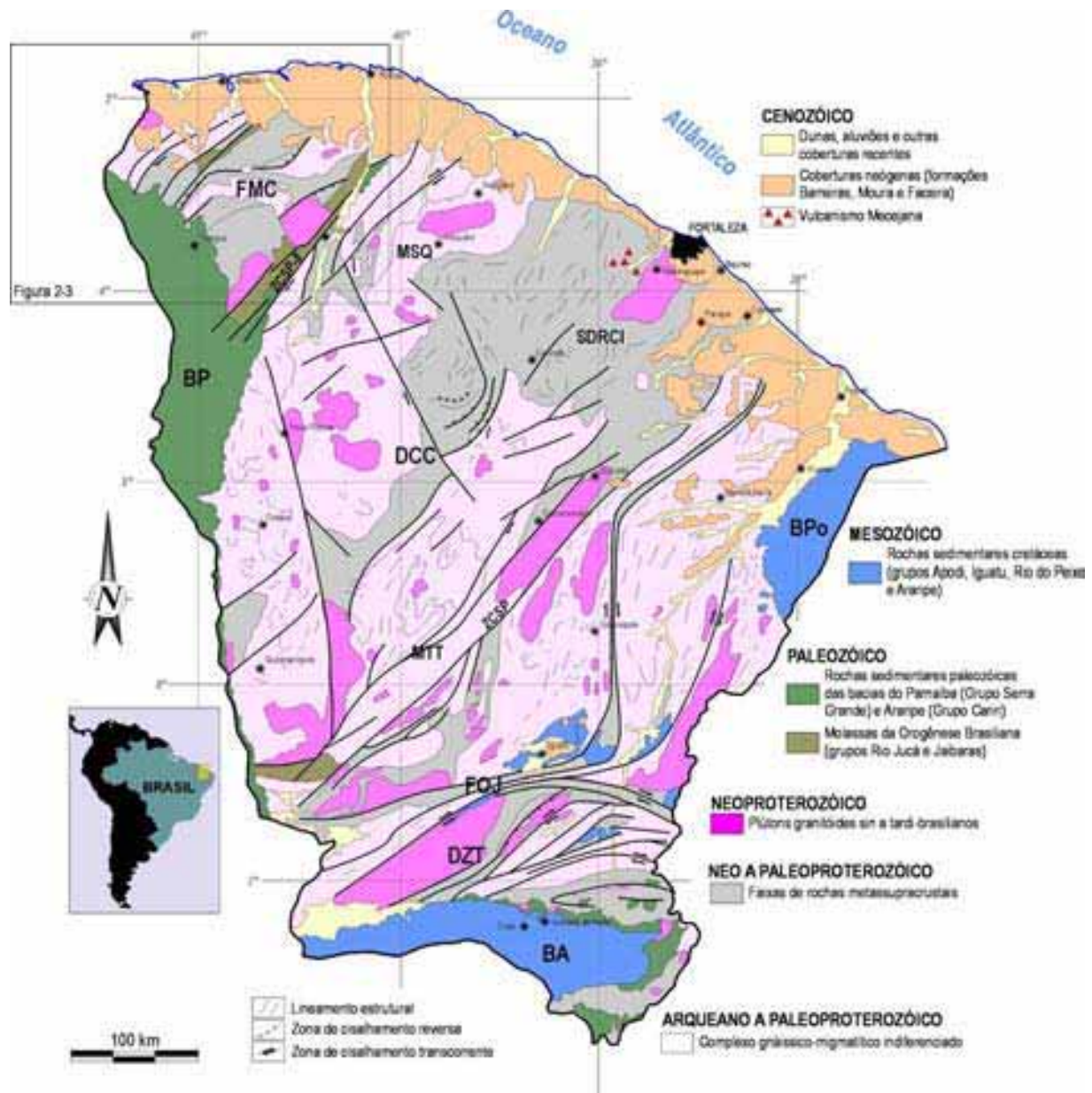


FIGURA 2-2: Mapa geológico simplificado do Estado do Ceará (modificado e adaptado de Cavalcante & Ferreira 1983).
 Legenda: FMC – Faixa Médio-Coreaú; DCC – Domínio Ceará-Central; FOJ – Faixa Orós-Jaguaribe; DZT – Domínio da Zona Transversal; BP – Bacia do Parnaíba; BPo – Bacia Potiguar; BA – Bacia do Araripe; MTT – Maciço de Troia/Tauá; MSQ – Maciço Santa Quitéria; SDRCI – Sistema e Dobramentos Rio Curu-Independência; ZCSP-II – Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; ZCSP – Zona de Cisalhamento Senador Pompeu.

2.1.3 – A FAIXA MÉDIO-COREAÚ

A **Faixa Médio-Coreaú (FMC)** (Brito Neves 1975; 1978; Santos & Brito Neves 1984) ou **Faixa Noroeste do Ceará** (Jardim de Sá 1994) é limitada a norte pelas coberturas sedimentares meso-cenozóicas, a leste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II e a oeste pelas rochas paleozóicas da Bacia do Parnaíba (figura 2-3). A mesma encontra-se segmentada por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes/transpressivas, de direção principal NE-SW, desenvolvidas durante a Orogênese Brasileira/Pan-Africana (Neoproterozóico III/Cambriano Inferior) e exibindo reativações em

etapas posteriores.

A estrutura que mais se destaca na região é a **Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSP-II** – um segmento aflorante do Lineamento Transbrasiliiano), transcorrente dextral, que separa a **FMC** do Domínio Ceará-Central a leste (figura 2-3), e que tem sido utilizada como um marcador auxiliar na correlação entre o Brasil e a África, no arranjo terminal da Orogênese Brasileira/Pan-Africana (Caby 1988; 1989; Caby *et al.* 1991; Jardim de Sá 1994). As demais zonas de cisalhamento arranjam-se de modo subparalelo à **ZCSP-II** (com inflexões locais para E-W e WNW-ESE – figura 2-3), dividindo as unidades do substrato gnáissico-migmatítico em blocos estruturais menores e funcionando como delimitadores das várias seqüências de rochas metassupracrustais presentes na **FMC**.

As rochas do denominado **Complexo Granja**, de idade paleoproterozóica (2,00 a 2,35 Ga – Gaudette *et al.* 1993; Moura *et al.* 1996; Fetter 1999), ocorrem na porção oeste da **FMC** (figura 2-3), onde são representadas por gnaisses orto e paraderivados, em parte migmatizados, e metamorfisados em condições de fácies anfibolito alto a granulito.

A seqüência metassupracrustal mais antiga, denominada **Grupo São Joaquim**, de idade paleoproterozóica a mesoproterozóica (Torquato *et al.* 1987) (figura 2-3) é constituída por uma associação de quartzitos (incluindo itacolomitos e itabiritos), rochas calciossilicáticas, micaxistos, mármore e paragnaisses, com anfibolitos subordinados, todos metamorfisados em condições de fácies xisto-verde a anfibolito de média pressão. O **Grupo Martinópolis** (figura 2-3) é constituído por rochas sedimentares metamorfisadas de baixo a médio grau, o que inclui xistos, itacolomitos, ortoquartzitos, ardósias, filitos, metaconglomerados e mármore (Torquato 1995). Intercalações de metarriolitos, metadacitos e rochas metavulcanoclásticas podem estar presentes.

Na porção sudeste da **FMC** encontram-se as seqüências metassedimentares pertencentes ao **Grupo Ubajara** (figura 2-3), normalmente posicionado no Neoproterozóico III a Cambriano Inferior e constituído por metassiltitos, metarenitos, metaconglomerados, ardósias e metacalcários. As litologias do Grupo apresentam indícios da atuação de um metamorfismo em grau relativamente ameno (xisto-verde baixo a médio) e deformação mais simples e/ou de *strain* menos acentuado que as demais unidades metassupracrustais (Jardim de Sá 1994).

Corpos granitóides intrudem o substrato gnáissico-migmatítico e as seqüências metassupracrustais mais antigas (figura 2-3), e constituem pulsos magmáticos de idade neoproterozóica superior a cambriana inferior (idades variando entre 0,52 e 0,57 Ga – Sial 1989; Fetter *et al.* 1997; Santos *et al.* 1998).

Os depósitos molássicos do **Grupo Jaibaras** (Neoproterozóico III) afloram em diversos setores da **FMC** (figura 2-3), onde aparecem principalmente associadas às faixas xistosas, e exibindo sua maior

Evolução Tectono-Estrutural do Campo de Xaréu (Sub-Bacia de Mundaú, Bacia do Ceará - NE do Brasil)

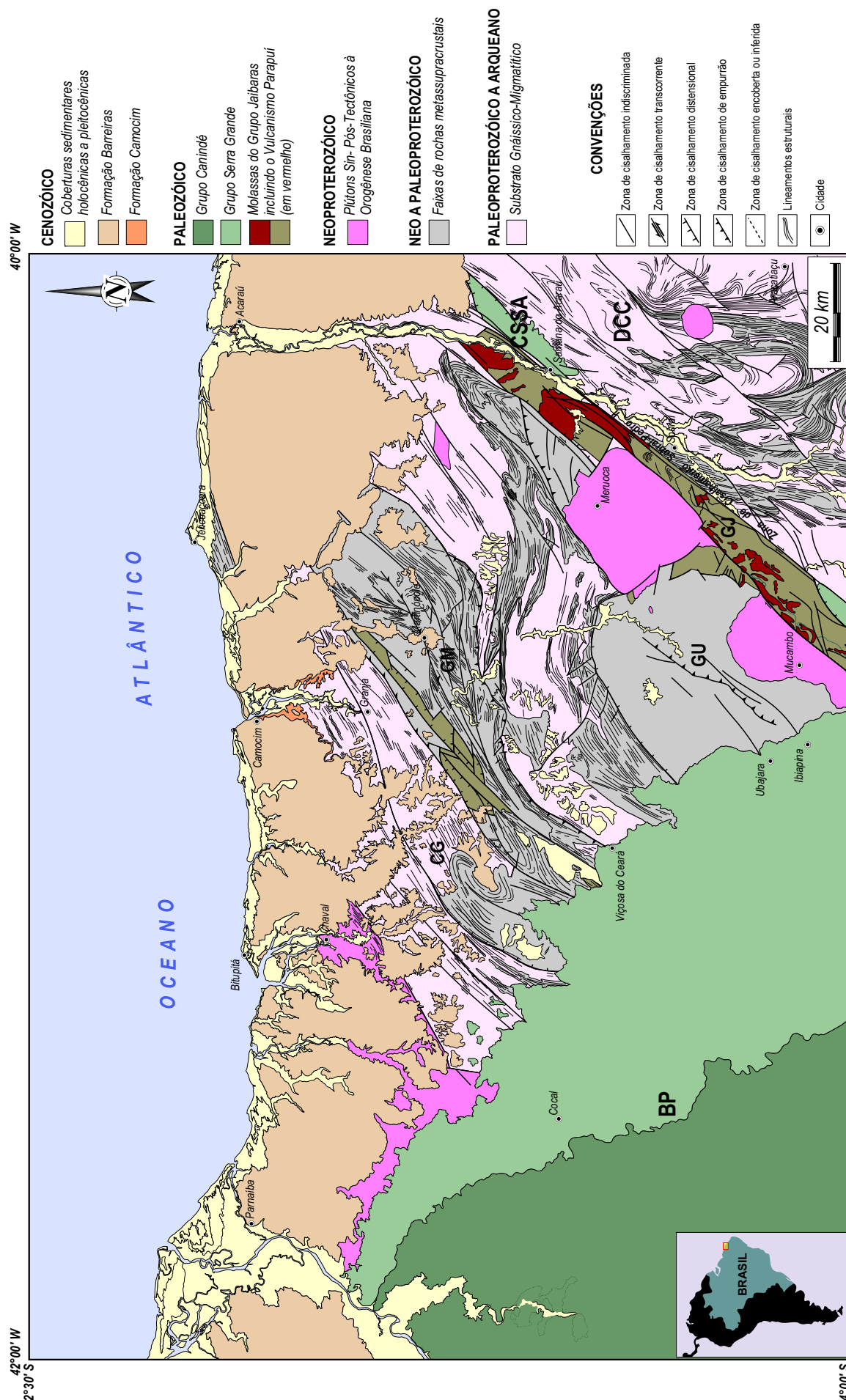


FIGURA 2-3: Mapa geológico simplificado da Faixa Médio-Coreaú (incluindo a porção NE da Bacia do Parnaíba - BP, e o corpo siliciclástico de Santana do Acaraú - C SSA) e coberturas sedimentares (modificado de Costa et al. 1979; Cavalcante & Ferreira 1983; Jardim de Sá 1994). Legenda: CG - Complexo Granja; DCC - Domínio Ceará-Central; GM - Graben de Martinópolis; GU - Graben de Ubajara; GJ - Graben de Jaibaras.

expressão no chamado *Graben* de Jaibaras, ao longo da **ZCSP-II**. Neste setor, são representadas por depósitos continentais de metaconglomerados, metarenitos e metassiltitos, associados a rochas vulcânicas básicas a ácidas, de afinidade toleítica e alcalina denominadas de Vulcanismo Parapuí.

2.1.4 – AS ROCHAS DO GRUPO SERRA GRANDE

O **Grupo Serra Grande** (Carozzi *et al.* 1975 *apud* Torquato 1995) compreende uma espessa sequência de arenitos e conglomerados presentes na base da Bacia do Parnaíba (figura 2-2) e que também ocorrem em um pequeno *graben* mais a leste, alojado ao longo de um segmento da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, nas proximidades da cidade de Santana do Acaraú (figura 2-3 – vide também o Capítulo 5).

Segundo Caputo & Lima (1984) e Góes & Feijó (1994) o Grupo Serra Grande é composto, da base para o topo, pela **Formação Ipu** (diamictitos, arenitos conglomeráticos, arenitos hialinos e raros siltitos e folhelhos, depositados a partir de drenagens anastomosadas ou mesmo leques glaciais e periglaciais) do Llandoveryano (Eossiluriano), pela **Formação Tianguá** (folhelhos negros a cinzentos, siltitos e arenitos finos bastante micáceos, depositados em um ambiente nerítico) do Wenlockiano (Mesossiluriano), e pela **Formação Jaicós** (arenitos médios a grossos, conglomerados e eventuais folhelhos depositados por sistemas fluviais entrelaçados) de idade ludlowiana a pridoliana (Neo-Siluriano).

2.2 – A BACIA DO CEARÁ, AS COBERTURAS PLATAFORMAIS MESO-CENOZÓICAS E O MAGMATISMO DO PALEÓGENO E NEÓGENO

A Bacia do Ceará (figura 2-4) cobre uma área de cerca de 27.000 km² e está localizada na plataforma continental da Margem Equatorial Atlântica Brasileira, estendendo-se de noroeste a sudeste, entre o Alto de Tutóia, no Piauí, limite com a Bacia de Barreirinhas, e o Alto de Fortaleza, no Ceará, separando-a da Bacia Potiguar. Está limitada a norte por um segmento da Zona de Fratura Romanche e pelo *Guyot* do Ceará. A sua extremidade sul é definida pela região de afloramentos do substrato cristalino pré-cambriano da Província Borborema.

2.2.1 – EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA BACIA DO CEARÁ

A Bacia do Ceará tem sua gênese relacionada ao rompimento do supercontinente Gondwana e, provavelmente, iniciou sua evolução no Eoaptiano (Costa *et al.* 1989; Beltrami *et al.* 1994). Tal inferência dá-se a partir da grande espessura de sedimentos, ainda não atingidos por poços, sob a seção aptiana da Bacia e pela considerável espessura de rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas presentes na Bacia de Keta, que é considerada sua contraparte africana (Costa *et al.* 1989). Estes sedimentos, ainda

não comprovados diretamente, poderiam estar relacionados à Bacia do Parnaíba e/ou ao desenvolvimento de uma fase “pré-rifte” jurássica.

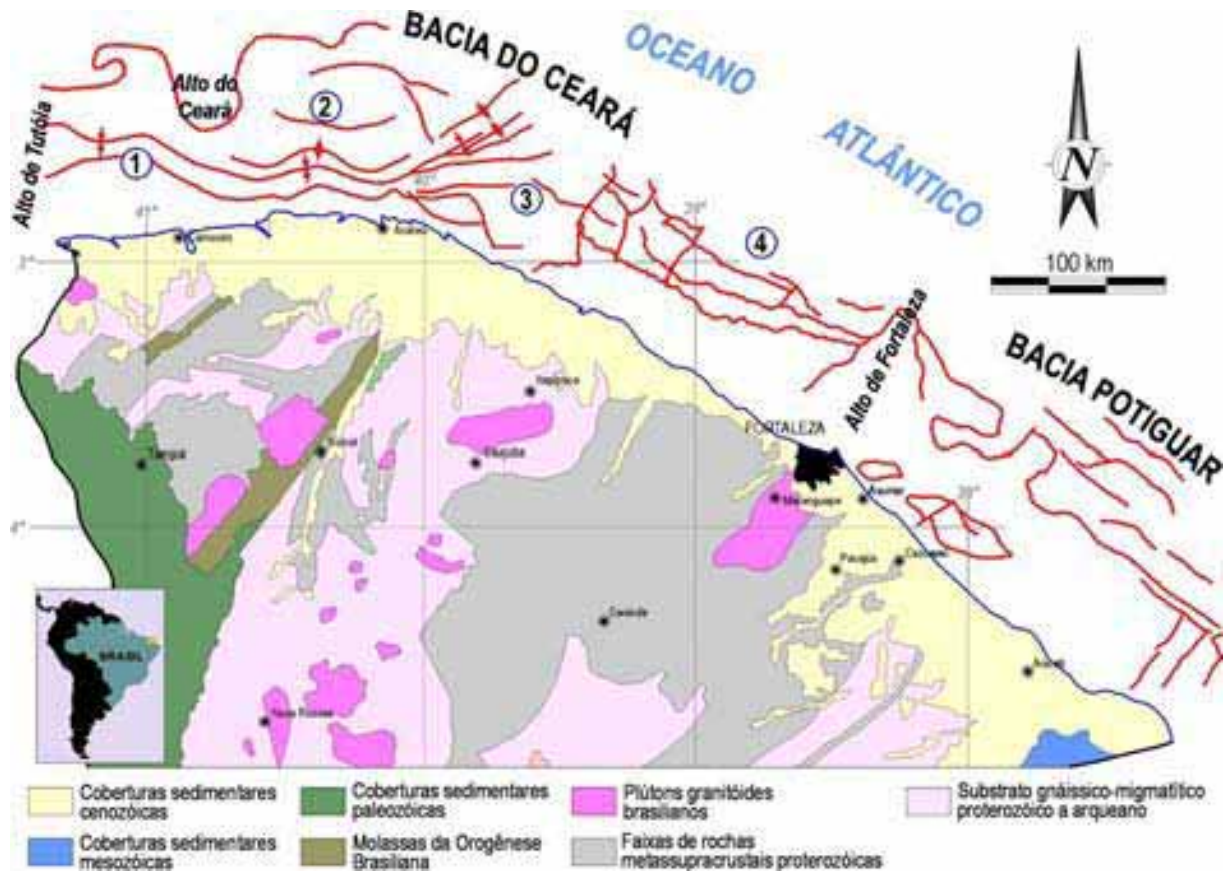


FIGURA 2-4: Mapa geológico-estrutural simplificado da Bacia do Ceará (segundo Zalán et al. 1985; Castro 1992; Matos et al. 1996) e do substrato cristalino da porção setentrional do Estado do Ceará (modificado de Cavalcante & Ferreira 1983). Legenda: 1 – Sub-Bacia de Piauí-Camocim; 2 – Sub-Bacia de Acaraú; 3 – Sub-Bacia de Icarai; 4 – Sub-Bacia de Mundaú. Os traços em vermelho no oceano representam as principais estruturas (falhas e charneiras de dobras) associadas ao tectonismo cretáceo.

Em virtude da existência de diferenças na evolução tectônica e nas características estruturais, a Bacia do Ceará pode ser dividida, de oeste para leste, nas sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú, Icarai e Mundaú (Beltrami *et al.* 1994 – figura 2-4).

Costa *et al.* (1989) e Beltrami *et al.* (1994) reconhecem três estágios tectono-sedimentares na bacia, cada qual tendo sido responsável pela deposição de seqüências litoestratigráficas correspondentes (figura 2-5).

A – O ESTÁGIO “RIFTE”

Diversos modelos procuram explicar a criação do “rifte” na Bacia do Ceará. Conforme a vertente mais tradicional (Costa *et al.* 1989), o “rifte” teria se desenvolvido em resposta ao processo de estiramento crustal que atuaram durante a fase precoce de quebramento do Gondwana, no Aptiano. A seção “rifte” teria se implantado no início do Aptiano, essencialmente a partir de esforços distensivos (rifteamento

ortogonal com movimentação *down dip* o longo das superfícies de falha). Atualmente, modelos de abertura da Bacia do Ceará nos quais o “rifte” teria se implantado a partir de esforços transtrativos em resposta à atuação de uma tectônica transcorrente/transformante na Margem Equatorial Atlântica dominam a literatura (Zalán *et al.* 1985; Azevedo 1991; Matos *et al.* 1996; Matos 2000). Nestes modelos, a bacia sofreria um “rifteamento” oblíquo, no qual as falhas possuiriam rejeitos normais/oblíquos e transcorrentes dextrais.

O preenchimento do “rifte” deu-se com a deposição de sedimentos continentais, que compõem a Formação Mundaú (figura 2-5).

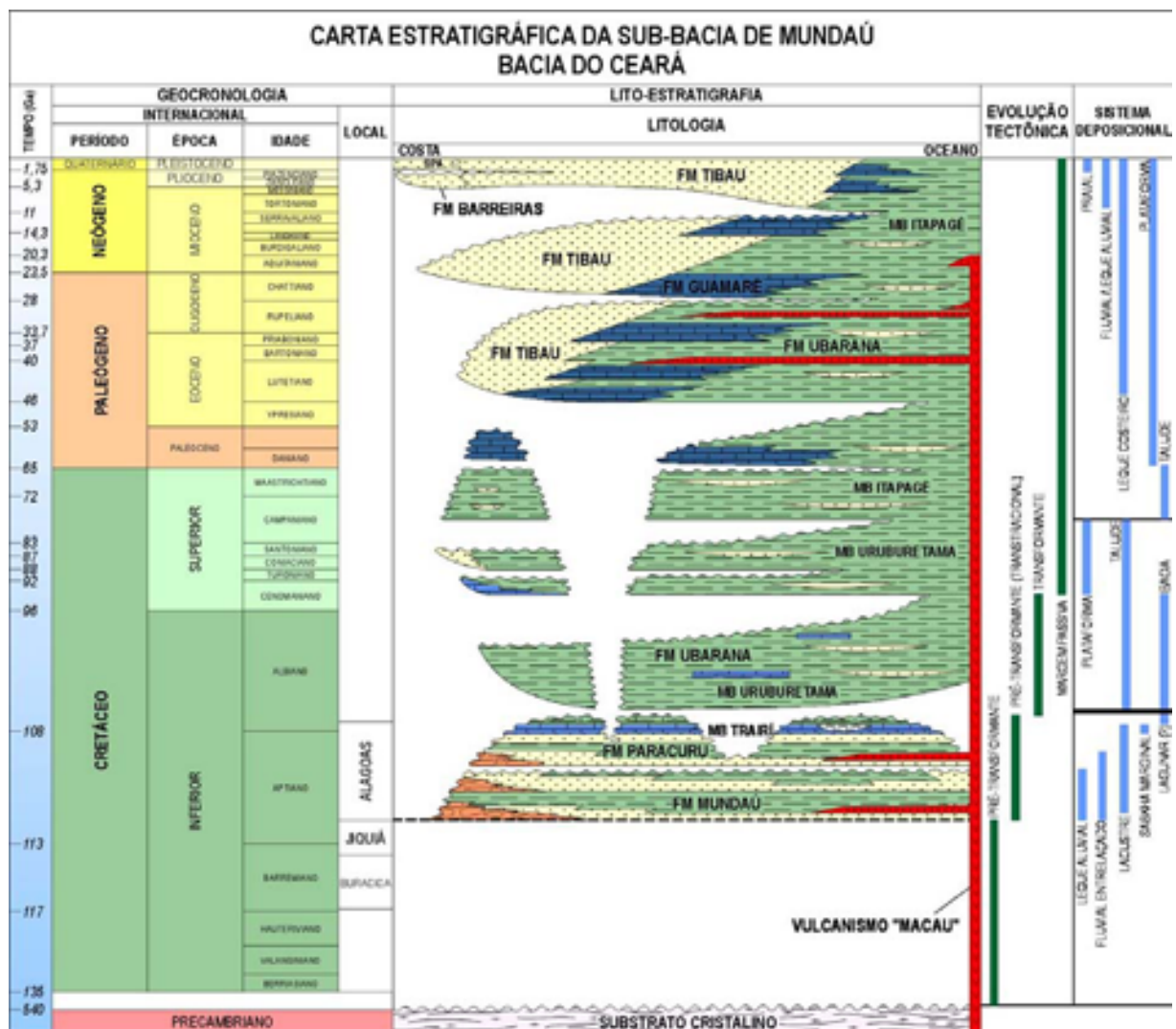


FIGURA 2-5: Carta cronoestratigráfica proposta para a Sub-Bacia de Mundaú na Bacia do Ceará (modificado de Beltrami *et al.* 1994). Legenda: SPA – Sedimentos de praia e aluvionares. Os intervalos geocronológicos foram baseados em Remane *et al.* (2000), enquanto que a definição dos ambientes tectônicos e seu intervalo de abrangência foram adaptados de Matos (2000).

B – O ESTÁGIO TRANSICIONAL

Em sucessão ao Estágio “Rifte”, foi instalado um ciclo deposicional em ambiente tectônico transicional, que representa as primeiras incursões marinhas na Bacia do Ceará (Costa *et al.* 1989; Beltrami *et al.* 1994).

O Estágio Transicional é representado pela Formação Paracuru (figura 2-5). Inicialmente foram depositados arenitos fluviais, deltaicos e lacustres, que constituem alguns dos principais prospectos da bacia. O ciclo deposicional prossegue com a deposição do Membro Trairi e ocorrências locais de evaporitos (Della Fávera *et al.* 1984). A fase transicional tem seu término no início do Albiano, já em ambiente marinho, com a deposição predominante de sedimentos pelíticos.

C – O ESTÁGIO DE MARGEM PASSIVA

O estágio final da evolução tectono-sedimentar da Bacia do Ceará é consequência direta da deriva continental, do resfriamento litosférico e da consequente subsidência.

O estágio tem início no início do Albiano, quando seriam depositados os folhelhos do Membro Uruburetama da Formação Ubarana (figura 2-5). No intervalo de tempo do Albiano ao Eocenomaniano ocorreu movimentação transcorrente dextral relacionada à separação continental entre a América do Sul e a África, e que afetou a sedimentação pretérita (Zalán 1983), proporcionando o aparecimento de grande número de estruturas. O arcabouço estrutural preexistente, o formato e a posição das diversas sub-bacias, e a própria natureza diferenciada da movimentação, propiciaram domínios transtracionais e transpressionais ao longo da atual Margem Equatorial Atlântica do Brasil (Costa *et al.* 1989). Na Sub-Bacia de Mundaú, este evento foi essencialmente transtrativo (Matos *et al.* 1996), enquanto que nas sub-bacias de Acaraú, Icarai e Piauí-Camocim, o mesmo evento foi predominantemente transpressivo (Castro 1992; Zalán *et al.* 1985). Na Sub-Bacia de Piauí-Camocim não ocorrem rochas sedimentares com idade entre o Turoniano e o Mesoeoceno, caracterizando um hiato de cerca de 50 Ma de duração. Tal fato pode ser explicado por um expressivo soerguimento da sub-bacia ligado aos movimentos transpressivos dextrais (Zalán 1983).

Entre o Campaniano e o Maastrichtiano houve a deposição dos folhelhos e arenitos turbidíticos do Membro Itapagé da Formação Ubarana (Costa *et al.* 1989; Beltrami *et al.* 1994) (figura 2-5). No Cenozóico, a deposição teve prosseguimento em associação lateral aos carbonatos da Formação Guamaré e aos arenitos da Formação Tibau (figura 2-5). Derrames de rochas basálticas correlacionáveis ao Vulcanismo Macau, também ocorreram neste período (Costa *et al.* 1989; Beltrami *et al.* 1994).

Nas porções mais proximais da bacia houve no Neógeno, por fim, a deposição dos arenitos da Formação Barreiras (figura 2-5) que, na maior parte de sua área de ocorrência, repousa diretamente sobre as rochas do substrato gnáissico-migmatítico pré-cambriano (Costa *et al.* 1989).

2.2.2 – AS SEQÜÊNCIAS “RIFTE” E TRANSICIONAL DA BACIA DO CEARÁ

Duas seqüências principais definem o preenchimento sedimentar do Cretáceo Inferior da Bacia do Ceará, as formações Mundaú e Paracuru, depositadas durante os estágios “rifte” e transicional, respectivamente. As seqüências de margem passiva serão tratadas em uma seção mais adiante.

A **Formação Mundaú** é representada por uma sucessão de megaciclos transgressivos e regressivos, sendo constituída principalmente por arenitos cinza, finos a grossos, algo calcíferos, com intercalações de folhelhos cinza-escuros, carbonosos. Conglomerados e siltitos ocorrem localmente. Seu contato superior com a Formação Paracuru é concordante; todavia, quando essa formação encontra-se ausente, o contato entre a Formação Mundaú e a Formação Ubarana é marcado por uma expressiva discordância regional. O contato inferior da Formação Mundaú ainda é desconhecido (figura 2-5). Os ciclos transgressivos e regressivos são evidenciados por relações de granocrescência e granodecrescência ascendentes, e adelgaçamento e espessamento das camadas.

Poços perfurados indicam uma espessura mínima de cerca de 2600 m para a Formação Mundaú. Entretanto, a análise de seções sísmicas pode denotar espessuras de até 6000 m (Castro 1992). A partir de estudos de mapas de isópacas, obtidos a partir de marcos elétricos conhecidos em toda a Bacia, Beltrami (1990) sugere um padrão de sedimentação segundo um controle tectônico apresentando calhas deposicionais orientadas na direção NW-SE. O intervalo inferior desta Formação foi depositado sob um regime tectônico bastante ativo, com sedimentação compartimentada e depósitos de formato irregular e pequena extensão lateral. Sistemas deposicionais como leques aluviais, rios entrelaçados a meandranes, e lagos, denunciam um ambiente continental para a deposição desta Formação.

Finalmente, idades baseadas em dados paleontológicos (palinórfos e ostrácodes) posicionam a Formação Mundaú entre o Barremiano e o Aptiano.

A **Formação Paracuru** é composta, da base para o topo, por três seqüências deposicionais: (i) arenitos com laminação sigmoidal e ondulações cavalgantes, com intercalações de folhelhos cinzentos, intensamente bioturbados; (ii) camadas carbonáticas (**Membro Trairí** – figura 2-5), compostas por calcilutitos, ostracoditos, dolomitos e calcários nodulares, com intercalações de folhelhos carbonosos e halita; e (iii) folhelhos siltosos cinzentos, com raras intercalações de calcilutitos e arenitos turbidíticos finos. Esta tripartição litológica retrata a transição de um ambiente continental deltaico para uma *sabkha* marginal e, finalmente, para um mar epicontinental (Della Fávera *et al.* 1984). Os dados bioestratigráficos obtidos a partir da análise de palinórfos, ostrácodes, dinoflagelados e foraminíferos indicam idades de sedimentação variando entre o Meso e o Neo-Aptiano.

O contato inferior da Formação Paracuru é, em parte, concordante com a Formação Mundaú (figura 2-5), sendo de difícil identificação em seções sísmicas, mas facilmente observado em perfis

elétricos. Por seu turno, o contato superior com as rochas da Formação Ubarana é marcado por uma expressiva discordância regional (figura 2-5).

A Formação Paracuru distribui-se mais amplamente na Bacia do Ceará, quando comparada à Formação Mundaú, o que sugere uma menor atividade tectônica, originando compartimentos estruturais mais amplos e extensos, correlacionáveis ao longo da Bacia. Beltrami (1990) sugere um alinhamento deposicional de direção NW-SE, com aporte de clásticos proveniente de norte para sul.

2.2.3 – AS SEQÜÊNCIAS DO ESTÁGIO DRIFTE

As rochas das seqüências “rifte” e transicional da Bacia do Ceará encontram-se recobertas por espessos depósitos sedimentares originados durante a fase de margem passiva, a partir do Albiano. Estes depósitos compreendem as formações Ubarana, Guamaré e Tibau, observadas costa afora (conquanto a Formação Tibau também aflore em alguns setores nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará) e Camocim, Barreiras e Faceira, encontradas na porção emersa.

A **Formação Ubarana** é composta por duas seqüências deposicionais distintas (figura 2-5), associadas a um ambiente marinho nerítico a abissal. A seqüência inferior, denominada **Membro Uruburetama** (Albiano a Eocampaniano), é constituída por folhelhos cinza-esverdeados, calcíferos, com intercalações de calcarenitos e calcilutitos, e raras ocorrências de arenitos turbidíticos finos e siltitos argilosos cinzentos. O Membro é marcado por uma série de erosões e hiatos deposicionais internos, resultantes de variações eustáticas do nível do mar. A segunda seqüência, o **Membro Itapagé** (Eocampaniano a Holoceno) é composta por folhelhos e margas cinzentos, calcilutitos e várias camadas de arenitos turbidíticos finos a grossos.

A Formação Ubarana ocorre por toda a Bacia do Ceará e a Bacia Potiguar, desde suas bordas até as porções mais profundas, podendo atingir espessuras de até 3000 m.

Souza (1982) formalizou a denominação **Formação Guamaré** para uma seqüência carbonática interposta lateralmente às formações Ubarana e Tibau (Araripe & Feijó 1994) (figura 2-5). A formação é constituída por calcarenitos bioclásticos, indicativos de deposição em condições de alta energia, com intercalações de calcilutitos, folhelhos e arenitos das porções medianas e distais da plataforma. Intercalações e interdigitações com as formações Ubarana e Tibau são razoavelmente comuns, definindo contatos gradacionais. A Formação Guamaré apresenta idades, baseadas em seu conteúdo fóssilífero, entre o Neocampaniano e o Holoceno.

As rochas da **Formação Tibau** (Eoceno a Holoceno – figura 2-5) são encontradas principalmente nas porções submersas das bacias Potiguar e do Ceará (figura 2-5), sendo conhecidas restritamente no setor emerso. Neste caso, ocorre no litoral norte do Estado do Rio Grande do Norte, mais precisamente ao longo de exposições na praia de Tibau, localidade que emprestou o nome à formação (Campos e Silva

1969 *apud* Sousa *et al.* 2001b), e a nordeste da cidade de Macau (Farias 1997 *apud* Sousa *et al.* 2001b). Sousa *et al.* (2001b) e Sousa (2003) reportam ainda a ocorrência de litologias correlatas na região de Lagoa do Mato, no litoral oriental do Ceará.

Originalmente a Formação Tibau era tida como uma unidade inferior da Formação Barreiras na região costeira da Bacia Potiguar (Cypriano & Nunes 1968 *apud* Moraes Neto 1999), onde compreende essencialmente arenitos finos a muito grossos, com finas intercalações de argilitos e de níveis conglomeráticos. Possuem origem marinha transicional, depositados em sistemas de leques costeiros originados pelo retrabalhamento de sedimentos de terrígenos na plataforma interna, semelhantemente a cordões litorâneos, ilhas de barreiras e canais de maré.

A **Formação Camocim** é constituída por conglomerados fluviais de idade eomiocênica (Costa *et al.* 1979; Saadi & Torquato 1992), cujos testemunhos afloram sob a forma de várias manchas espalhadas no trecho baixo da bacia hidrográfica do Rio Coreaú, no noroeste do Estado do Ceará, e no litoral entre as cidade de Camocim e a Ponta de Jericoacoara (figura 2-3).

É constituída por conglomerados com seixos de quartzo bem arredondados, indicando elevada maturidade, bem cimentados e exibindo uma matriz laterítica sílico-ferruginosa, com uma espessura residual de 20 m. A Formação Camocim é testemunho de uma deposição em ambiente fluvial torrencial, em clima tropical úmido. Costa *et al.* (1979) propõem que ela seja cronologicamente correlata à Formação Pirabas, compostas por calcários e argilitos depositados em ambiente marinho de águas rasas no litoral da região Norte do Brasil. A Formação Camocim é provavelmente cronocorrelata às unidades mais basais da Formação Barreiras, visto que esta é atribuída ao Plioceno (Costa *et al.* 1979).

Unidade originalmente formalizada por Kegel (1957 *apud* Moraes Neto 1999), a **Formação Barreiras** compreende depósitos de arenitos médios a grossos, argilosos, com intercalações de níveis conglomeráticos, argilitos e, mais raramente, folhelhos, que, via de regra, apresentam-se caulinizados e lateritizados no topo (Moraes Neto 1999). Posteriormente, a unidade foi redefinida e promovida a Grupo Barreiras por Mabesoone *et al.* (1972), sendo subdividido nas formações Serra do Martins (Mioceno/Plioceno), unidade basal representada por coberturas remanescentes no interior continental, Guararapes (Eopleistoceno) e Macaíba (Neopleistoceno), as duas últimas presentes no litoral do Nordeste. Segundo Mabesoone *et al.* (1972), cada uma das formações seria separada entre si por discordâncias e cada uma delas apresentaria perfis de intemperismo típicos (unidades edafo-estratigráficas).

O termo Formação Barreiras foi retomado ao final da década de oitenta, englobando as rochas sedimentares neógenas/quaternárias que ocorrem na faixa costeira nordestina, todas elas associadas a um sistema fluvial de ampla abrangência geográfica (Alheiros *et al.* 1988). Neste contexto, as rochas da Formação Serra do Martins passariam a representar uma unidade mais antiga, pré-Barreiras (Alheiros & Lima Filho 1991). Conforme o trabalho realizado por Souza (1982), a Formação Barreiras, no continente, possuiria como correlata cronoestratigráfica a Formação Tibau, na porção submersa da Bacia Potiguar.

Sistemas de leques aluviais, canais entrelaçados e, subordinadamente, planícies flúvio-lagunares denunciam um ambiente de deposição continental para a Formação Barreiras (Alheiros *et al.* 1988; Lima Filho *et al.* 1991). Datações por intermédio de palinomorfos denotam uma idade pliocênica para a porção superior da formação (Lima Filho *et al.* 1991).

A **Formação Faceira** é constituída na base por conglomerados polimícticos, com matriz arenosa, e por arenitos grossos mal selecionados, no topo, ocorrendo como um terraço no baixo curso do Rio Jaguaribe e do Rio Banabuiú (figura 2-2). Trata-se de uma unidade litoestratigráfica de origem essencialmente fluvial, com características locais de regime torrencial, com espessura máxima de 68 m. Moreira & Gatto (1981) consideram que ela transiciona lateralmente para a faixa areno-argilosa que recobre o litoral proximal (Formação Barreiras), e que sua idade deva ser pliocênica a quaternária, concordando com Santos *et al.* (1972), que lhe atribuem idade pliocênica. Mabesoone *et al.* (1972) correlacionam a Formação Faceira à antiga Formação Macaíba, encontrada no Estado do Rio Grande do Norte, de idade pleistocênica.

Depósitos de arenitos sobrepostos em discordância às rochas da Formação Barreiras foram originalmente caracterizados por Bigarella (1975 *apud* Lucena 1999), que aplicou a denominação **Formação Potengi**. São constituídos por arenitos quartzosos de coloração amarelo-avermelhado, por vezes confundidos com solos originados da Formação Barreiras. O termo Formação Potengi foi originalmente aplicado àqueles depósitos que ocorrem ao longo do litoral oriental do Estado do Rio Grande do Norte. Entretanto, sedimentos de natureza semelhante também podem ser encontrados ao longo do litoral do Estado do Ceará (Sousa *et al.* 2001b; Sousa 2003). Interpretações vigentes denotam uma natureza eólica para estes depósitos (Nogueira 1982; Lucena 1993), correspondendo a uma geração de paleodunas, já descaracterizadas.

2.2.4 – O MAGMATISMO PALEÓGENO/NEÓGENO

Conquanto não se tenha registro de afloramentos de rochas vulcânicas correlatas ao Vulcanismo Macau no Estado do Ceará, em particular na sua porção setentrional, como observado nos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba (figura 2-6), eventos similares cronocorrelatos são reportados nas proximidades e no interior da Bacia do Ceará. Deste modo, além de uma introdução ao Vulcanismo Macau, serão expostas também algumas informações relativas aos vulcanismos Mecejana, Mundaú, do Alto do Ceará e do Alto Atlântico.

O **Vulcanismo Macau** (Mesoeoceno ao Mioceno) ocorre na Bacia Potiguar sob a forma de corpos de diabásio e basalto, extrusivos e intrusivos, que cortam quase toda a seqüência sedimentar, do Eoaptiano ao Mioceno/Plioceno (figura 2-5). Mayer (1974 *apud* Almeida *et al.* 1988) propôs a denominação Formação Macau para os derrames vizinhos à cidade homônima. Porém, uma vez que esta atividade

vulcânica também inclui tipos intrusivos, o termo Vulcanismo Macau será aqui utilizado em substituição à Formação Macau. As rochas vulcânicas paleógenas a neógenas, do Rio Grande do Norte e da Paraíba, constituem *plugs*, *necks*, derrames e diques dispostos em uma faixa orientada aproximadamente na direção NNW-SSE, possuindo cerca de 300 km de extensão por 80 km de largura (Almeida *et al.* 1988) (figura 2-6).

O Vulcanismo Macau compreende predominantemente olivina-basaltos, basaltos e ankaratritos (Sial 1976a), com ocorrências locais de nefelinitos (Rodrigues 1976; Sial *et al.* 1981), toleítos, hawaiítos e basaltos picríticos (Sial *et al.* 1981). Baseado no estudo de nódulos ultramáficos inclusos nestas rochas, Sial (1976b) propôs que as mesmas foram originadas a partir de uma câmara magmática situada a cerca de 64 km de profundidade, ou mesmo mais rasa. Os derrames e diques tendem a constituírem-se de olivina-basaltos, sendo os *plugs* e *necks* compostos, sobretudo, de basanitos e ankaratritos.

Sial *et al.* (1981) reportaram 18 datações isotópicas K-Ar do Vulcanismo Macau, com valores entre o Eoceno e o Mioceno. Mizusaki (1989) aponta datações também pelo método K-Ar, compreendidas entre $44,6 \pm 6,6$ e $29,0 \pm 0,9$ Ma, ou seja, entre o Oligoceno e o Mioceno.

A origem do Vulcanismo Macau ainda é motivo de debate. Sial (1976a) interpreta este evento magmático ora como associado a um reajuste interno da Placa Sul-Americana, graças a um alívio de pressão em zonas arqueadas, ora como extrusões originadas pelo deslocamento horizontal do continente sobre uma pluma mantélica, e ora a ambos os eventos. Este mesmo autor admite também a possibilidade de que zonas de fraqueza tenham se formado na bordas dos continentes Sul-Americano e Africano, como resultado da deriva. Mudanças na velocidade de expansão do assoalho oceânico durante o Mioceno, em concomitância à Orogênese Andina, poderiam causar reajustes na Placa Sul-Americana e originar o vulcanismo.

Almeida (1956 *apud* Almeida *et al.* 1988) investigou indícios de uma possível extensão ao continente do alinhamento de montes submarinos e ilhas oceânicas, do qual fazem parte o Arquipélago de Fernando de Noronha e o Atol das Rocas. Estudos posteriores comprovaram a existência de um expressivo centro vulcânico alcalino oligocênico nas proximidades da capital cearense, Fortaleza, designado de **Vulcanismo Mecejana** (figura 2-6). O mesmo é constituído por diversos *necks* e diques de rochas alcalinas, principalmente fonólitos, encaixados nas rochas do embasamento cristalino (figura 2-6). Os fonólitos constituem *necks* que se mantêm em destaque topográfico, seguindo-se em importância os traquitos, que se apresentam como diques espessos.

Nascimento *et al.* (1981 *apud* Almeida *et al.* 1988) apresentam uma isócrona Rb-Sr em rocha total que acusou $36,0 \pm 2,0$ Ma para o fonólito de Mecejana. Cordani (1970 *apud* Almeida *et al.* 1988) havia determinado uma idade oligocênica para o mesmo fonólito, por meio de K-Ar em feldspato, encontrando

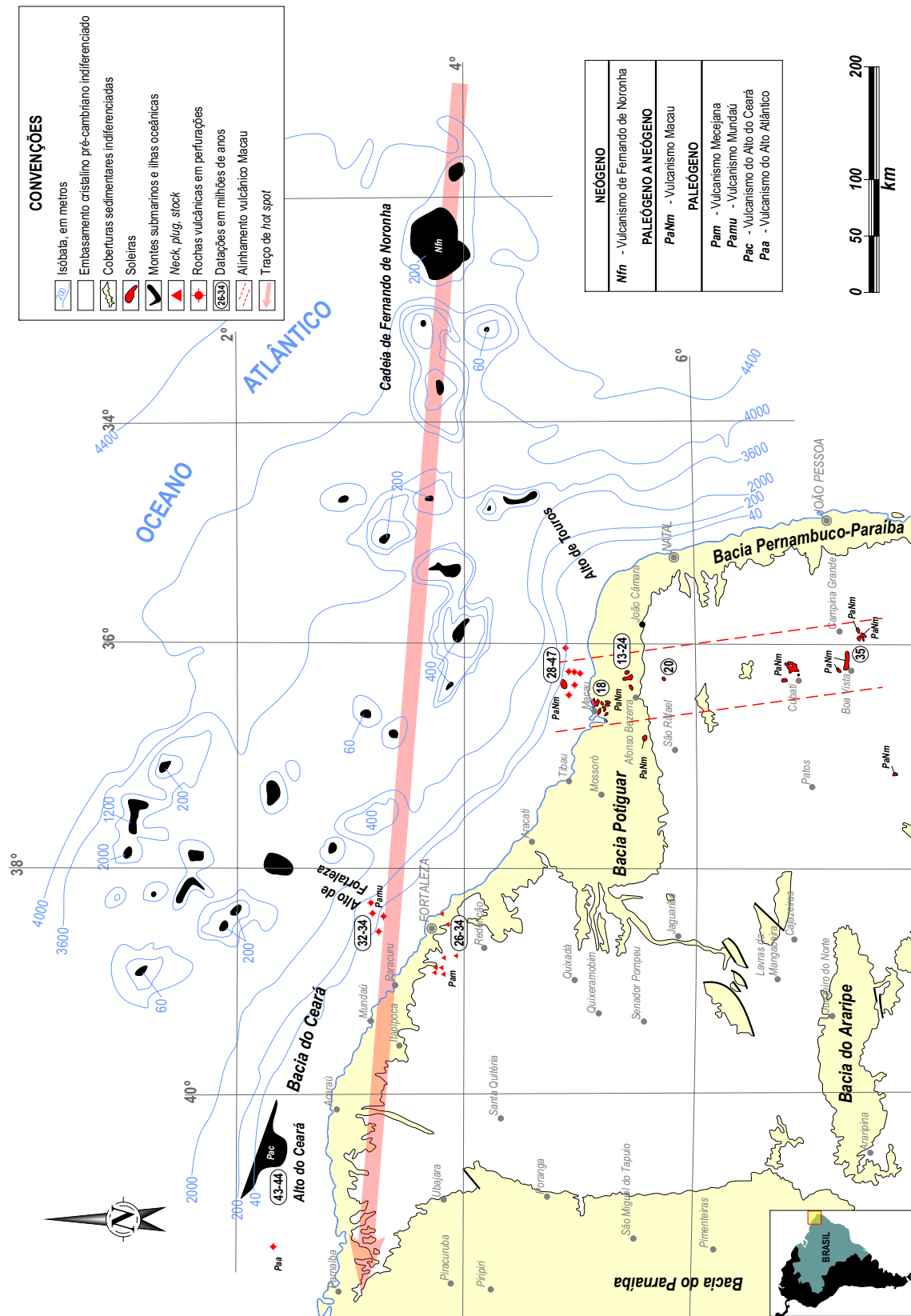


FIGURA 2-6: Mapa de ocorrência de rochas vulcânicas cenozóicas na porção setentrional da Província Borborema. Notar o alinhamento NNW-SSE dos centros vulcânicos relacionados ao Vulcanismo Macaú no continente (delimitado pelas linhas vermelhas). A seta em rosa-claro define o traço do hot spot de Fernando de Noronha e o sentido de deslocamento da Placa Sul-Americana (compilado de Almeida 1986 e Mizusaki et al. 2002).

29,9 Ma. Os diversos autores que estudaram a petrografia, mineralogia e a química dessas rochas salientaram sua semelhança com as congêneres do Arquipélago de Fernando de Noronha.

Na Sub-Bacia de Mundaú, no setor oriental da Bacia do Ceará e sobrepostos a sedimentos e rochas vulcânicas cretáceas, ocorre um vulcanismo paleógeno (**Vulcanismo Mundaú** – figura 2-6) representado por basaltos de natureza química ainda pouco conhecida, preliminarmente correlacionáveis ao Vulcanismo Macau (Beltrami *et al.* 1994). Datações em amostras de calhas de poços acusaram uma idade oligocênica, de $32,0 \pm 1,0$ Ma, para estas rochas (Thomaz Filho 1983 *apud* Almeida *et al.* 1988). Szatmari *et al.* (1987) referem-se brevemente à existência de um vulcanismo ácido de idade eocênica limitado ao Alto Atlântico (**Vulcanismo do Alto Atlântico** – figura 2-6), na Sub-Bacia de Piauí-Camocim (figura 2-6), cujas datações K-Ar em feldspatos extraídos das brechas vulcânicas forneceram idades eocênicas de $44,0 \pm 3,0$ e $43,0 \pm 12,0$ Ma.

O alinhamento de rochas vulcânicas, tanto no continente como na plataforma e na crosta oceânica, levou diversos autores a suspeitar da atividade de *hot spots* nesta porção da Placa Sul-Americana (a exemplo de Almeida 1986 e Mizusaki *et al.* 2002) (figura 2-6). Mizusaki *et al.* (2002) basearam suas interpretações em aspectos composicionais dos litotipos estudados considerando que, todas as atividades vulcânicas cenozóicas do Norte e Nordeste brasileiros, estariam relacionadas a um único evento tectono-magmático, ao interpretar que elas seriam o resultado da atuação de *hot spots* representando o reflexo de grandes plumas mantélicas (plumas de Tristão da Cunha e de Santa Helena) durante a deriva da Placa Sul-Americana em direção ao oeste.

CAPÍTULO 3

O Oceano Atlântico Equatorial e a Evolução da Margem Equatorial Atlântica

A Margem Equatorial Atlântica brasileira inclui toda a plataforma continental norte do Brasil e a sua porção emersa adjacente, estendendo-se por cerca de 1900 km, a partir do Alto de Touros, a leste, até a plataforma do Amapá, a oeste. Compreende um segmento de direção aproximada WNW, que pode ser subdivida em setores menores de direções E-W e NW-SE (figura 3-1). Engloba as bacias Potiguar, do Ceará, de Barreirinhas, de São Luiz, Pará-Maranhão e do Delta do Rio Amazonas, as plataformas de Aracati, Mundaú, Icarai, Ilha de Santana e do Parnaíba, e os altos de Fortaleza, do Ceará, Atlântico e Tutóia.

A origem desta margem continental está diretamente relacionada aos processos que levaram à ruptura do supercontinente Gondwana e a conseqüente abertura do Oceano Atlântico no Cretáceo Inferior. Portanto, o conhecimento dos processos que culminaram com a separação dos continentes Sul-Americano e Africano é de grande importância para o entendimento da estruturação da Margem Equatorial Atlântica e da evolução de suas bacias sedimentares.

Nos itens que seguem, será feita inicialmente uma breve introdução à fisiografia do Oceano Atlântico equatorial, com uma maior ênfase às suas principais zonas de fraturas transformantes, seguida da apresentação de uma compilação dos modelos evolutivos que procuram explicar a origem da Margem Equatorial Atlântica mais difundidos, finalizando com uma breve discussão sobre os mecanismos geodinâmicos envolvidos.

3.1 – O OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL E AS ZONAS DE FRATURAS TRANSFORMANTES

As zonas de fraturas transformantes do Oceano Atlântico equatorial foram mapeadas em detalhe por Gorini & Bryan (1976). Mais recentemente, pesquisadores do Instituto Geológico da Academia Russa de Ciências efetuaram uma série de levantamentos fisiográficos (Mazarovich *et al.* 1999a; Sokolov 1999a; Sokolov *et al.* 1999a), geológicos (Mazarovich 1999a,b; Mazarovich & Dobrolyubova 1999; Mazarovich *et al.* 1999b; Sokolov *et al.* 1999b,c) e geofísicos (Sokolov 1999b,c,d,e,f) na escala 1:20.000.000 da região do Oceano Atlântico Equatorial compreendida entre os paralelos 25N e 15S e os meridianos 10W e 60W (figura 3-2), melhorando a resolução dos mapeamentos até então disponíveis.

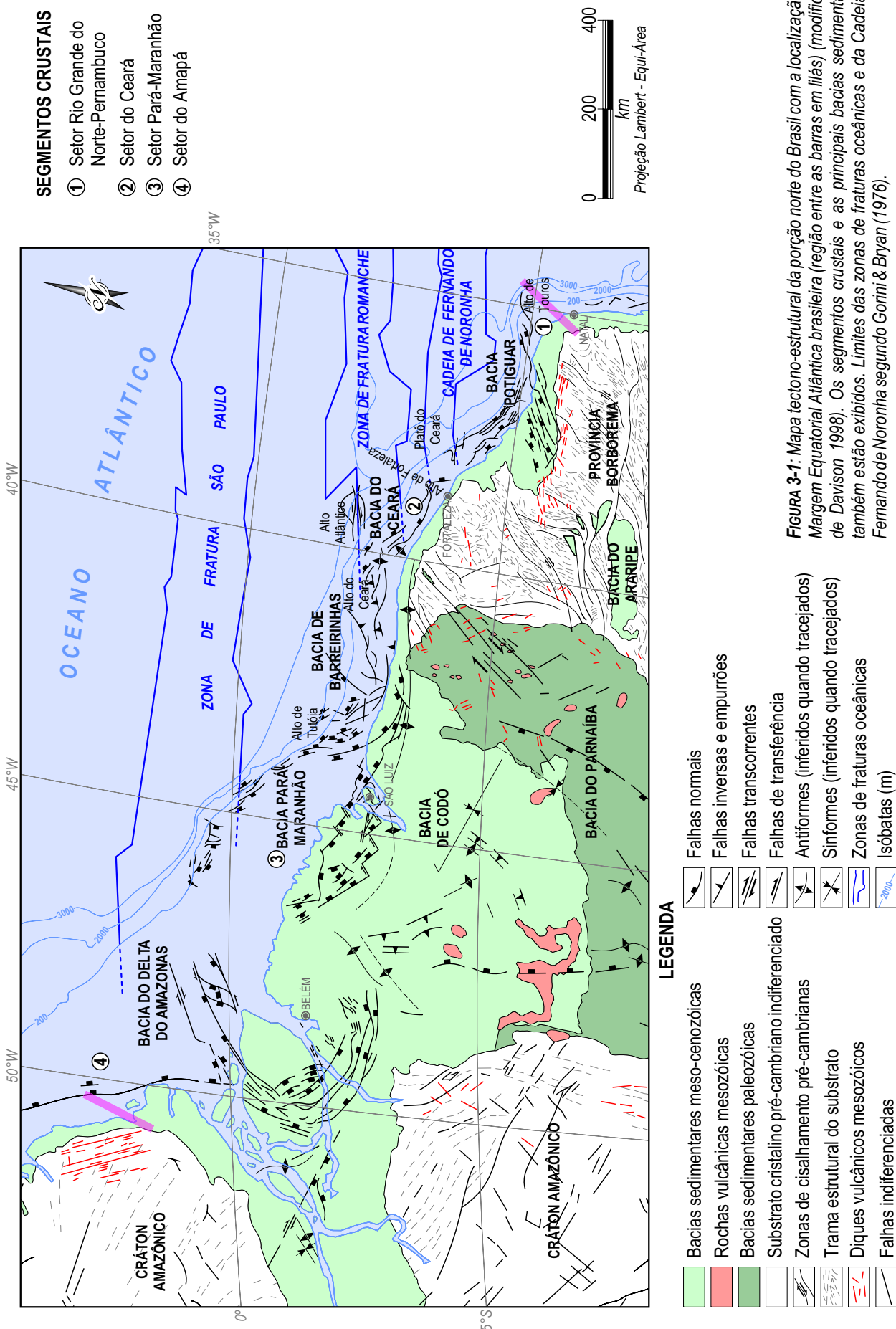


FIGURA 3-1: Mapa tectono-estrutural da porção norte do Brasil com a localização da Margem Equatorial Atlântica brasileira (região entre as barras em lilás) (modificado de Davison 1998). Os segmentos crustais e as principais bacias sedimentares também estão exibidos. Limites das zonas de fraturas oceânicas e da Cadeia de Fernando de Noronha segundo Gorini & Bryan (1976).

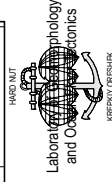


FIGURA 3-2. Mapa de relevo de fundo do Oceano Atlântico central obtido a partir de altimetria por satélite, e topografia da área continental adjacente. São exibidas ainda as principais estruturas e feições fisiográficas do oceano e continentes adjacentes (modificado de Sokolov 1999a).

As zonas de fraturas constituem um conjunto de estruturas transversais que deslocam a Dorsal Mesoatlântica por distâncias que podem atingir mais de 1500 km, representando uma das feições mais proeminentes do Oceano Atlântico equatorial. Estendem-se de maneira praticamente contínua de um flanco ao outro do oceano, das costas setentrional e oriental do Brasil ao litoral leste africano (figura 3-2). De um modo geral, a oeste da Dorsal Mesoatlântica, as zonas de fraturas exibem direção aproximadamente E-W, que passam a ser ENE-WSW, a leste da dorsal (figura 3-2).

As zonas de fraturas dividem o assoalho oceânico em segmentos crustais que variam apreciavelmente em largura. Mesmo a largura das próprias zonas pode variar consideravelmente e, em alguns casos, elas são tão ou mais amplas que os segmentos crustais delimitados. As margens continentais de cada lado do Oceano Atlântico equatorial também podem ser divididas em segmentos ou setores bordejados por cadeias marginais ou por altos soterrados do embasamento, que constituem a expressão das zonas de fraturas no continente (Gorini & Bryan 1976). Assim, a Margem Equatorial Atlântica brasileira é segmentada, de oeste para leste nos setores do Amapá, Pará-Maranhão, do Ceará e Rio Grande do Norte-Pernambuco (figura 3-1). Cada um dos setores desenvolveu bacias sedimentares marginais, semi-isoladas, que exibem evoluções tectonossedimentares independentes e distintas das vizinhas.

De norte para sul no Oceano Atlântico equatorial, as principais zonas de fraturas são: São Paulo, Romanche, Chain e Jean Charcot, que passarão a ser descritas a seguir.

A *Zona de Fratura São Paulo* (figura 3-2) pode ser traçada no interior da margem continental da Libéria e da Costa do Marfim, na África, como uma ampla feição através das cadeias de São Paulo e Cabo Palmas (Gorini & Bryan 1976). No Brasil ela engloba uma região bastante vasta, sendo composta por três cadeias marginais (uma das quais é a Cadeia Norte Brasileira – figura 3-2), separadas entre si por dois vales, podendo ser seguida sob a plataforma continental do delta do Rio Amazonas.

A *Zona de Fratura Romanche* (figura 3-2) corresponde à principal feição estrutural do Oceano Atlântico equatorial, estando presente em ambos os flancos do oceano, constituindo o segmento E-W meridional da Cadeia Norte Brasileira e a Cadeia de Gana-Costa do Marfim (Gorini & Bryan 1976). A Zona de Fratura Romanche provoca um deslocamento de cerca de 940 km na Dorsal Mesoatlântica. Nas plataformas continentais, esta zona de fratura é tentativamente correlacionada a uma região de flexura em cada um dos continentes, constituída por uma seqüência de *horst* e *graben*. As zonas de flexuras são caracteristicamente representadas por um arco sob a porção litorânea, uma bacia sob a plataforma continental e um alto na cunha plataformar.

A *Zona de Fratura Chain* (figura 3-2) pode ser seguida a partir da Dorsal Mesoatlântica até a região de montes abissais no lado brasileiro e através das elevações continentais no lado africano. Muito

embora haja pouca evidência da continuação desta zona no continente, algumas feições geológicas podem ser a ela correlacionadas. No lado africano, o Flanco do Benin, que corresponde a uma zona de flexura, e a Cadeia de Okitipupa (continuação mais a sudoeste do Flanco do Benin), separam a Bacia de Dahomey da Bacia do Delta do Níger, e coincidem aproximadamente com o que seria a continuação da Zona de Fratura Chain no continente (Gorini & Bryan 1976).

A *Zona de Fratura Jean Charcot* (figura 3-2) tem sido delineada por diversos levantamentos sísmicos correspondendo a importantes mudanças de nível do embasamento no fundo oceânico. A zona é tentativamente traçada, no lado africano, através do Anticlinório de Abakaliki na Fossa do Benuê, como uma anomalia gravimétrica positiva, e um alto estrutural profundo na Bacia do Níger, onde é denominada de *Cadeia de Jean Charcot* (Gorini & Bryan 1976). No lado brasileiro, existe uma correspondência entre a posição e direção da zona de fratura e a *Cadeia de Fernando de Noronha* (a contraparte sul-americana da Cadeia de Jean Charcot), que tem sido uma cadeia ou um alto linear desde o início da sedimentação no Setor do Ceará. Mudanças marcantes na direção da cadeia podem ser identificadas a partir do leste em direção ao continente, onde o Platô do Ceará e as rochas pertencentes ao Vulcanismo Mecejana, são tidos como uma expressão no continente da Cadeia de Fernando de Noronha (Gorini & Bryan 1976; Mizusaki *et al.* 2002).

3.2 – RECONSTRUÇÕES PRÉ-DERIVA MESOZÓICA PARA O OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL

Desde que Wegener (1929) propôs a divisão da litosfera da Terra em um conjunto de blocos que se deslocam uns em relação aos outros (as *placas tectônicas*), diversas tentativas têm sido feitas para reconstruir a configuração original das placas litosféricas no decorrer do tempo geológico, em especial durante o Mesozóico (Rabinowitz & LaBrecque 1979; Pindell & Dewey 1982; Pindell 1985; Szatmari *et al.* 1985, 1987; Françolin & Szatmari 1987; Marinho & Mascle 1987; Azevedo 1991; Matos 2000; ver, por exemplo, figura 3-3).

As principais tentativas de reconstrução pré-deriva continental foram propostas para os continentes Sul-Americano e Africano, principalmente devido à grande similaridade entre as linhas de costa atlânticas de ambos os continentes, fato que chamou a atenção de pesquisadores desde o primeiro quarto do século XVII. No entanto, somente no final do século XIX é que surgiram os primeiros modelos que objetivaram retratar o posicionamento relativo original entre a América do Sul e a África há cerca de 200 milhões de anos, antes da ruptura do supercontinente Gondwana.

Muito embora a correlação entre as principais unidades geológicas do Oeste Africano e da América do Sul tenha sido sugerida desde muito tempo antes da aceitação da Teoria da Tectônica de Placas, a correspondência detalhada de feições, através de ambos os lados do Oceano Atlântico sul, nunca foi totalmente resolvida, essencialmente devido à dificuldade de conseguir um encaixe preciso entre

os dois continentes (figura 3-3). Utilizando diferentes marcadores e procurando minimizar as lacunas e as sobreposições, muitas técnicas têm sido aplicadas, objetivando obter a mais coerente disposição pré-deriva mesozóica dos continentes Sul-Americano e Africano, como, por exemplo, o ajuste por mínimos quadrados da isóbata de 925 m (Bullard *et al.* 1965 *apud* Azevedo 1991; Vink 1982), a utilização de anomalias magnéticas (Rabinowitz & LaBrecque 1979; Pindell *et al.* 1988), a determinação do limite de depósitos de sal para inferir os limites dos continentes, e o ajuste de feições tectônicas como zonas de cisalhamento (Martin *et al.* 1981; Caby 1989).



FIGURA 3-3: Reconstrução pré-deriva mesozóica para o Oceano Atlântico a partir da isóbata de 925 m, definida como o limite médio dos continentes. Notar a presença de regiões de sobreposição (faixas negras) e de lacunas (faixas brancas) entre os continentes. Compilado de Bullard *et al.* (1965).

O problema dos desajustes entre as placas Sul-Americana e Africana durante a configuração pré-deriva têm sido o foco principal de algumas teorias. O desajuste observado nas reconstruções poderia ser explicado por quatro fontes potenciais de discrepâncias, que atuariam isolada ou conjuntamente, a exemplo do (i) estiramento diferencial de margens conjugadas devido à assimetria da propagação do rifteamento (Vink 1982), (ii) do descolamento de microplacas da margem continental (Sibuet & Mascle 1978; Szatmari *et al.* 1985), (iii) da deformação interna da litosfera continental (Pindell *et al.* 1988; Unternehr *et al.* 1988; Fairhead 1988; Castro 1987) e (iv) da sedimentação e/ou erosão ao longo das margens continentais.

3.3 – EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA

Quando se considera que o Oceano Atlântico Sul iniciou sua abertura há cerca de 130 Ma, entre o Berriasiano e o Valanginiano, e que o Oceano Atlântico Equatorial tenha começado somente há 110 Ma,

no Aptiano, os processos tectônicos ocorridos durante este intervalo de tempo de 20 Ma, exercem uma importância fundamental para a evolução da região equatorial.

Muito embora os vários modelos aplicados à abertura do Oceano Atlântico Equatorial exibam algumas diferenças entre si, de uma maneira geral é aceito que, durante a evolução da Margem Equatorial Atlântica, a instalação de zonas transformantes tenha sido o principal mecanismo a governar a cinemática de separação dos continentes Sul-Americano e Africano, durante o Cretáceo Superior. As particularidades inerentes a cada um dos modelos residem essencialmente na época em que teria ocorrido a movimentação transformante entre os continentes, o que, por seu turno, seria uma resposta à atribuição de diferentes posições para o(s) pólo(s) de rotação relativa (*pólo de Euler*) entre os continentes em separação.

Alguns dos modelos atribuem uma relativa importância a uma etapa prévia de rotação rígida entre a América do Sul e a África, acompanhada pelo desenvolvimento de setores em encurtamento na Margem Equatorial Atlântica, uma etapa subsequente de movimentação oblíqua na direção NNE (quando já teria ocorrido a formação de crosta oceânica – figura 3-5c), finalizando por um estágio em que ambos os continentes distanciar-se-iam lateralmente ao longo de falhas transformantes (Rabinowitz & LaBrecque 1979; Szatmari *et al.* 1985, 1987; Françolin & Szatmari 1987) (figuras 3-4 e 3-5). Outros autores desconsideram a etapa inicial de rotação rígida, reservando uma maior atenção à influência dos movimentos transformantes na deformação ao longo da margem, que sucederia um estágio inicial de estiramento NE-SW (Zalán *et al.* 1985). O modelo de Fairhead (1988) torna a considerar que variações temporais na localização do pólo de rotação teriam influenciado no quebramento do Gondwana ocidental (figura 3-6). Finalmente, diversos pesquisadores têm dado, ultimamente, maior atenção à influência que a cinemática das zonas de fraturas transformantes exerceria na abertura do Oceano Atlântico Equatorial e no controle de sua atual geometria, destacando que toda a deformação teria sido originada a partir de um pólo de rotação fixo localizado no hemisfério norte (Sykes 1978; Pindell & Dewey 1982; Pindell 1985; Marinho & Mascle 1987; Pindell *et al.* 1988; Unternehr *et al.* 1988; Azevedo 1991; Matos 2000) (figuras 3-7 e 3-8).

A rotação rígida entre a América do Sul e a África teria se dado em resposta ao desenvolvimento de um sistema de fraturas de direção aproximadamente NNE, controlado por esforços trativos WNW-ESE, que teria iniciado na porção sul do Gondwana ocidental e que se propagaria em direção ao norte (Szatmari *et al.* 1985, 1987; Françolin & Szatmari 1987) (figuras 3-4a e 3-5a). Tais esforços poderiam ter ocorrido na transição entre o Berriasiano e o Hauteriviano (Szatmari *et al.* 1987; Françolin & Szatmari 1987) ou, mais precisamente, na transição Berriasiano/Valanginiano (Rabinowitz & LaBrecque 1979).



FIGURA 3-4: Modelo de evolução tectônica para a abertura do Oceano Atlântico Meridional envolvendo uma etapa inicial de rotação rígida (modificado de Rabinowitz & LaBrecque 1979). (a) Reconstrução pré-deriva para o Valanginiano, há cerca de 130 Ma. Para o ajuste, a África foi rotacionada em relação à América do Sul; (b) estágio rifte com rotação rígida ao redor de um pólo (estrela em vermelho) situado nas proximidades da cidade de São Luiz, no Estado do Maranhão. As setas indicam o sentido de movimentação da África em relação à América do Sul; (c) estágio drifte precoce ou wrench durante o Eoalbiano; (d) estágio de margem passiva a partir do Campaniano.

Rabinowitz & LaBrecque (1979) posicionam o pólo de Euler da separação dos continentes Sul-Americano e Africano em 0230' S – 4500' W (nas proximidades da cidade de São Luiz, no Estado do Maranhão), entre o Valanginiano e o Neo-Aptiano (figura 3-4b). Já para Szatmari *et al.* (1987) e Françolin & Szatmari (1987), o pólo de rotação estaria localizado aproximadamente em 07°S – 39°W (sul do Estado do Ceará), no final do Cretáceo inferior (figura 3-5b). Controvérsias quanto ao posicionamento do pólo a parte, ambos os modelos consideram que a América do Sul sofreria uma rotação horária em relação ao continente africano. Esta configuração submeteria à compressão as regiões posicionadas a oeste do pólo, e à distensão aquelas dispostas a leste (figuras 3-4b e 3-5b). Segundo Szatmari *et al.* (1985; 1987) e Françolin & Szatmari (1987), ao fim do Aptiano o pólo de rotação teria migrado para noroeste, até as proximidades do Oiapoque, no Estado do Amapá, onde permaneceria até o Eoalbiano (figura 3-5c).

Uma etapa de estiramento litosférico de direção NNE-SSW, na Margem Equatorial Atlântica, teria acontecido no final do Meso ao Neo-Aptiano (Szatmari *et al.* 1985, 1987; Françolin & Szatmari 1987) (figura 3-5c). No início do Albiano (Rabinowitz & LaBrecque 1979) (figura 3-4c) ou na transição entre o Albiano e o Cenomaniaco (Szatmari *et al.* 1985, 1987; Françolin & Szatmari 1987) (figura 3-5d), a crosta continental do Gondwana ocidental já estaria rompida ao longo de toda a Margem Continental Atlântica da América do Sul. O pólo de rotação migrou em direção ao norte, passando a localizar-se em 41°18' N – 43°48' W (Rabinowitz & LaBrecque 1979). Somente então os movimentos divergentes de direção E-W passariam a ser acomodados por cisalhamentos dextrais (origem das zonas de fraturas transformantes) na Margem Equatorial Atlântica recém formada (figuras 3-4c,d e 3-5d).

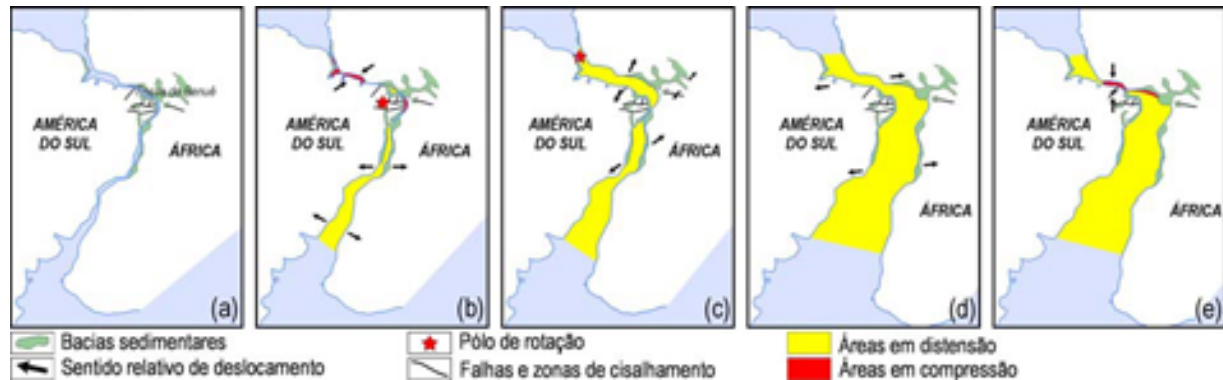


FIGURA 3-5: Modelo de evolução tectônica para a abertura do Oceano Atlântico Meridional envolvendo uma etapa inicial de rotação rígida (modificado de Szatmari et al. 1985; 1987; e Françolin & Szatmari 1987). (a) Reconstrução pré-deriva dos continentes Sul-Americano e Africano; (b) estágio rifte entre o Berriasiano e o Hauteriviano, com rotação rígida ao redor de um pólo situado nas proximidades da cidade de Lavras da Mangabeira, no sul do Estado do Ceará. As setas indicam o sentido de movimentação da África em relação à América do Sul; (c) rifteamento aptiano quando ocorreu a migração do pólo de rotação para as proximidades da cidade do Oiapoque, no Estado do Amapá, provocando uma etapa de estiramento NNE-SSW na Margem Equatorial Atlântica; (d) estágio de deslocamento lateral dextral na direção E-W (Albiano a Cenomaniano) dos continentes Sul-Americano e Africano ao longo de zonas transformantes; e (e) compressão N-S entre o Coniaciano e o Eopaleógeno..

Um último evento de compressão N-S teria ocorrido provavelmente do Coniaciano ao Eopaleógeno (Szatmari et al. 1985, 1987; Françolin & Szatmari 1987) (vide figura 3-5e), provocando o soerguimento e a erosão da seqüência paleozóica na extremidade nordeste da Bacia do Parnaíba, a formação de dobramentos na Bacia de Barreirinhas e uma reativação transcorrente sinistral da Zona de Cisalhamento Sobral Pedro II.

Outros modelos propostos advogam em favor de uma evolução mais simples, que não envolveria o estágio inicial de rotação rígida com compressão associada. Ao estudarem a evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Piauí (também Sub-Bacia de Piauí-Camocim, se anexada à Bacia do Ceará), Zalán et al. (1985) identificaram quatro estágios evolutivos que podem ser extrapolados para a Margem Equatorial Atlântica. O Estágio Rifte, ocorrido entre o Mesovalanginiano e o Eoaptiano, marcaria o início da deformação na região, quando a América do Sul e a África estariam separando-se na direção NE-SW, em alto ângulo com relação às suas margens equatoriais. Durante o *Estágio Drifte* (Eoaptiano a Neo-Albiano), a separação em alto ângulo continuaria e, neste momento, o Oceano Atlântico Equatorial já estaria aberto. No Estágio *Wrench* (Neo-Albiano a Eocenomaniano), movimentos transformantes teriam sido iniciados ao longo da Zona de Fratura Romanche, provavelmente devido a mudanças na direção de expansão de NE-SW para E-W. Finalmente, durante o Estágio de Margem Passiva ou Drifte Tardio (Neocenomaniano ao Holoceno), a região estudada estaria submetida a processos erosionais e a uma gradual subsidência térmica, graças ao distanciamento dos centros de expansão oceânica.

Fairhead (1988) concentrou seus estudos na África, particularmente nos sistemas de riftes Central e Oeste Africano. O autor chama a atenção para a similaridade das idades entre os sistemas de riftes e as estruturas observadas ao longo do Oceano Atlântico Equatorial e Sul, denotando assim que todas estas feições teriam sido desenvolvidas como resultado dos mesmos eventos que levaram à fragmentação do

Gondwana ocidental. Fairhead (1988) admite que a fase inicial de abertura tenha ocorrido entre 130 e 119 Ma (Eovalanginiano a Neo-Hauteriviano), condicionada por um pólo de rotação localizado em 27°N – 18°W (figura 3-6a). A fragmentação se iria iniciada ao sul do supercontinente e propagar-se-ia em direção ao norte (figura 3-6a). A Margem Continental Oriental do Brasil e o sistema de riftes do Oeste Africano constituiriam uma única megaestrutura. Neste cenário, o sistema de riftes africano representaria um ramo abortado da ruptura. Ao final do Cretáceo (Maastrichtiano), já em um estágio bastante avançado da separação continental, o pólo de Euler estaria posicionado em 66°N – 25°W (figura 3-6b).

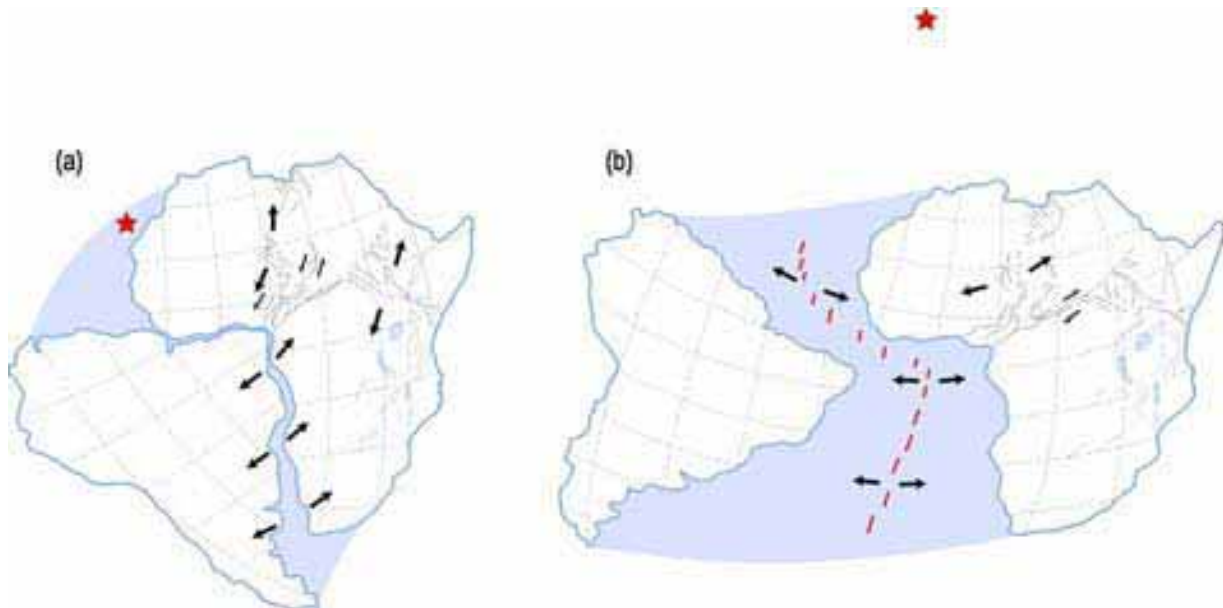


FIGURA 3-6: Estágios de abertura do Oceano Atlântico Meridional para (a) o período entre o Valanginiano e Hauteriviano há 130-119 Ma, e (b) o Maastrichtiano, há 67 Ma, e seus respectivos pólos de rotação (estrelas em vermelho), e o desenvolvimento dos sistemas de riftes Central e do Oeste Africano (compilado de Fairhead 1988).

Nos modelos atualmente mais difundidos, a implantação de falhas transcorrentes/transformantes dextrais teria acontecido já em períodos precoces da separação continental ao longo do Oceano Atlântico Equatorial (Pindell & Dewey 1982; Pindell 1985; Marinho & Mascle 1987; Azevedo 1991; Matos 2000; ver figura 3-7). Estes autores defendem a hipótese de que, durante a quebra do Gondwana, tanto a América do Sul como a África teriam acomodado a ruptura interna por deslocamentos transcorrentes que evoluíram, mais tarde, para transformantes.

Os modelos que defendem a implantação precoce de um regime transcorrente/transformante ao longo da Margem Equatorial Atlântica também assumem uma história evolutiva relativamente mais simples, desconsiderando a etapa de rotação rígida das placas Sul-Americana e Africana ao redor de um pólo localizado no Nordeste brasileiro. A translação das placas litosféricas traduz um regime de transtação que seria controlada por um único pólo, posicionado, *grosso modo*, no atual hemisfério norte (figura 3-8a). Cada um dos vários modelos desenvolvidos atribui uma localização diferente para o pólo de rotação durante o Cretáceo inferior, o que pode, provavelmente, estar relacionado a incertezas inerentes a

cada uma das análises cinemáticas realizadas ou por assumir que a distorção interna de cada um dos continentes ocorreu em cenários tectônicos e deformacionais distintos (Azevedo 1991). Em tal contexto, Pindell & Dewey (1982) posicionam o pólo de rotação em 5506' N – 3542' W, Pindell (1985) em 5206' N – 3400' W e Unternehr *et al.* (1988) em 5236' N – 3312' W.

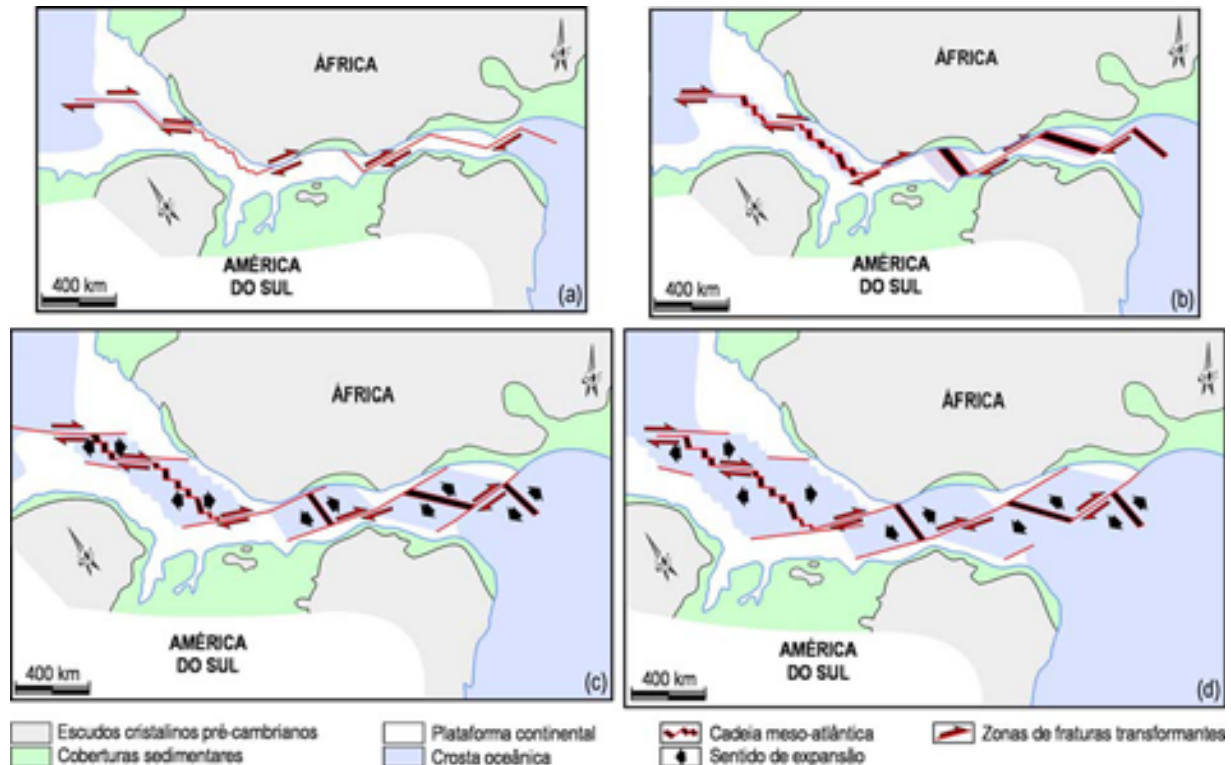


FIGURA 3-7: Modelo de evolução tectônica para a abertura do Oceano Atlântico Equatorial segundo Marinho & Mascle (1987): (a) Reconstrução para 133 Ma quando a América do Sul e a África ainda constituíam uma única massa continental; (b) situação há 116 Ma, com início das primeiras tensões cisalhantes (movimentação lateral dextral) e instalação subsequente dos primeiros centros de criação de crosta oceânica; (c) posição dos continentes há cerca de 100 Ma; e (d) por volta de 80 Ma quando teria ocorrido a dissipação das tensões cisalhantes ao longo das margens continentais da América do Sul e da África.

A fragmentação do Gondwana, com a subsequente abertura do Oceano Atlântico Equatorial, teria ocorrido em diferentes etapas ou estágios (Asmus & Baisch 1983; Azevedo 1991; Basile *et al.* 1993; Matos 2000), sendo que os primeiros indícios da deformação continental ao longo do futuro Oceano Atlântico Equatorial vêm do período compreendido entre o Berriasiano e o Hauteriviano (Pindell & Dewey 1982; Pindell 1985; Marinho & Mascle 1987; Azevedo 1991; Basile *et al.* 1993; Matos 2000). Nesta época, houve o desenvolvimento dos riftes do Benuê e Potiguar; os lineamentos pré-cambrianos de Patos e Pernambuco, além zonas de cisalhamento Ngaoundere e Sanagar, teriam sido reativados com cinemática transcorrente dextral, enquanto que a região localizada a oeste do lineamento transbrasiliiano permaneceu relativamente indeformada (Azevedo 1991). Uma zona de transferência entre os riftes do Benuê e Potiguar poderia ser a primeira expressão da futura Zona de Fratura Chain. Durante este período (*Estágio Continente-Continente* – Azevedo 1991, ou *Estágio Pré-Transformante* – Matos 2000), um ciclo sedimentar pré-transtração, representado por associações de idade jurássica a cretácea inferior (pré-

Barremiano), antecederiam a fase principal de estiramento no Atlântico Equatorial, estando preservado por associações de rifte nas Bacias de Marajó e Potiguar submersa (Formação Pendência nesta última).

Um ciclo sedimentar subsequente, sintranstração, é denotado por eventos sedimentares e magmáticos descontínuos, que deram início à fragmentação do continente durante o Neobarremiano (Marinho & Mascle 1987; Matos 2000). Nesta idade, haveria a implantação de cisalhamentos e fraturamentos intracontinentais em resposta às condições transtracionais aplicadas. O ciclo tem início com o estiramento litosférico no Oceano Atlântico Equatorial cujo ápice é atingido durante o Aptiano, quando o regime de transtração teria originado uma série de bacias *en échelon*, com direção NW-SE (Matos 2000).

Entre o Aptiano e o Eoalbio, a deformação crustal continuou a ser controlada pela translação entre as placas Sul-Americana e Africana (figura 3-7a). As placas deslocar-se-iam segundo vetores de direção próxima a E-W. No intervalo de tempo compreendido entre o Albiano e o Cenomaniano (*Estágio Continente-Oceano* – Azevedo 1991, *Estágio Sintransformante* – Matos 2000), a Margem Equatorial Atlântica continuaria submetida a movimentos translacionais E-W (figura 3-7a e 3-7b). O ambiente tectônico resultante combinaria distensão NE-SW associada aos cisalhamentos E-W.

Enquanto o deslocamento prosseguia desde o Cenomaniano, a litosfera tornava-se cada vez mais afinada, particularmente em algumas zonas transtrativas, onde porções intensamente fraturadas passariam a atuar como protodorsais oceânicas, possibilitando a formação de crosta oceânica em meio à crosta continental (figura 3-7b). O desenvolvimento destes centros de expansão levou ao desenvolvimento de falhas transformantes que passaram, então, a definir o limite litosférico entre as recém-formadas placas Sul-Americana e Africana (Azevedo 1991; Matos 2000). A formação do assoalho oceânico teria ocasionado a dissipação das tensões cisalhantes nos continentes, que passariam a experimentar uma relativa quiescência tectônica (Marinho & Mascle 1987).

As falhas transformantes passariam a controlar a geometria do limite entre os continentes (figuras 3-7b, 3-7c e 3-8a), com setores evoluindo para segmentos transformantes transtrativos e transpressivo. Este regime de deformação rotacional regional conduziria a complexos padrões estruturais, caracterizados por sistemas de falhas transcorrentes conjugadas, com falhas inversas e normais associadas.

Somente após a finalização dos efeitos termais promovidos por centros de espalhamento próximos e uma diminuição da influência de zonas de fraturas ou transformantes, é possível haver o desenvolvimento de uma típica margem passiva (Matos 2000), situação tal que poderia ter ocorrido desde o Cenomaniano (figuras 3-7d e 3-8b). Durante este *Estágio Oceano-Oceano* (Azevedo 1991) ou *Pós-Transformante de Margem Passiva* (Matos 2000), a movimentação transformante teria cessado ao longo das margens continentais, tendo sido transferidas para o oceano recém-desenvolvido (Azevedo 1991). Com o distanciamento dos centros de expansão da borda dos continentes, o resfriamento litosférico passou a promover uma subsidência generalizada, e a contínua expansão do assoalho oceânico, na direção E-W, registraria o fim deste período de intensa atividade tectônica.

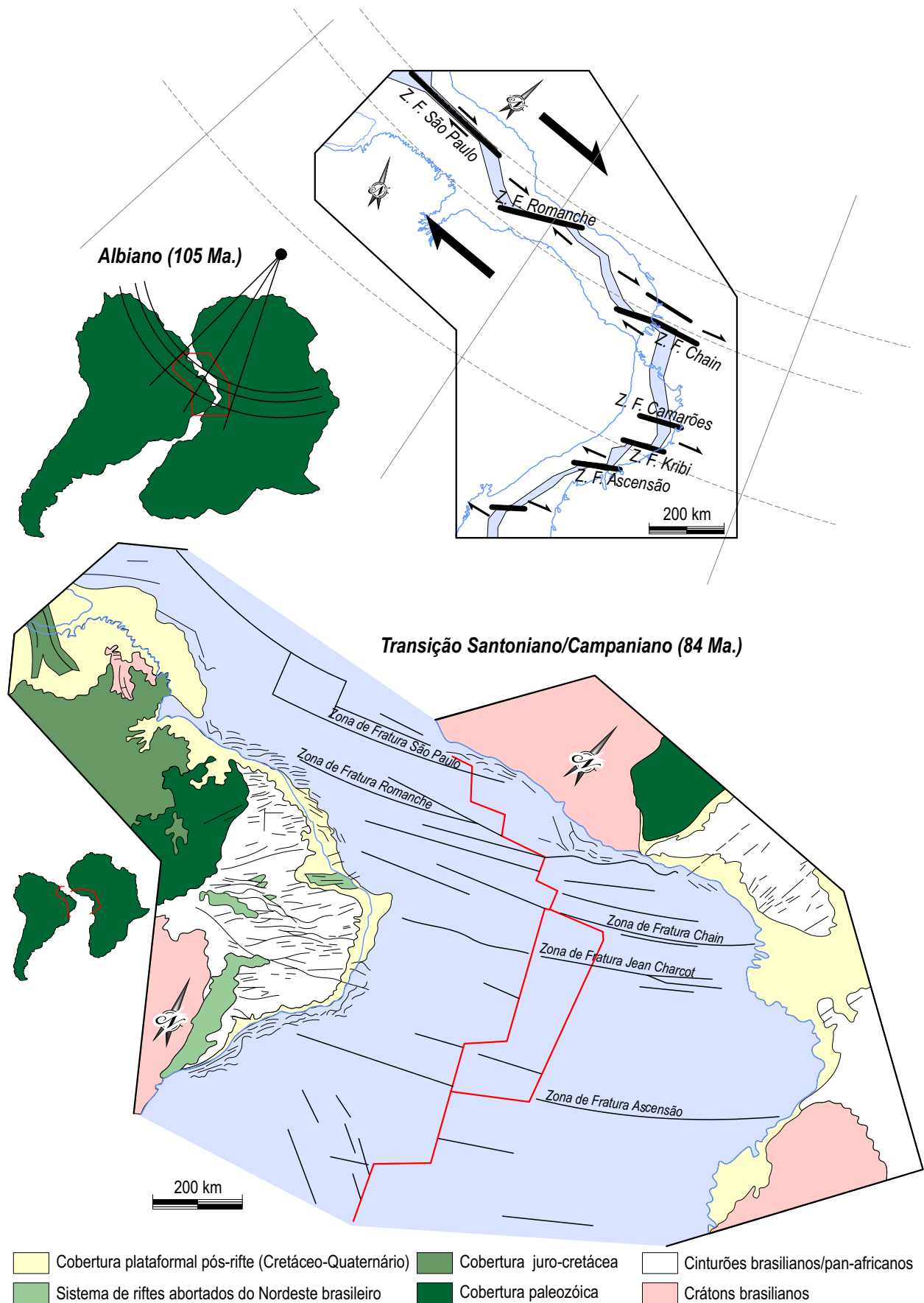


FIGURA 3-8: (a) Reconstrução continental imediatamente em seguida à ruptura do Gondwana Ocidental no Albiano, mostrando a partição entre diferentes estilos deformacionais ao longo do Oceano Atlântico Equatorial. As linhas tracejadas indicam a trajetória de movimento das placas litosféricas a partir de um pólo de rotação localizado no hemisfério norte; (b) posicionamento dos continentes Sul-Americano e Africano durante a transição entre o Santoniano e o Cenomaniano (compilado de Matos 2000).

3.4 – GEODINÂMICA DA FRAGMENTAÇÃO DO GONDWANA OCIDENTAL

Os mecanismos geodinâmicos que levaram à ruptura do Gondwana ocidental e a subsequente abertura do Oceano Atlântico Equatorial ainda são pouco conhecidos, permanecendo objeto de discussão.

Alguns modelos defendem que o rifteamento na região tenha se originado sob a ação de uma pluma mantélica (O'Connor & Duncan 1990, por exemplo). Outros esquemas, entretanto, advogam que o rifteamento tenha ocorrido essencialmente por um aumento nas tensões desviatórias horizontais antes da ruptura (Matos 2001, por exemplo). Estas hipóteses trazem ao debate a atuação de um rifteamento ativo (acionado por plumas) *versus* passivo (acionado por tensões horizontais) influenciando a ruptura e a separação continental ao longo da Margem Equatorial Atlântica Afro-Brasileira no Cretáceo inferior.

O rifteamento ativo ocorre quando há a formação de uma área anormalmente quente na porção do manto superior sotoposta à litosfera que irá partir-se, graças à ascensão de calor por meio de uma pluma mantélica. O vulcanismo é um evento precoce e se origina por fusão parcial no topo da pluma (a expressão da pluma na superfície define um *hot spot*). A injeção de energia (calor) diminui a densidade da litosfera, provocando seu soerguimento e a formação de um domo topográfico, causando afinamento litosférico, com uma concentração de tensões em uma camada razoavelmente delgada próximo à superfície que, em consequência, sofre estiramento e falhamentos (Bott 1995). O rifte assume uma geometria com três braços radiais, cada um disposto a aproximadamente 120° em relação aos demais. O estiramento pode prosseguir ao longo dos três braços, evoluindo até a criação de três placas tectônicas distintas, ou em apenas dois deles, quando o terceiro pode deixar de ser ativo, dando origem a um rifte abortado. Nesta situação apenas duas placas seriam formadas (Windley 1986). Subsidência termal ocorre como um último evento, em resposta ao resfriamento da pluma e aumento da densidade da litosfera (Bott 1995; Condie 1997).

Durante o rifteamento passivo, tensões desviatórias horizontais governam o processo de quebra da litosfera. Em vista disto, os falhamentos ocorrem já em estágios precoces da ruptura. Todo o vulcanismo pós-data os falhamentos e se origina por fusão adiabática do manto astenosférico, que ascende em virtude do estiramento da litosfera. A região afetada pode mostrar várias etapas de subsidência, mesmo quando não ocorre deposição sedimentar (Bott 1995). As tensões desviatórias não possuem origem no local e são atribuídas a mecanismos externos à região do rifte (puxão da placa em zonas de subducção, por exemplo), o que pode explicar a formação de segmentos de margens passivas distanciadas das regiões de *hot spots* (Bott 1995).

Na fragmentação do Gondwana ocidental, a Margem Equatorial Atlântica, as margens Oriental do Brasil e Ocidental da África, e a Fossa do Benuê têm sido utilizadas como exemplo de uma junção triplíce do tipo RRR (Rifte-Rifte-Rifte) (Burke *et al.* 1971; Burke & Dewey 1974; Fitton 1980; Windley 1986; ver

figuras 3-9 e 3-10). A Fossa do Benuê representaria um ramo abortado desta junção, enquanto os demais segmentos continuariam a evoluir até a abertura do Oceano Atlântico (figura 3-9).

A junção triplíce marcaria a expressão de um *hot spot* originado por uma pluma mantélica em ascensão, a pluma de Santa Helena (Burke & Dewey 1974; O'Connor & Duncan 1990) (figuras 3-9 e 3-10), o que implicaria na atuação de um rifteamento ativo, conduzindo à separação entre a África e a América do Sul. Desde que a África iniciou sua deriva, a pluma seria responsável pela origem dos complexos anelares do Platô de Jos (figura 3-9), que possuem idades decrescentes para o sul e marcariam do traço do *hot spot* (figura 3-9). Com o prosseguimento da abertura oceânica, enquanto a África seguia em direção ao norte, a pluma de Santa Helena permaneceu ativa sob a Dorsal Mesoatlântica (figura 3-9).

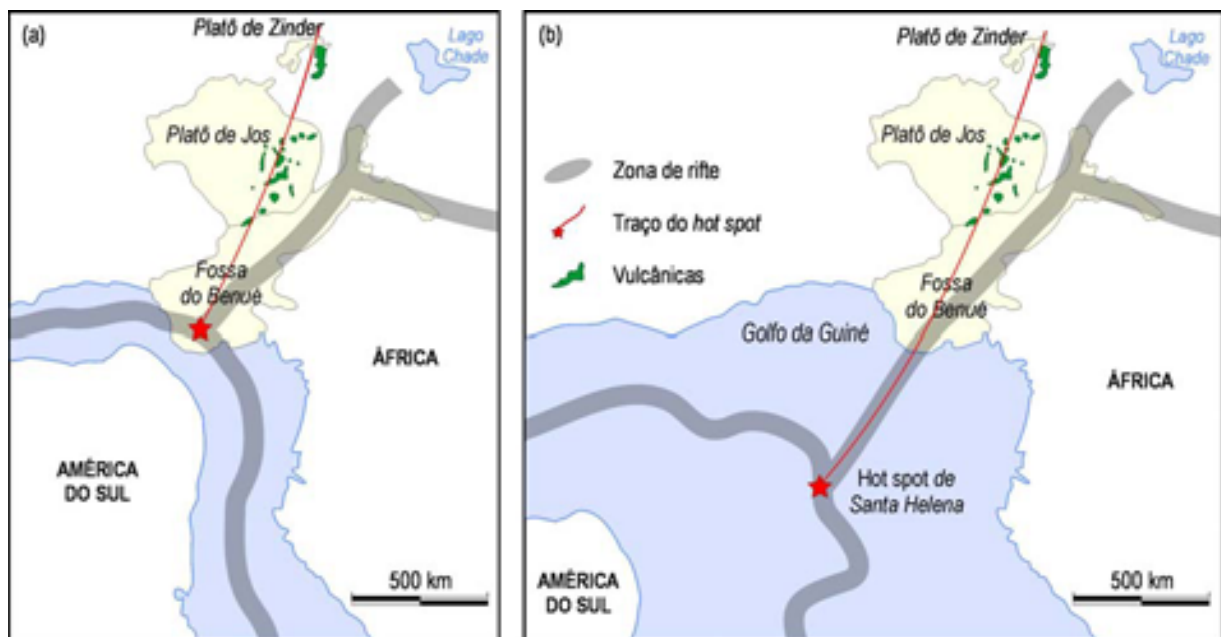


FIGURA 3-9: Modelo esquemático para a evolução da Fossa do Benuê conforme Fitton (1980). Em (a) é mostrada a situação no Aptiano, há 110 Ma, logo após o rifteamento continental. Em (b) é mostrada a reconstrução do Golfo da Guiné à época da formação da anomalia magnética 34 (Campaniano há cerca de 80 Ma). A região em cinza representa o eixo do rifteamento, a linha em vermelho representa o traço do hot spot de Santa Helena (por sua vez representado pela estrela em vermelho).

Outras abordagens denotam que uma tectônica transtracional, em lugar de puramente distensional, fora provavelmente dominante durante a formação da Fossa do Benuê, graças a um falhamento transcorrente significativo, que teria atuado nas etapas precoces do rifteamento (Grant 1971) ou em períodos mais tardios, do Albiano ao Maastrichtiano (Maurin *et al.* 1986). Esta tectônica transtracional pode ser denunciada por uma série de sub-bacias *en échelon*, interpretadas como estruturas do tipo *pull-apart* (Benkhelil 1988; 1989).

Matos (2000; 2001) acredita que a presença de uma pluma mantélica/*hot spot* na região não teria exercido influência decisiva na ruptura continental. Segundo este autor, a maior parte das características tipicamente associadas a um rifteamento ativo não são reconhecidas durante a formação do Oceano Atlântico Equatorial, à exceção do desenvolvimento de um delta na Fossa do Benuê. Além disto, os

ângulos definidos entre os três ramos são diferentes de 120° (figura 3-10) e todo o magmatismo de importante volumétrica na região (vulcanismos de Fernando de Noronha, Mecejana e Macau no Brasil, e o Lineamento Vulcânico dos Camarões na África), pós-data a implantação do rifte; no caso de um rifteamento ativo, o vulcanismo deveria precedê-lo. Ainda conforme Matos (2000; 2001), a Margem Equatorial Atlântica Afro-Brasileira teria evoluído segundo uma tectônica transcorrente/transformante e não poderia ser interpretada como um típico braço de rifte, a exemplo das margens Ocidental do Brasil e Oriental da África.



FIGURA 3-10: Reconstrução pré-deriva mesozóica (segundo Bullard et al. 1965) para os continentes Sul-Americano e Africano, mostrando a formação do Oceano Atlântico Equatorial a partir de uma junção triplíce originada pelo hot spot de Santa Helena (representada pela estrela em vermelho). Neste contexto, a Fossa do Benuê (FB) representaria um rifte abortado, enquanto que a Margem Equatorial Atlântica (MEA) e a Margem Oriental do Brasil/Ocidental da África (MOB-OA) evoluíram até a separação continental. São mostradas também as relações angulares entre os três ramos dos riftes.

Matos (2000; 2001) considera que a questão não é se existiu ou não uma pluma na região, mas sim se ela foi forte o suficiente para provocar o rifteamento no Oceano Atlântico Equatorial, ou apenas atuou de modo a enfraquecer a litosfera, favorecendo a concentração de tensões na região e permitindo que um rifteamento passivo exercesse um papel chave na evolução do processo.

3.5 – A IMPORTÂNCIA DO ESTUDO CINEMÁTICO DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA PARA A TÔNICA ABORDADA: MODELOS ADOTADOS E TESTE DE HIPÓTESE

Um dos principais objetivos da Tese de Doutorado aqui apresentada é procurar por estruturas em sítios localizados costa afora, como o Campo de Xaréu, e no continente, por meio de afloramentos ao longo da margem continental das bacias do Ceará e Potiguar no Estado cearense, que possam ser relacionadas à tectônica cretácea, de modo a corroborar ou não, o modelo de evolução tectônica para a Margem Equatorial Atlântica atualmente mais difundido, que seria comandado pela implantação de um regime transcorrente/transformante dextral.

No presente, as margens consideradas possuem uma direção aproximadamente E-W, com setores subordinados com direção NW-SE. Durante o desenvolvimento da Margem Equatorial Atlântica, os

trechos E-W experimentariam inicialmente uma movimentação transcorrente com cinemática dextral (figura 3-11), que posteriormente evoluiu para transformante dextral, quando ocorreu a formação de crosta oceânica e a separação entre as placas Sul-Americana e Africana. Os setores com direção NW-SE acomodariam a deformação como sítios transtrativos (figura 3-11). Em função da orientação em relação ao campo de tensões regional, zonas de cisalhamento brasileiras, presentes no substrato da Província Borborema, poderiam ser reativadas como falhas transcorrentes ou oblíquas contracionais.

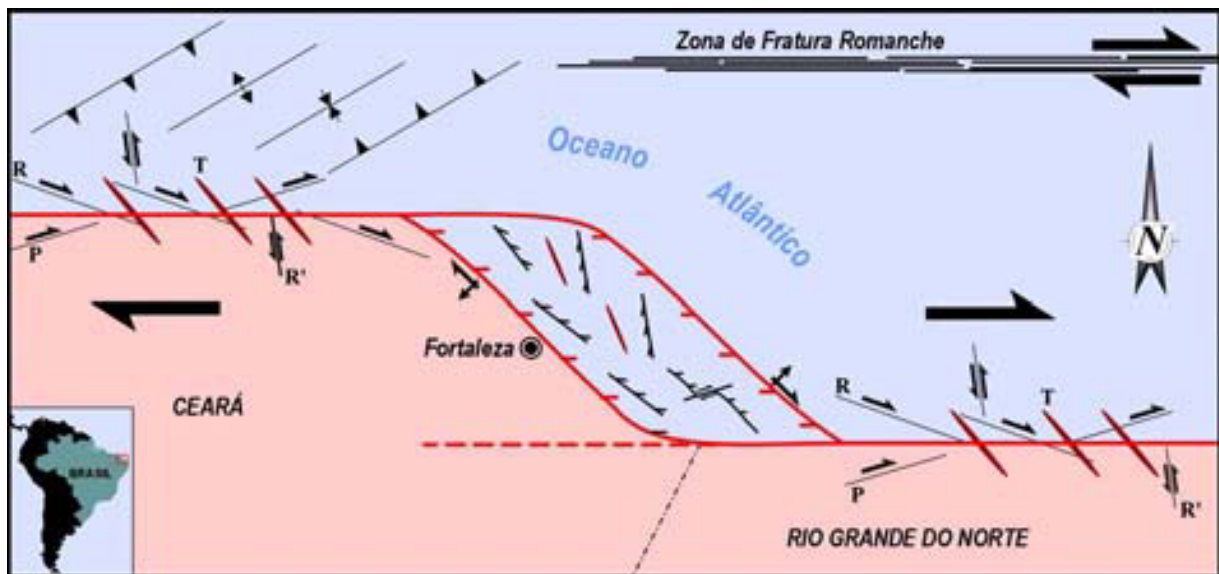


FIGURA 3-11: Hipótese de trabalho a ser testada no Campo de Xaréu e em sítios estudados ao longo da margem continental do Estado do Ceará. O modelo apresentado procura explicar o desenvolvimento das estruturas rúpteis nos sítios estudados, durante a transição Barremiano/Aptiano (Cretáceo inferior), quando da abertura do Oceano Atlântico Equatorial.

Fraturamento de segunda ordem pode aparecer associado às falhas EW em resposta ao sistema de esforços. Assim, fraturas do tipo T, e/ou falhas normais, exibirão direção NW-SE (figura 3-11); fraturas de cisalhamento R (dextral) e R' (sinistral) exibiriam direções WNW-ESE e NNW-SSE, respectivamente (figura 3-11), enquanto que as do tipo P, com cinemática dextral, estariam orientadas segundo ENE-WSW (figura 3-11).

Muito embora o campo de tensões associado à ruptura do Gondwana tenha se desenvolvido durante a transição Barremiano/Aptiano, existem evidências de que as estruturas cretáceas estejam sendo reativadas até os dias atuais, em paralelo com a formação de novas estruturas em tempos pós-cretáceos (Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001; Sousa 2003; informações adicionais podem ser encontradas, ainda, na Seção 4-3 do Capítulo 4).

PARTE II

A DEFORMAÇÃO FRÁGIL NA BORDA CONTINENTAL DA BACIA DO CEARÁ



CAPÍTULO 4

Análise de Produtos de Sensores Remotos

4.1 – INTRODUÇÃO

A análise de produtos de sensores remotos (imagens de radar, imagens orbitais multiespectrais, fotografias aéreas) é uma importante ferramenta para a definição, em macroescala, das feições estruturais mais proeminentes em uma determinada região, sendo o reflexo direto de eventos tectônicos importantes, tenham eles operado em regime dúctil ou frágil. Assim, o reconhecimento, mapeamento detalhado e interpretação de tais estruturas (lineamentos estruturais) podem trazer importantes informações no que concerne à definição do arcabouço tectono-estrutural regional de um terreno cristalino ou de bacias sedimentares. Principalmente para estas últimas e, em particular, no caso daquelas bacias submersas adjacentes a terrenos cristalinos emersos, a interpretação das macroestruturas mapeadas no substrato pode auxiliar na definição e compreensão dos principais eventos tectônicos que controlaram a formação e a evolução da bacia, uma vez que estas estruturas são o registro fóssil na superfície das deformações que outrora ocorreram em profundidade.

Tal assertiva é fortemente corroborada pela definição do termo *lineamento*, conforme introduzido por O'Leary *et al.* (1976): "um lineamento é uma feição linear de uma superfície, simples ou composta e mapeável, cujas partes estão alinhadas em uma relação retilínea ou levemente curvilínea, e que difere distintamente do padrão das feições adjacentes e, presumivelmente, reflete um fenômeno em subsuperfície".

Em geral, os lineamentos mais conspícuos podem ser observados em domínios de terrenos cristalinos, onde a heterogeneidade litológica, a impressão de vários eventos tectônicos e a erosão diferencial (dentre os fatores mais expressivos) atuam separadamente ou em conjunto, de modo a favorecer e amplificar suas feições macroestruturais. Não raro, muitas das principais estruturas presentes em uma bacia sedimentar são controladas pelas discontinuidades do substrato cristalino sotoposto, que podem contribuir tanto passivamente, quando atuam ora como canais ora como barreiras à propagação das tensões, como de maneira ativa, podendo apresentar reativações em uma ou em várias etapas.

Este Capítulo tem por objetivo expor os resultados mais importantes obtidos pelo mapeamento e interpretação de lineamentos pela análise de mosaicos de radar e imagens digitais de satélites ao longo

da borda continental da Bacia do Ceará e da porção ocidental da Bacia Potiguar, visando a definição mais completa de seus quadros tectono-estruturais regionais.

4.2 – CRITÉRIOS E MÉTODOS UTILIZADOS NA EXTRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DE LINEAMENTOS

O critério utilizado com mais frequência no reconhecimento e extração de lineamentos é a identificação de elementos topográficos lineares e/ou alinhados, como cristas de serras, escarpas retilíneas, vales e rios. Contatos aproximadamente retilíneos entre unidades litológicas distintas também podem ser tomados como lineamentos.

As zonas de cisalhamento, falhas (e zonas de falhas) e fraturas são importantes agentes modeladores do relevo, afetando de vários modos a topografia: falhas podem produzir escarpas lineares ou podem colocar em contato litologias de características espectrais distintas umas das outras; falhas, fraturas e, em menor escala, zonas de cisalhamento podem controlar a orientação de rios, lagos e açudes; zonas de cisalhamento exercem forte influência sobre a distribuição e orientação de cristas de serras.

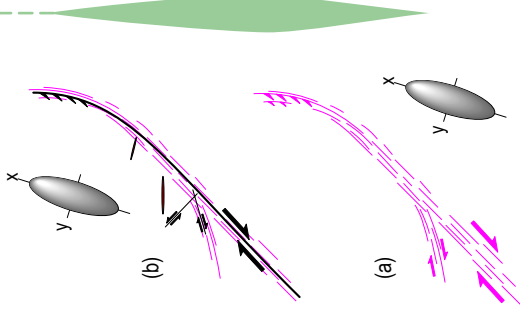
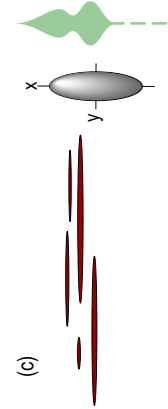
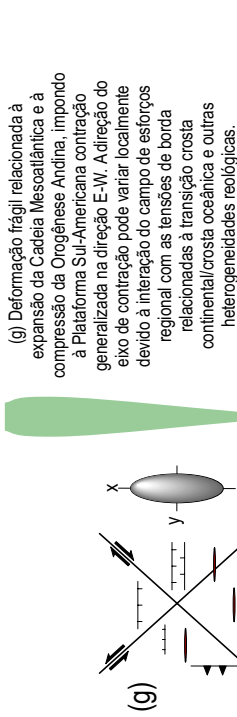
O comprimento dos lineamentos deve ser corretamente representado. Uma seqüência de feições lineares com a mesma orientação deve ser expressa como um conjunto de lineamentos cujos comprimentos são aqueles efetivamente observados nas imagens; a seqüência jamais pode ser representada como um único lineamento que traduza o somatório de todos os segmentos observados (Miranda *et al.* 1986).

Nas imagens estudadas, a interpretação das estruturas identificadas possibilitou a distinção entre lineamentos cuja origem está ligada a uma deformação em regime dúctil, associada aos principais ciclos orogenéticos pré-cambrianos caracterizados na região, e aqueles relacionados a eventos de deformação frágil, que vêm ocorrendo desde o final do Neoproterozóico. Neste trabalho, será conferido maior detalhe aos *lineamentos frágeis*, por suprirem informações mais importantes com respeito à estruturação da Bacia do Ceará; quando pertinente, serão referidas também algumas das estruturas dúcteis mais expressivas e que possam estar controlando a distribuição das feições frágeis e/ou compartimentando a Bacia.

4.3 – A EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS DE TENSÕES NA PROVÍNCIA BORBOREMA APÓS A OROGÊNESE BRASILIANA

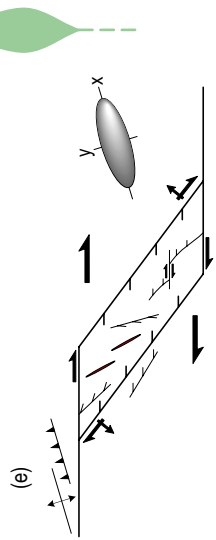
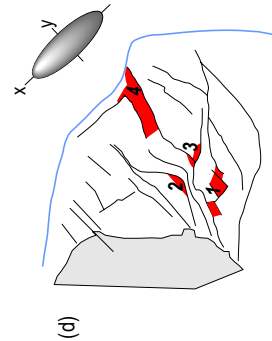
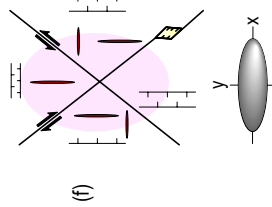
A Plataforma Sul-Americana e, em particular, a Província Borborema (localizada no Nordeste do Brasil), vêm experimentando várias fases de deformação frágil desde o final da Orogênese Brasileira, último grande evento de colagem de terrenos ocorrido na região (figura 4-1). Muitos trabalhos desenvolvidos na Província discutem a evolução dos campos de tensões desde o fim daquela orogênese, e seu controle exercido no desenvolvimento de estruturas frágeis. Normalmente, faz-se a distinção entre

CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	MESOZÓICO
	NEÓGENO	
	PALEÓGENO	
		CRETÁCEO
		SUPERIOR
		JURÁSSICO
		SUPERIOR



(b) Deformação frágil-dúctil a frágil associada aos últimos pulsos da Orogênese Brasileira, ocorridos em nível crustal mais elevado devido ao soergimento e/ou exumação generalizados da cadeia. Como consequência, zonas de cisalhamento evoluem para falhas que obedecem à mesma orientação das estruturas pré-cambrianas. Diques de pegmatito e aplito e veios de quartzo preenchem juntas de distensão E-W.

(d) Deformação frágil relacionada à implantação do rift das bacias do Araripe (1), Igatu (2), Rio do Peixe (3) e Potiguar (4), dentre outras, em reposta a um contexto de distensão NW-SE entre o Neoberrisiano e o Eobarreniano. Nas bacias, são geradas falhas normais com direção NE-SW, principalmente pela reativação frágil das zonas de cisalhamento brasileiras.



(f) Deformação frágil relacionada à ascensão de uma pluma mantélica assimétrica (elipse em rosa) até a base da crosta da Província Borborema, provocando o domeamento da região e consequente expansão generalizada na superfície horizontal (em níveis crustais rasos). A bissimetria da pluma promove o estiramento mínimo (ou contração relativa) na direção N-S. Uma importante atividade magmática de afinidade alcalina (Vulcanismo Macau) está relacionada a este evento.

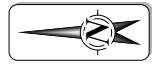


FIGURA 4.1: Diagrama sinóptico exibindo os diversos eventos tectônicos e seus respectivos campos de deformações, aos quais foi submetido o Nordeste brasileiro, no decorrer do tempo geológico. Os balões em verde indicam a duração e pico de cada evento tectônico. Alinhadas tracejadas em verde denotam prolongamento inferido ou duvidoso para os eventos. Legenda: 1 - zonas de cisalhamento transcorrentes; 2 - zonas de cisalhamento oblíquas; 3 - falhas transcorrentes; 4 - empurrões e falhas inversas; 5 - dobras; 6 - juntas de distensão; 7 - falhas normais. Ver discussões no texto.

os eventos ditos “antigos”, ocorridos desde o final do Pré-Cambriano até o final do Mesozóico, e aqueles “neotectônicos”, que ocorreram ou vêm ocorrendo desde o Paleógeno.

No caso do Nordeste brasileiro, ao menos três episódios importantes de fraturamento pré-datam a deformação neotectônica, ambos possuindo distribuição regionalmente comprovada e afetando as rochas do substrato cristalino (Menezes & Jardim de Sá 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá *et al.* no prelo). São eles: (i) a deformação ao final da Orogênese Brasileira, o que também inclui o intervalo Cambriano/Ordoviciano; (ii) a deformação associada à intrusão dos diques do Vulcanismo Rio Ceará-Mirim e (iii) a deformação associada ao rifteamento do Cretáceo inferior (Valanginiano a Aptiano), em ligação com as bacias costeiras e interiores (figura 4-1).

A deformação chamada de neotectônica vem deixando seu registro desde o final do Paleógeno, sendo representada por: (i) deformação associada ao soerguimento do Planalto da Borborema, interpretado como um domeamento térmico relacionado ao Vulcanismo Macau; e (iii) deformação relacionada à expansão da Dorsal Mesoatlântica e à compressão da Cadeia Andina (figura 4-1).

4.3.1 – OS CAMPOS DE TENSÕES DO FINAL DO NEOPROTEROZÓICO E DO PALEOZÓICO

As tectônicas do Paleozóico e do Meso-Cenozóico encontram-se fortemente influenciadas pela trama estrutural do substrato cristalino pré-cambriano, oriundo principalmente da Orogênese Brasileira. As rochas do substrato exibem foliações de mergulho forte a médio e lineações de baixo ângulo, associadas a um mosaico de zonas de cisalhamento transcorrentes, em sua maior parte dextrais e com direção que varia de NE-SW a N-S (figura 4-1a). Ao final da Orogênese Brasileira, as zonas de cisalhamento funcionaram concomitantemente à exumação e resfriamento da cadeia. Como resultado, as estruturas dúcteis foram superpostas por um conjunto de estruturas originadas em temperaturas mais baixas, acionadas em regimes dúctil/frágil a frágil e que, em geral, retrabalham as superfícies do estágio precedente com mesma cinemática (Jardim de Sá 1994) (figura 4-1b).

Tais estruturas são originadas de acordo com o mesmo estado de tensões que controlou a atividade das zonas de cisalhamento transcorrentes no Neoproterozóico, com compressão (σ_1) E-W e distensão (σ_3) N-S. É possível que esta tectônica tenha ocorrido desde a transição Neoproterozóico III/Eocambriano até o Ordoviciano, ou mesmo o Siluriano.

4.3.2 – OS CAMPOS DE TENSÕES DO MESOZÓICO

O mais antigo registro de deformação no Mesozóico da Província Borborema data do Jurássico Superior (Tithoniano) ao Cretáceo Inferior (Eoaptiano) (Oliveira & Martins 1992), com a intrusão de enxames de diques de diabásio e basalto, de afinidade toleítica, relacionados ao Vulcanismo Rio Ceará-Mirim. Os diques, que possuem direção geral E-W, estão presentes no Estado do Rio Grande do Norte e

estendem-se até o leste do Estado do Ceará. A presença destes diques denota uma etapa de estiramento N-S a NW-SE, relacionado aos primeiros pulsos tectônicos que antecederam a ruptura do Gondwana ao longo da atual Margem Equatorial Atlântica afro-brasileira (figura 4-1c).

Na porção centro-nordeste da Província Borborema, são registradas deformações relacionadas à abertura do chamado Alinhamento Cariri-Potiguar, um alinhamento de depocentros na direção NE-SW, do qual fazem parte as bacias do Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Potiguar (Matos 1999). A idade desta deformação é baseada na idade da deposição das seções riftes destas bacias, que datam do Neoberriasiano ao Eobarremiano, correspondendo à Fase Sinrifte 2b, que Chang *et al.* (1988) definiram originalmente para as bacias da Margem Continental Leste do Brasil e cuja denominação foi estendida para a Margem Equatorial Atlântica por Matos (1999). A deformação responsável pelo rifteamento das bacias do Alinhamento Cariri-Potiguar é caracterizada por um estado de esforços com distensão na direção NNW-SSE (a compressão é vertical, o que define um regime de falha normal), que deu origem a falhas normais com direção dominante NE-SW, graças principalmente à reativação frágil de zonas de cisalhamento brasileiras com esta mesma direção.

Atualmente, os modelos mais aceitos e difundidos acerca da abertura do Oceano Atlântico assumem que, entre o Barremiano e o Aptiano, a região englobada pela Margem Equatorial Atlântica teria experimentado, durante seus estágios iniciais de ruptura, deformações em regime transcorrente dextral, nucleadas pela reativação de estruturas do substrato cristalino pré-cambriano, as quais evoluíram, mais tarde, para um regime francamente transformante (a partir do Neo-Aptiano), quando os continentes Sul-Americano e Africano já haviam entrado em processo de separação (Pindell & Dewey 1982; Pindell 1985; Marinho & Mascle 1987; Azevedo 1991; Matos 2000 – vide Capítulo 3).

Esta hipótese assume que, durante o Cretáceo, os esforços gerados pela cinemática de abertura seriam propagados ao interior continental (Lima & Lima Neto 1993; Torres 1994; Matos 2000), condicionados a transcorrências de direção E-W e outras estruturas compatíveis com este campo de tensões (dobras e falhas de segunda ordem – figura 4-1e) (Jardim de Sá 2001). Esta tectônica seria controlada por um regime de esforços com σ_1 orientado na direção WNW-ESE (localmente NW-SE) e σ_3 na direção NNE-SSW (eventualmente NE-SW), ambos contidos no plano horizontal.

Evidências de campo permitem inferir que os esforços gerados por esta tectônica tenham continuado atuando pelo menos até o Neógeno (figura 4-1e – vide também Capítulo 5 e discussões em Jardim de Sá 2001 e Sousa 2003). A partir do Paleógeno, com a América do Sul e a África já distanciadas uma da outra, a manutenção deste regime deformacional, como sugerido pelos dados disponíveis, requer uma movimentação diferencial correspondente nas extremidades das zonas transformantes E-W, que poderia ser condicionada por taxas diferenciais de expansão ao longo da Dorsal Mesoatlântica (Jardim de Sá 2001; Sousa 2003).

4.3.3 – OS CAMPOS DE TENSÕES DO CENOZÓICO

Existe uma razoável coincidência geográfica entre o Planalto da Borborema e a área de ocorrência do vulcanismo alcalino neógeno, assim como entre a idade desta atividade magmática e o início da denudação do planalto, a deposição da Formação Barreiras e o acentuado influxo de sedimentos terrígenos na porção submersa da Bacia Potiguar. O aporte de material vulcânico na região provocaria o soerguimento de um domo elipsoidal com eixos maior e menor orientados segundo N-S e E-W, respectivamente. Como resultado, haveria distensão mínima (ou compressão relativa – eixo σ_1) N-S e distensão máxima (eixo σ_3) E-W (Oliveira *et al.* 1993; Dantas 1998; Sousa 2003 – figura 4-1f), de fato representando um estado de tensões com expansão geral na superfície topográfica (Jardim de Sá *et al.* 1999; Sousa 2003), ocorrido desde o final do Paleógeno e durante quase todo o Neógeno.

Para o Holoceno é aceito que a Plataforma Sul-Americana esteja submetida a um regime de tensões compressivo em resposta à expansão do Oceano Atlântico, a partir da Dorsal Mesoatlântica, e à compressão da Cadeia Andina (Assumpção 1992; Coblenz & Richardson 1996; Ferreira *et al.* 1998). Não obstante este seja o regime de tensões atualmente presente na região, é possível que ele venha atuando durante todo o Cenozóico (ou mesmo a partir do Cretáceo Superior). Este é o modelo clássico argüido para explicar os dados sísmológicos e morfotectônicos do Nordeste do Brasil (Lima *et al.* 1997; Ferreira *et al.* 1998). A inferência de uma compressão geral E-W e distensão N-S (figura 4-1g) é corroborada por estimativas *in situ* de tensões (Lima Neto 1998) e encontra respaldo na frequência com que esta cinemática é evidenciada pelas estruturas em marcadores holocênicos.

No Nordeste do Brasil, o campo de tensões regional sofre modificações em virtude da interação com a margem continental, onde ocorre distensão flexural perpendicular à linha de costa, que promove um aumento das tensões cisalhantes (Assumpção 1992; 1998). Ou seja: a geometria e a orientação da linha de costa exercem controle sobre o campo de tensões total.

A extensão deste estado de tensões até o Neógeno não pode ser feita de modo isolado (Jardim de Sá *et al.* 1999), uma vez que neste período também ocorreu a atuação de outros sistemas de tensões (domeamento relacionado ao Vulcanismo Macau e remanescentes da tectônica de ruptura do Oceano Atlântico Equatorial – figura 4-1), o que leva à interação de, até, três regimes de esforços atuando ao mesmo tempo, dando origem a configurações de estruturas razoavelmente complexas.

4.4 – ANÁLISE DOS MOSAICOS DIGITALIZADOS DE RADAR

Os mosaicos de radar analisados cobrem uma área onde ocorrem amplas exposições do substrato cristalino pré-cambriano da porção setentrional da Província Borborema (que na região é dividida entre os terrenos da Faixa Noroeste do Ceará, Domínio Ceará-Central e Faixa Orós-Jaguaribe), de rochas sedimentares paleozóicas da porção nordeste da Bacia do Parnaíba, e de coberturas sedimentares

plataformais (dominantemente exposições da Formação Barreiras) das bordas continentais da Bacia do Ceará e da porção ocidental da Bacia Potiguar.

Ao todo foram analisados seis mosaicos de radar [folhas SA.24-Y-A (Parnaíba), SA.24-Y-B (Acarau), SA.24-Y-C (Granja), SA.24-Y-D (Sobral), SA.24-Z-C (Fortaleza) e SB.24-X-A (Aracati) – figura 4-2] cobrindo uma área total de 110.500 km². Cada mosaico foi redigitalizado a partir de originais em papel, cobrindo uma área de 1°30' na direção E-W por 100' na direção N-S. Os levantamentos foram adquiridos pelos projetos RADAM e RADAMBRASIL (DNPM/MME), datando do ano de 1976, à exceção da folha Granja que data de 1972. Os sensores utilizados pelos projetos foram transportados por aeroplanos que utilizaram o Sistema de Radar de Visada Lateral (do inglês *Side-Looking Airbone Radar* – SLAR) como técnica de imageamento.

Os levantamentos de radar operam na frequência de microondas, o que permite a alta transmissão de energia eletromagnética na atmosfera, independentemente da iluminação solar, sendo útil no imageamento de áreas com amplas coberturas de nuvens. Os sistemas de radar possuem grande penetração na superfície, sensibilidade a variações de morfologia e rugosidade superficial do terreno, sendo particularmente úteis na visualização de estruturas presentes no substrato cristalino.

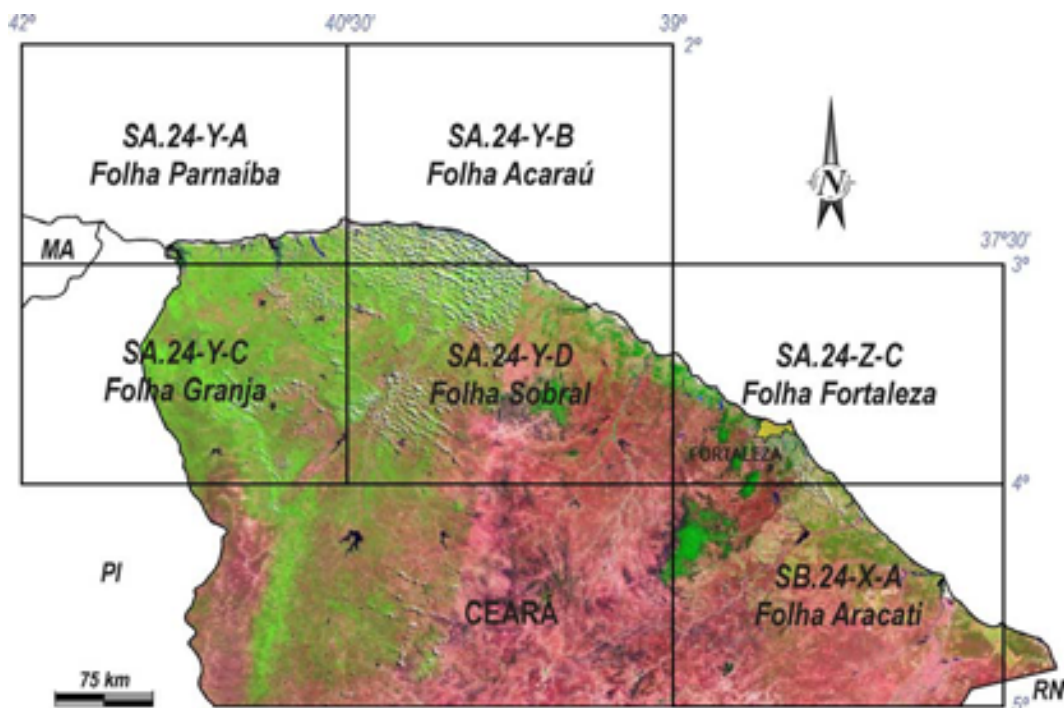


FIGURA 4-2: Disposição dos mosaicos de radar dos projetos RADAM e RADAMBRASIL utilizados na extração de lineamentos durante este estudo. Mosaico de imagens de satélite LandSat 7ETM+ (em composição colorida RGB-542) conforme EMBRAPA 2000.

A interpretação possibilitou a definição da trama estrutural regional presente nas rochas do substrato cristalino e das coberturas sedimentares sobrepostas. Durante a análise foi possível distinguir entre os lineamentos relacionados à trama dúctil de alta temperatura do substrato, originada durante os eventos termo-tectônicos pré-cambrianos, e lineamentos de caráter estritamente frágil, presentes tanto no

substrato como nas coberturas sedimentares (figura 4-3). Cada um destes domínios exibe características estruturais particulares, fator que norteou a interpretação. Assim sendo, a área analisada foi subdividida em nove setores estruturais distintos, nomeados de **A** a **I** (figuras 4-3 a 4-6). Os setores **A**, **B** e **C** são caracterizados essencialmente pelas exposições do substrato cristalino pré-cambriano; o Setor **D** inclui parte da Bacia do Parnaíba; os setores **E** a **H** englobam a borda continental da Bacia do Ceará; e o Setor **I** compreende a porção ocidental da Bacia Potiguar.

4.4.1 – A TRAMA DO SUBSTRATO CRISTALINO

Nos setores onde ocorrem amplas exposições de rochas do substrato cristalino pré-cambriano (setores A, B e C – figuras 4-3, 4-4, 4-5 e 4-6) os elementos de trama mais conspícuos correspondem a lineamentos curvilíneos que estão relacionados aos traços das foliações de rochas metassedimentares e metaplutônicas, e a zonas miloníticas que afetam estas litologias. Lineamentos associados a deformações frágeis também estão presentes, muito embora apareçam de modo subordinado (figura 4-3).

O Setor A corresponde à unidade geotectônica regionalmente conhecida por Faixa Noroeste do Ceará (ou Médio-Coreaú) e é caracterizado por lineamentos dúcteis de direção predominantemente NE-SW, com variações locais para E-W a WNW-ESE e, mais raramente, para N-S e NW-SE (figuras 4-3 e 4-4). Os lineamentos N-S e NW-SE ocorrem associados aos NE-SW, aparentando representar uma trama composta S (N-S e NW-SE) e C (NE-SW). As inflexões para E-W a WNW-ESE estão concentradas na porção central do Setor. Quando as figuras 4-3 e 3-3 são comparadas é possível notar que os lineamentos estão concentrados nos limites entre as rochas metassupracrustais e o complexo gnássico-migmatítico.

Destaca-se, no limite entre os setores A e B, uma importante concentração de lineamentos NE-SW (figuras 4-4 e 4-5), que são regionalmente cartografados como a expressão da Zona de Cisalhamento (ou Lineamento) Sobral-Pedro II (ZCSP-II), de cinemática transcorrente dextral, que, por seu turno, compreende um segmento do Lineamento Transbrasiliiano (vide Capítulo 2 para melhores detalhes). Os lineamentos associados à ZCSP-II controlam parcialmente o vale do Rio Acaraú.

O Setor A exibe pouca densidade de lineamentos frágeis. As fraturas distribuem-se conforme as direções principais NW-SE e NE-SW, com algumas concentrações com direção E-W. A maioria dos lineamentos frágeis do Setor está concentrada próximo a sua porção central, onde afetam o plúton de Meruoca (figura 4-3). Estas fraturas exibem principalmente direção NW-SE a WNW-ESE, com elementos NE-SW subordinados (figura 4-3). A sul do plúton de Meruoca ocorrem lineamentos frágeis orientados segundo a direção E-W. As fraturas de orientação NW-SE ocorrem de modo esparsa, essencialmente na porção noroeste do Setor (figuras 4-3 e 4-4). Ao longo do vale do Rio Acaraú também podem ser observadas feições frágeis de direção NE-SW (figura 4-3) que, possivelmente, constituem reativações da ZCSP-II em nível crustal mais raso. Na porção norte do vale ocorre uma pequena bacia alongada na

direção NE-SW, cujo preenchimento sedimentar é correlacionado ao Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, de idade siluriana (vide capítulos 2 e 5). Esta bacia também apresenta controle por estruturas frágeis, o que denota que a ZCSP-II apresentou várias etapas de reativação frágil.

No Setor B, próximo ao limite com o Setor A, são observadas inflexões para NW-SE, havendo um destaque para uma feição em sigmóide, limitada por lineamentos NE-SW e NW-SE, e exibindo baixa densidade de estruturas em seu interior (figuras 4-3 e 4-5). Em direção a leste, a concentração de lineamentos diminui, havendo um predomínio de estruturas orientadas de NE-SW a NNE-SSW, com eventuais exemplos com direção NW-SE e E-W.

O Setor apresenta notadamente uma baixa proporção de estruturas frágeis, que estão concentradas em sua porção central, onde afetam um plúton granitóide (figura 4-5). Nesta porção do Setor B (assim como na maior parte da área), a maioria das fraturas possui direção NW-SE, com alguns poucos exemplos orientados segundo NNE-SSW e NE-SW.

Em contraste com setores A e B, onde ocorre uma alta densidade de lineamentos dúcteis, o Setor C exibe uma proporção comparativamente menor destas estruturas, que se concentram nas proximidades do limite entre B e C, e na porção central deste Setor (figura 4-3 e 4-6). Os lineamentos dúcteis, em sua maioria, possuem direção NE-SW, com inflexões locais para NNE-SSW e N-S (figura 4-6). Tal como interpretado para o Setor A, as estruturas principais NE-SW podem corresponder à trama C de zonas de cisalhamento, enquanto que os lineamentos de direção NNE-SSW e N-S constituiriam a trama S. A maior densidade de lineamentos na porção central do Setor B está relacionada à presença da Zona de Cisalhamento do Jaguaribe (figura 4-6), uma faixa milonítica transcorrente dextral.

Também em oposição aos setores A e B, o Setor C exibe uma notável densidade de lineamentos frágeis, regularmente distribuídos por toda a área (figuras 4-3 e 4-6). A maior parte dos lineamentos possui direção E-W e, subordinadamente, WNW-ESE a NW-SE (figura 4-3). Além de serem mais representativos, os lineamentos E-W também são os que apresentam as maiores extensões, em geral superiores a 10 km de comprimento.

4.4.2 – A INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS PRESENTES NO SUBSTRATO CRISTALINO PRÉ-CAMBRIANO

A disposição dos lineamentos dúcteis e frágeis nos setores A, B e C apresenta um padrão relativamente complexo. A origem da maior parte dos lineamentos dúcteis pode ser creditada à atuação da Orogênese Brasileira, de idade neoproterozóica, que foi o último evento tectono-metamórfico registrado na Província Borborema. A característica principal deste ciclo orogenético é o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, em sua maior parte dextrais e com direção NE-SW (a exemplo das zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Jaguaribe, nos setores A e C, respectivamente), com alguns exemplos sinistrais com orientação NW-SE.

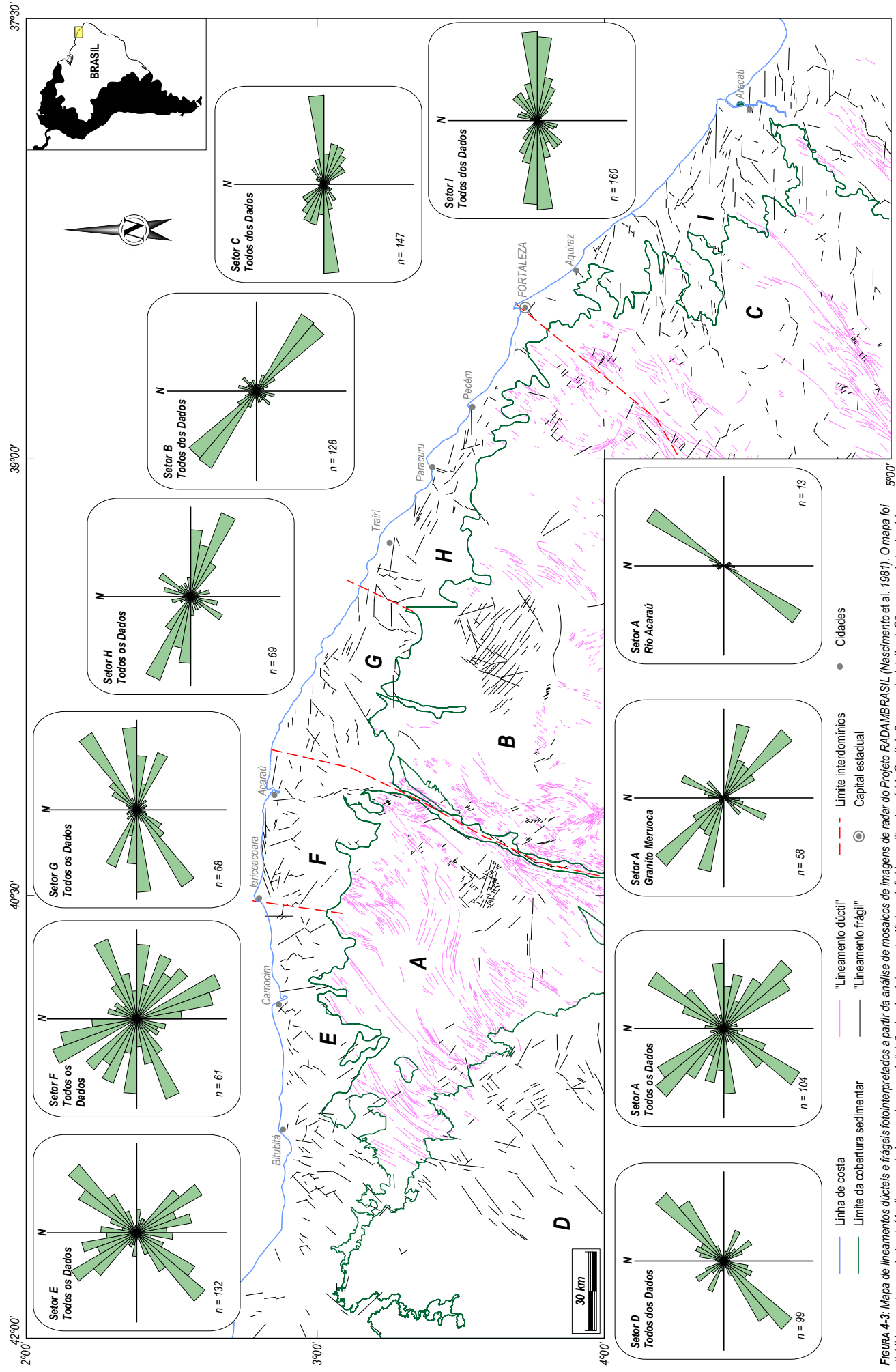


FIGURA 4-3. Mapa de lineamentos dúcteis e frágeis fotointerpretados a partir da análise de mosaicos de imagens de radar do Projeto RADAMBRASIL (Nascimento et al. 1981). O mapa foi dividido em setores estruturais (A a I), assumindo como base a subdivisão dos domínios geotectônicos definidos na literatura (vide Capítulo 3 para mais detalhes). São apresentados também diagramas de roseta (azimute/comprimento) de lineamentos frágeis para cada setor.

A maior parte dos lineamentos dúcteis interpretados nos mosaicos de radar possui direção NE-SW e pode ser relacionada a estas zonas de cisalhamento. Exemplos de conjuntos de lineamentos de direção NW-SE também foram observados. Lineamentos dobrados podem ser vistos localmente, sendo interceptados por uma segunda geração de lineamentos geralmente com direção NE-SW o que indica que, de fato, a trama dúctil do substrato pré-cambriano compreenda uma superposição de estruturas de diversas idades. Em algumas porções das áreas onde o substrato está exposto, lineamentos com direção E-W a WNW-ESE ocorrem em posição subordinada às estruturas NE-SW, constituindo tramas compostas similares a estruturas S-C. A disposição das estruturas S-C regionais corrobora o sentido cinemático dextral das zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW às quais elas estão associadas.

Em várias regiões da Província Borborema é reconhecida a existência de uma transição e a superposição das estruturas dúcteis brasileiras por uma ou mais gerações de estruturas dúcteis/frágeis a frágeis, que são admitidas como os últimos pulsos da Orogênese Brasileira, durante uma etapa de contínua exumação e soerguimento das rochas cristalinas do substrato entre o final do Neoproterozóico e meados do Cambriano (vide Seção 4.3.1 e figura 4-1). Como resultado, as estruturas frágeis originadas (fraturas e falhas tardibrasilianas) apresentam uma correspondência geométrica e cinemática com as dúcteis, normalmente constituindo juntas de distensão E-W a NW-SE (em campo, estas estruturas controlaram o alojamento de veios de quartzo e diques de granito, pegmatito e aplito), falhas normais com orientação similar às juntas, e falhas transcorrentes que, em geral, são paralelas às zonas de cisalhamento transcorrente. Observações de campo denotam que tanto as falhas normais como as transcorrentes geralmente apresentam fibras formadas por minerais de temperatura relativamente alta, como quartzo, epídoto e sericita, dentre outros.

É possível que boa parte dos lineamentos frágeis identificados principalmente nos setores A e B correspondam a estas estruturas tardibrasilianas. Lineamentos frágeis com direção E-W e NW-SE estariam orientados segundo direções favoráveis às das juntas de distensão e de falhas transcorrentes, respectivamente, indicando estiramento na direção N-S, com compressão E-W. A direção NW-SE é predominante nos lineamentos frágeis que estão presentes nos plútons granitóides, sendo mais comuns nos setores A e B (vide figuras 4-3 a 4-5). No Setor C, há um domínio de lineamentos com direção E-W que, em parte, podem ser relacionados à deformação tardibrasiliana, especialmente aqueles localizados próximos a concentrações de lineamentos dúcteis de direção NE-SW. Por outro lado, ainda no Setor C, falhas de direção E-W são reconhecidas por dados de campo e são atribuídas a deformações frágeis mais jovens, mesozóicas ou cenozóicas. Como alguns dos lineamentos frágeis E-W também afetam rochas mais jovens na Bacia Potiguar, é possível que haja lineamentos frágeis no substrato que estejam relacionados a eventos deformacionais meso-cenozóicos. Somente por intermédio das análises dos mosaicos de radar é difícil estimar, com segurança, a idade destes lineamentos.

4.4.3 – ESTRUTURAS NA BACIA DO PARNAÍBA

O Setor D está localizado na porção oeste da área coberta pelos mosaicos de radar (figura 4-3), onde ocorrem as rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Parnaíba. Na área, afloram litologias do Grupo Serra Grande a leste, de idade siluro-devoniana, unidade basal da bacia, e que estão sotopostas ao Grupo Canindé (seqüência de conglomerados, arenitos e folhelhos) a oeste, do Devoniano/Carbonífero (vide figura 2-3).

Os lineamentos identificados são estritamente de caráter frágil, possuindo direção principal NE-SW, com algumas variações para NNE-SSW, NW-SE e WNW-ESE (figura 4-3). É fato digno de nota que a maior parte das fraturas identificadas está concentrada na porção centro-leste do Setor, exatamente onde ocorre o Grupo Serra Grande. Esta observação pode implicar em que a maioria das estruturas pode ter se originado antes da deposição das rochas do Grupo Canindé. Alternativamente, diferenças reológicas entre as rochas do Grupo Canindé e as do Grupo Serra Grande poderiam induzir a concentração de fraturas somente neste último, mesmo que ambos tenham sido submetidos à mesma deformação. Neste caso, os lineamentos frágeis observados na Bacia do Parnaíba poderiam ter uma idade mais jovem que a do Grupo Serra Grande.

4.4.4 – ESTRUTURAS NA BORDA CONTINENTAL DA BACIA DO CEARÁ

Para interpretação das estruturas presentes, a borda continental da Bacia do Ceará foi subdividida em quatro setores (E a H na figura 4-3), levando em consideração o limite entre as quatro sub-bacias em que é dividida (de oeste para leste: Piauí-Camocim, Acaraú, Icaraí e Mundaú) e a orientação da linha de costa.

No Setor E, que corresponde à Sub-Bacia de Piauí-Camocim, é observada uma distribuição predominantemente bimodal para os lineamentos frágeis, com concentrações nas direções NE-SW e NW-SE (figura 4-3). Por outro lado, para o Setor F, que compreende a borda continental da Sub-Bacia de Acaraú, a distribuição observada é polimodal, apresentando lineamentos com orientações concentradas principalmente no quadrante NW, com exemplos subordinados de direção ENE-WSW (figura 4-3).

Nas sub-bacias de Icaraí e Mundaú, em contraste às demais, os lineamentos apresentam orientações mais constantes. Na borda continental da Sub-Bacia de Icaraí, o Setor G apresenta fraturas orientadas principalmente segundo NE-SW e E-W, com elementos WNW-ESE subordinados (figura 4-3). No Setor H, correspondente à Sub-Bacia de Mundaú, os lineamentos identificados possuem orientação principal WNW-ESE (que, não por coincidência, também é a direção da linha de costa neste Setor) a E-W (figura 4-3). Estruturas com direção NE-SW e NNE-SSW ocorrem localmente (figura 4-3).

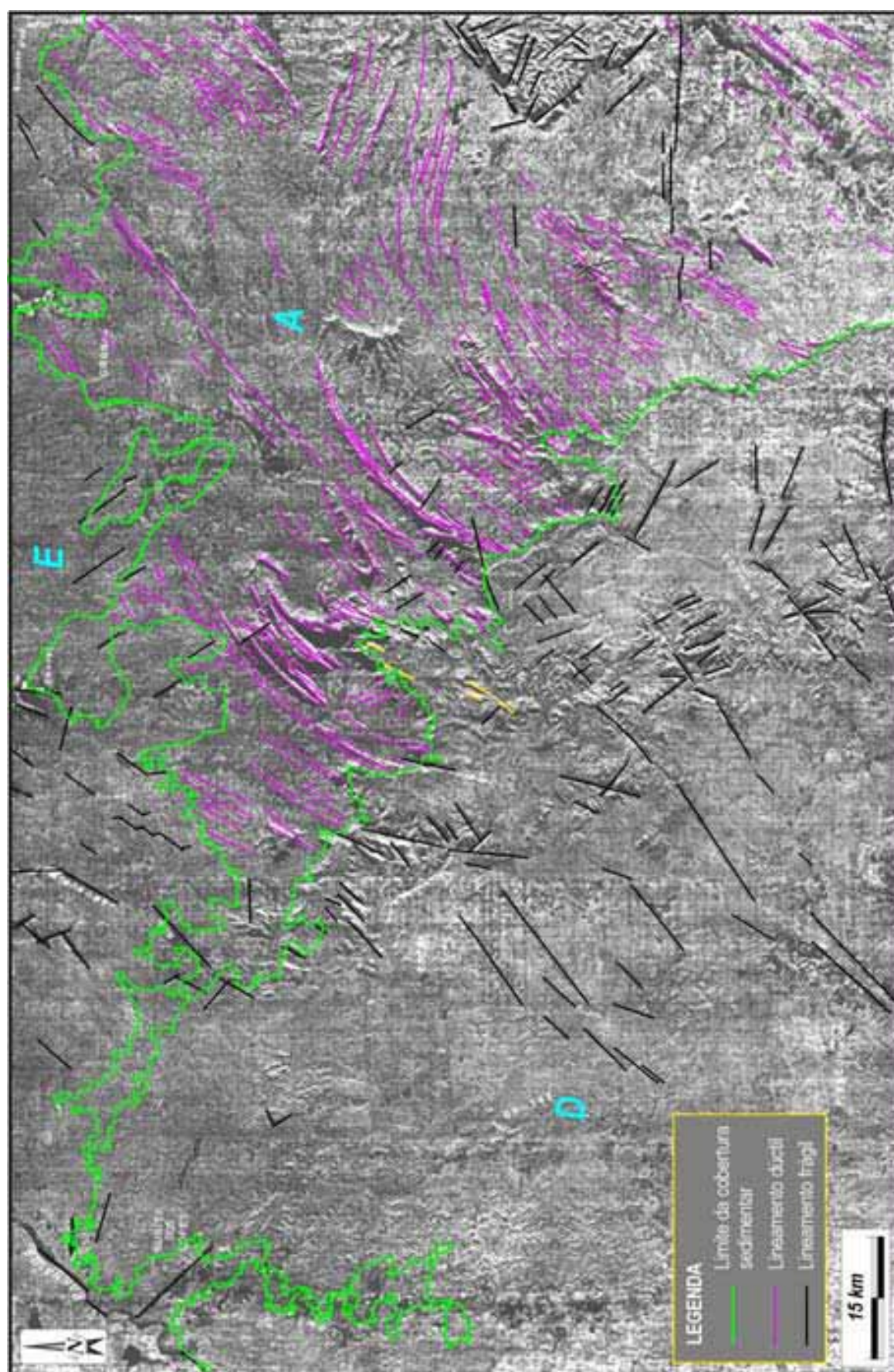


FIGURA 4-4: Lineamentos dúcteis e frágeis interpretados do mosaico de radar SA.24-Y-C (Folha Granja) que cobre os setores A (Faixa Médio-Coreaú), D (Bacia do Parnaíba) e parte do E (Sub-Bacia de Piauí-Camocim).

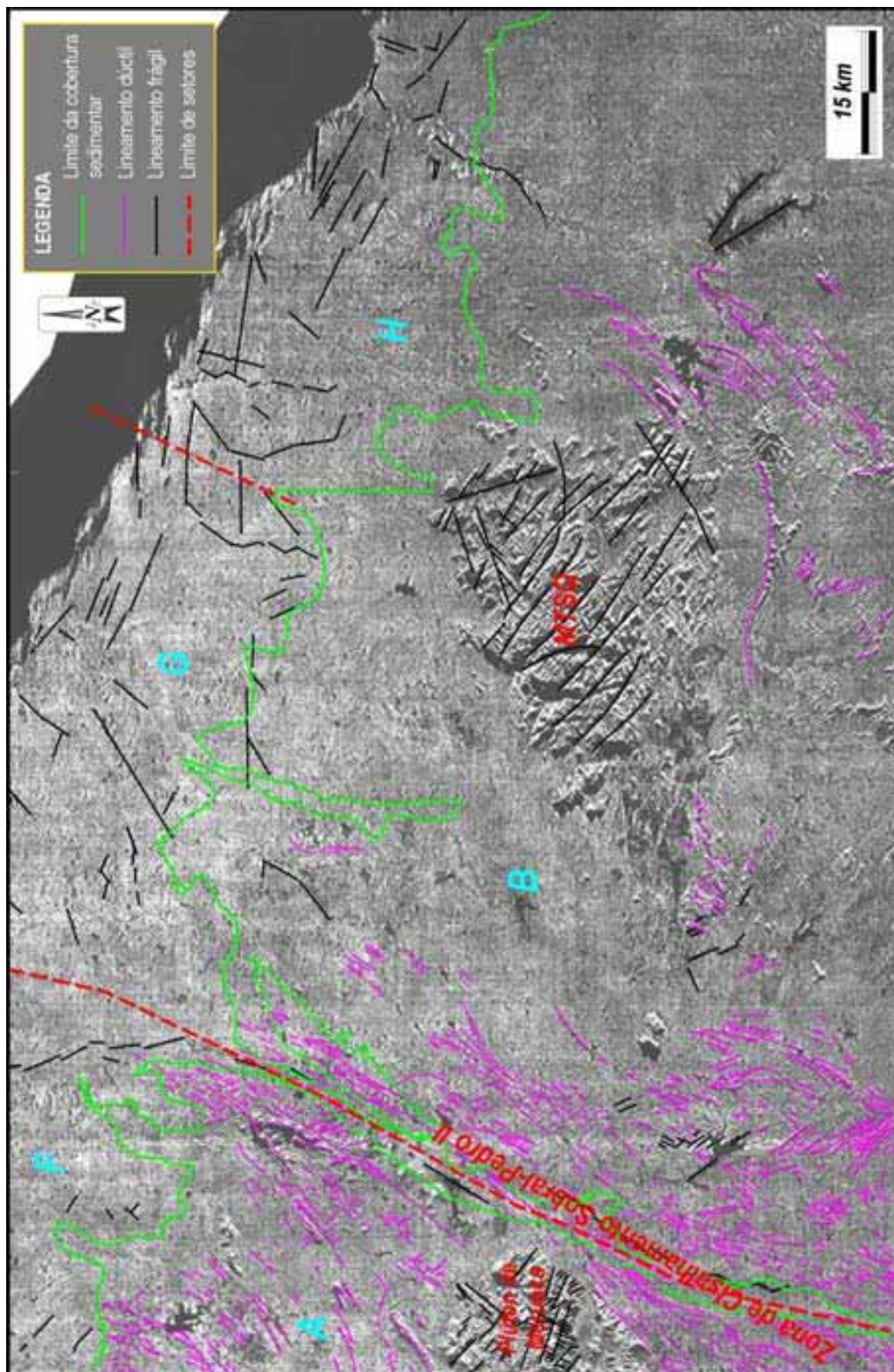


FIGURA 4-5: Lineamentos dúcteis e frágeis interpretados do mosaico de radar SA-24-Y-D (Folha Sobral) sobre os setores A (Faixa Médio-Coreaú), B (Domínio Ceará-Central), F (Sub-Bacia de Acaraú), G (Sub-Bacia de Icarai) e H (Sub-Bacia de Mundaú). Notar a concentração de fraturas na porção central do Setor B, em terrenos do Maciço Tamboril-Santa Quitéria (MTSQ).

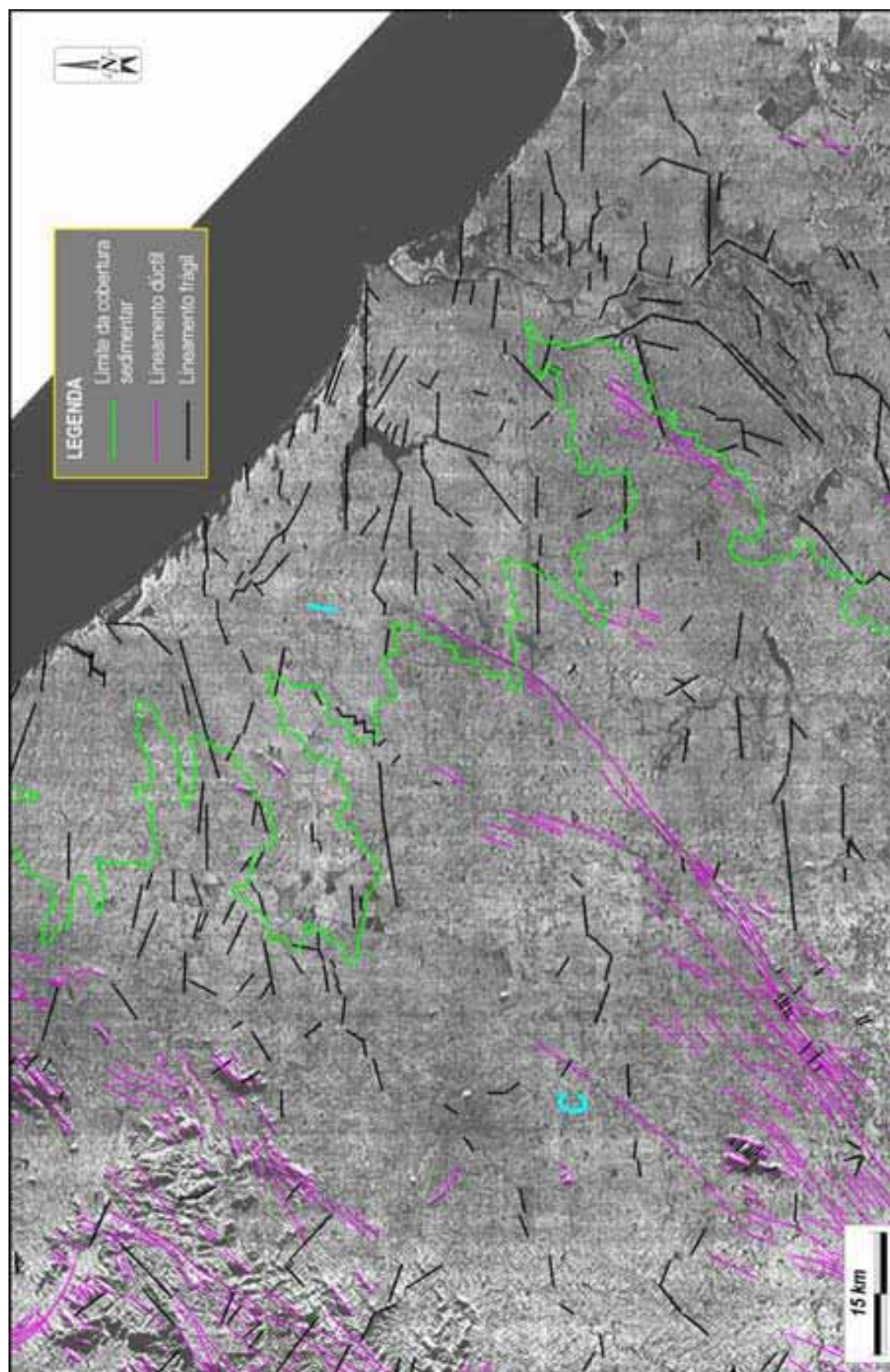


FIGURA 4-6: Lineamentos dúcteis e frágeis interpretados no mosaico de radar SB. 24-X-A (Folha Aracati) que cobre os setores C (substrato da Faixa Orós-Jaguaribe) e I (porção ocidental da Bacia Potiguar). Notar a presença frequente de lineamentos frágeis de direção E-W sobre o domínio das coberturas sedimentares.

4.4.5 – ESTRUTURAS NA BORDA CONTINENTAL OCIDENTAL DA BACIA POTIGUAR

A leste do Alto de Fortaleza e capeando as rochas do substrato cristalino pré-cambriano do Setor C, ocorrem as litologias pertencentes à porção mais ocidental da Bacia Potiguar, compreendendo o Setor I da área estudada (figuras 4-3 e 4-6). Na área coberta pelos mosaicos de radar, afloram essencialmente calcários pertencentes à Formação Jandaíra e arenitos da Formação Barreiras, que aparecem recobertos por arenitos (paleodunas) da Formação Potengi e por sedimentos de praia e de dunas recentes ao longo do litoral.

No Setor, há um predomínio de lineamentos frágeis com direção E-W (com pequenas oscilações para ENE-WSW e WNW-ESE – figura 4-3). Lineamentos com direção NE-SW e NNE-SSW aparecem de maneira subordinada (figura 4-3). As fraturas E-W ocorrem principalmente nas porções mais próximas ao litoral, onde predominam as exposições das formações Barreiras e Potengi.

4.4.6 – A INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS PRESENTES NAS BACIAS DO CEARÁ E POTIGUAR

Quando são comparados os setores E, F, G e H, onde estão presentes as coberturas sedimentares, com os setores A, B e C, dominados por exposições de rochas cristalinas pré-cambrianas, é visto que há uma boa correspondência entre os lineamentos interpretados entre os domínios de rochas cristalinas do embasamento e aqueles da cobertura sedimentar, de modo que a orientação dos lineamentos frágeis nos setores E e F assemelha-se à do Setor A (figura 4-3); o Setor B possui correspondência com o Setor H (figura 4-3); e os setores C e I apresentam distribuições similares entre si (figura 4-3). Apenas o Setor G não possui correlato.

A correspondência entre setores pode ser uma indicação de que parte da trama estrutural frágil observada nas coberturas meso-cenozóicas seja, de fato, um reflexo de estruturas frágeis contidas no embasamento cristalino sotoposto, principalmente onde a espessura da capa sedimentar for muito pequena, devido ao fato de que o comprimento de ondas em que opera o radar (microondas) é muito sensível às feições do embasamento. Se isto for realmente o caso, os lineamentos frágeis podem possuir idades que vão desde o Neoproterozóico III até o Recente. Parte dos lineamentos observados nas coberturas sedimentares controla o curso de rios e a orientação de muitas lagoas, o que indica uma idade relativamente jovem para alguns lineamentos (neógena na Bacia do Ceará, devido à predominância de exposições no continente da Formação Barreiras e, no máximo cretácea, na Bacia Potiguar). Ainda assim, mesmo que a maior parte das estruturas frágeis mapeadas nas bacias retratem falhas e fraturas antigas (pré-mesozóicas) do embasamento, é possível que muitas delas tenham sido reativadas em eventos de deformação do Cretáceo e no decorrer do Cenozóico.

Da análise dos lineamentos frágeis nos setores E, F, G e H, pode-se concluir que a orientação dos lineamentos frágeis na borda do continente apresenta uma razoável correspondência com as sub-bacias da Bacia do Ceará, e entre esta e a Bacia Potiguar.

4.5 – ANÁLISE DE IMAGENS DIGITAIS DO SATÉLITE LANDSAT

A interpretação estrutural dos mosaicos de radar permitiu o reconhecimento do arcabouço estrutural na margem continental das bacias do Ceará e Potiguar, em âmbito regional. Para o detalhamento desta estruturação, em especial para a faixa de coberturas sedimentares cenozóicas que ocorre ao longo do litoral do Estado do Ceará, foram utilizadas imagens multiespectrais digitais de satélite.

Foram analisadas quatro cenas dos satélites LandSat 5TM (218/062) e LandSat 7ETM+ (217/062, 217/063 e 216/063, 217/063 e 217/062 – figura 4-7), disponíveis em seis bandas (1 a 5 e 7), que cobrem frequências que vão da radiação visível (bandas 1 a 3) à infravermelha (bandas 4, 5 e 7). Duas técnicas distintas de processamento digital de imagens foram empregadas, o que consistiu (i) da aplicação de composições coloridas visando o realce de contrastes litológicos e (ii) a utilização de filtragens direcionais para a melhor individualização de lineamentos estruturais.

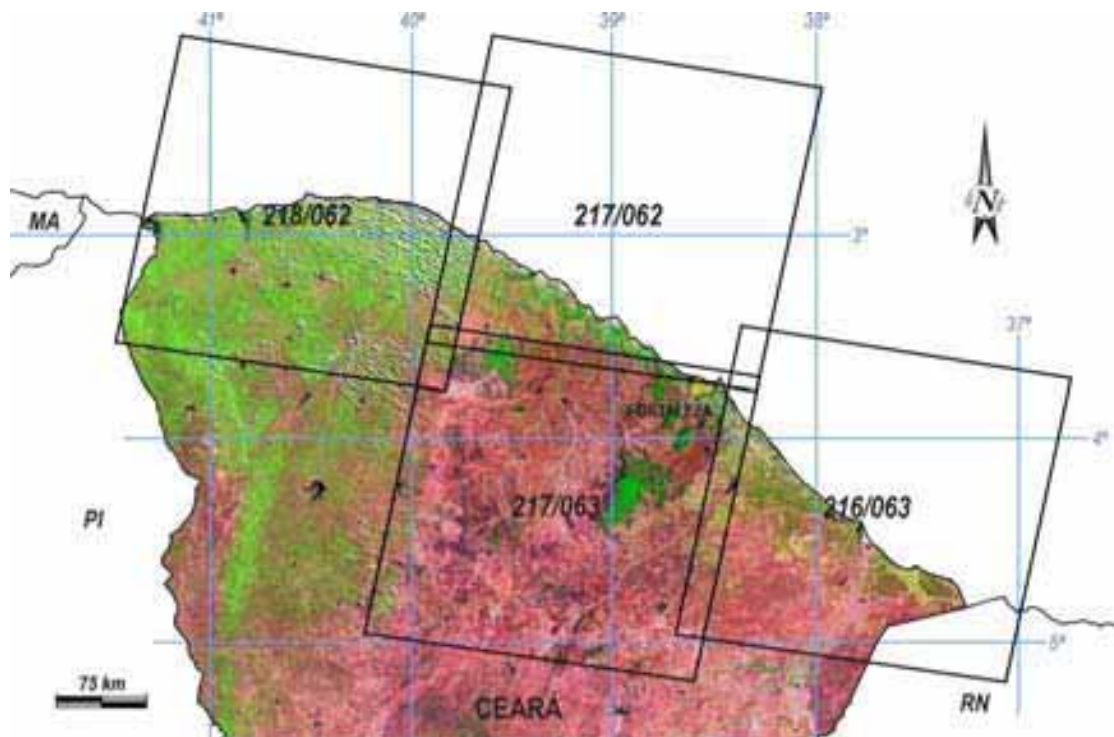


FIGURA 4-7: Disposição das cenas de satélites LandSat 5TM (218/062) e LandSat 7ETM+ (217/062, 217/063 e 216/063) utilizadas na extração de lineamentos durante este estudo. Mosaico de imagens de satélite LandSat 7ETM+ (em composição colorida RGB-542) conforme EMBRAPA 2000.

Durante a interpretação estrutural das imagens digitais de satélite e com o princípio de uniformizar a análise para comparação dos resultados, foram considerados os mesmos setores anteriormente definidos nos mosaicos de radar.

4.5.1 – INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS EM COMPOSIÇÃO COLORIDA

A utilização de composições coloridas aplicadas às imagens de satélite (que são originalmente apresentadas em tons de cinza) permite o realce de contrastes promovidos por variações geológicas (litologias, estruturas), geomorfológicas (relevo) e biológicas (vegetação), consistindo em uma ferramenta bastante poderosa no mapeamento temático de uma determinada área. Para o caso das cenas utilizadas neste trabalho, combinações coloridas nos sistemas RGB (abreviado do inglês *red/green/blue*, ou vermelho/verde/azul, em alusão aos canais coloridos empregados) e RGBI (o I provém do termo inglês traduzido como intensidade, *intensity*) foram amplamente utilizadas no mapeamento geológico ao longo da costa do Estado cearense. Secundariamente, as composições coloridas também foram utilizadas no mapeamento de estruturas, subsidiando a interpretação de melhor detalhe obtida pela aplicação de filtros direcionais mostradas mais adiante. As combinações RGB que apresentaram os melhores resultados foram as 321, 432, 532, 542 e 742.

A composição RGB-321 é particularmente útil para a distinção entre o oceano que aparece em tons de azul (corpos d'água menores, como açudes, lagos e lagoas aparecem em cor negra), e o continente que apresenta tons de marrom e cáqui (coberturas sedimentares e algumas faixas do substrato cristalino), bege e laranja (maior parte do substrato) ou branco (cordões de dunas e sedimentos de praia e aluvionares). Este tipo de comportamento tem relação direta com a presença e a densidade da vegetação, e de variações topográficas (que também acaba exercendo forte reflexo na cobertura vegetal). No oceano é possível notar a presença de porções com coloração azul-claro a azul-esverdeado, caracterizadas por possuírem profundidades rasas e serem ricas em sedimentos em suspensão. As demais porções, por serem mais profundas e por possuírem baixas quantidades de sedimentos suspensos exibem coloração azul-escuro a azul-marinho. No continente há uma razoável distinção entre regiões caracterizadas por possuírem sedimentos quartzosos (praia, dunas e aluviões), possuindo coloração branca (devido à alta reflectância do quartzo), e as regiões caracterizadas pela presença de rochas sedimentares mais antigas que a Formação Barreiras e unidades correlatas, como a Formação Jandaíra na Bacia Potiguar e as rochas paleozóicas da Bacia do Parnaíba, que assumem colorações marrom-claro e marrom-escuro.

No mapeamento de unidades geológicas, as composições RGB-432, RGBI-4322, RGBI-4323, RGB-542 e RGB-742 foram as que apresentaram os melhores resultados, ensejando uma ótima distinção entre as coberturas sedimentares e as rochas do substrato cristalino (figura 4-8). De fato, estas composições efetuam a distinção entre áreas com densidades variadas de vegetação (densas, esparsas, ausentes). A densidade da cobertura vegetal é função direta de fatores como clima, relevo e composição mineralógica do solo. As áreas que apresentam clima mais úmido e ameno, que pode estar associado a relevos mais elevados, apresentarão uma vegetação mais exuberante. Áreas com solo composto por rochas sedimentares também possuirão uma cobertura vegetal mais densa. As porções arrasadas do

substrato cristalino, que sofrem a ação de climas mais quentes e secos, serão caracterizadas por uma vegetação escassa ou mesmo ausente. Na composição RGB-432 (figura 4-8a) e em suas derivadas RGBI, as áreas de vegetação mais densa aparecem com a cor vermelho-carmesim, enquanto que nas composições RGB-542 (figura 4-8b) e RGB-742 elas exibem cor verde-claro. O mapeamento litológico com a utilização de cenas em composições coloridas foi particularmente eficaz para as cenas 218/062 e 217/063 e, em menor grau, para as demais cenas. No caso específico da cena 218/062 exibida na figura 4-8, a cobertura vegetal mais densa reflete três domínios distintos: (i) a porção norte da cena é caracterizada por rochas sedimentares cenozóicas (dominantemente Formação Barreiras); (ii) na porção sudoeste da cena afloram as rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Parnaíba (Grupo Serra Grande); (iii) na área intermediária entre (i) e (ii) ocorrem domínios de topografia elevada do substrato cristalino, associados a plútons granitóides e faixas de rochas metassedimentares. Deve-se ressaltar ainda a ocorrência de porções com cor branca ao longo do litoral, associadas a sedimentos de praia e aluvionares, e a cordões de dunas móveis. Comportamento similar pôde ser constatado também na cena 217/063.

A composição colorida RGB-532 foi útil no mapeamento preliminar dos lineamentos estruturais mais proeminentes, principalmente aqueles associados a zonas de cisalhamento (figura 4-9). As unidades litológicas comportam-se de maneira variada em cada uma das cenas utilizadas: as áreas de coberturas sedimentares podem aparecer nas cores marrom-claro a escuro (cenas 218/062, 217/063 – figura 4-9), vermelho (cena 217/062) ou verde-escuro a cáqui (cena 216/062), ao passo que o substrato apresenta cor bege ou cáqui (cenas 216/063, 218/062), bege-amarelado (cena 217/063) ou marrom (217/062).

O realce das imagens de satélite que englobam a porção setentrional do Estado do Ceará por meio de composições coloridas, permitiu a distinção entre os domínios onde ocorrem rochas sedimentares relacionadas às bacias do Parnaíba (na porção oeste da área estudada), do Ceará (porção centro-norte) e Potiguar (extremo leste), daqueles caracterizados por exposições de rochas cristalinas do embasamento pré-cambriano. Tal distinção foi de grande utilidade, pois funcionou como uma técnica de mapeamento expedito que auxiliou na extração dos lineamentos frágeis observados nas bacias do Ceará e Potiguar, possibilitando um reconhecimento prévio das estruturas nelas presentes.

4.5.2 – INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS COM A APLICAÇÃO DE FILTROS DIRECIONAIS

A extração dos lineamentos estruturais das imagens digitais de satélite visou o detalhamento do mapeamento estrutural realizado com os mosaicos de radar, mais especificamente no tocante aos lineamentos frágeis, que afetam as coberturas sedimentares expostas ao longo das bordas continentais das bacias do Ceará e Potiguar (no caso desta última o mapeamento foi realizado apenas em sua porção ocidental).

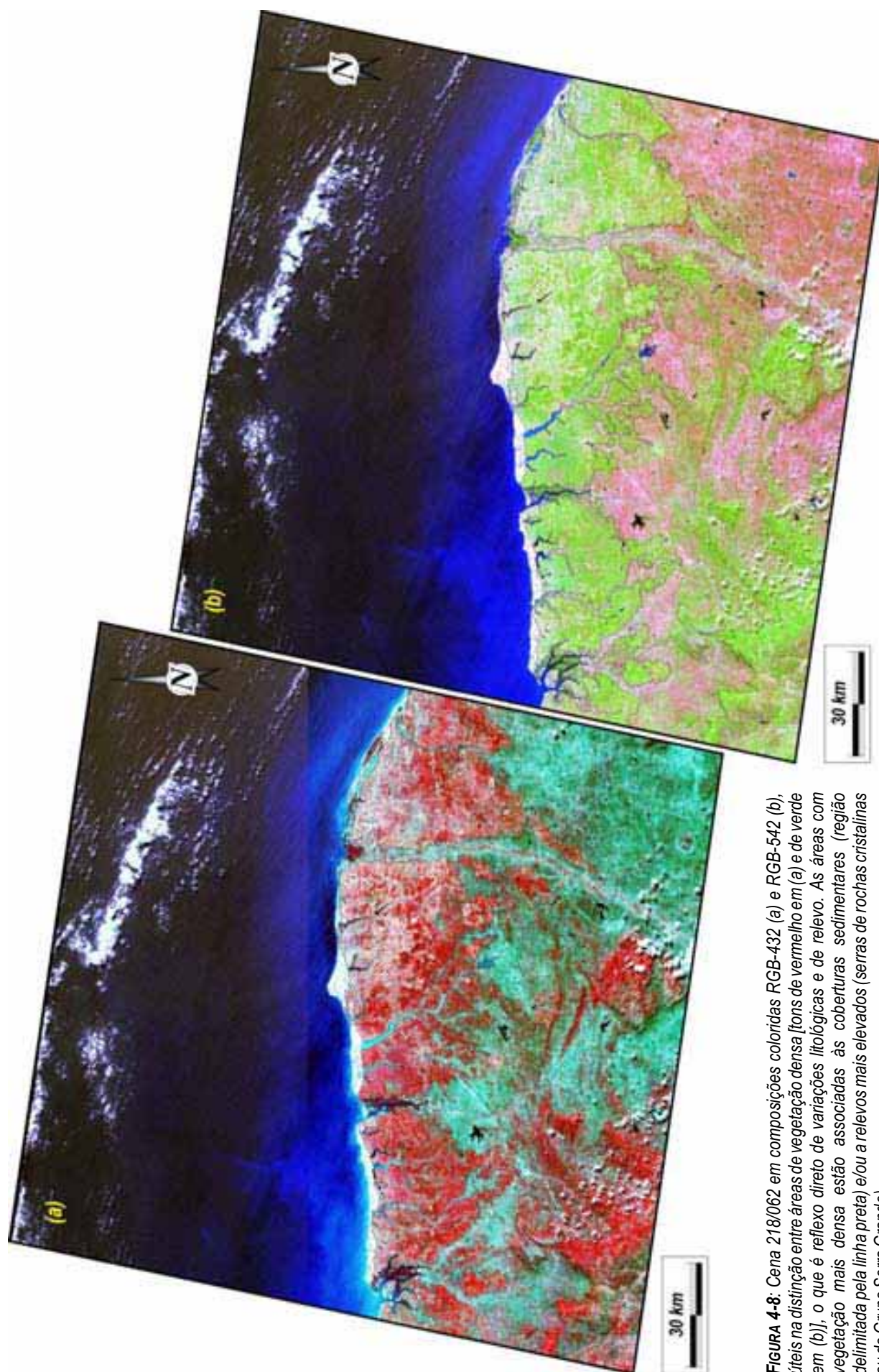


FIGURA 4-8: Cena 218/062 em composições coloridas RGB-432 (a) e RGB-542 (b), úteis na distinção entre áreas de vegetação densa (tons de vermelho em (a) e de verde em (b)), o que é reflexo direto de variações litológicas e de relevo. As áreas com vegetação mais densa estão associadas às coberturas sedimentares (região delimitada pela linha preta) e/ou a relevos mais elevados (serras de rochas cristalinas ou do Grupo Serra Grande).

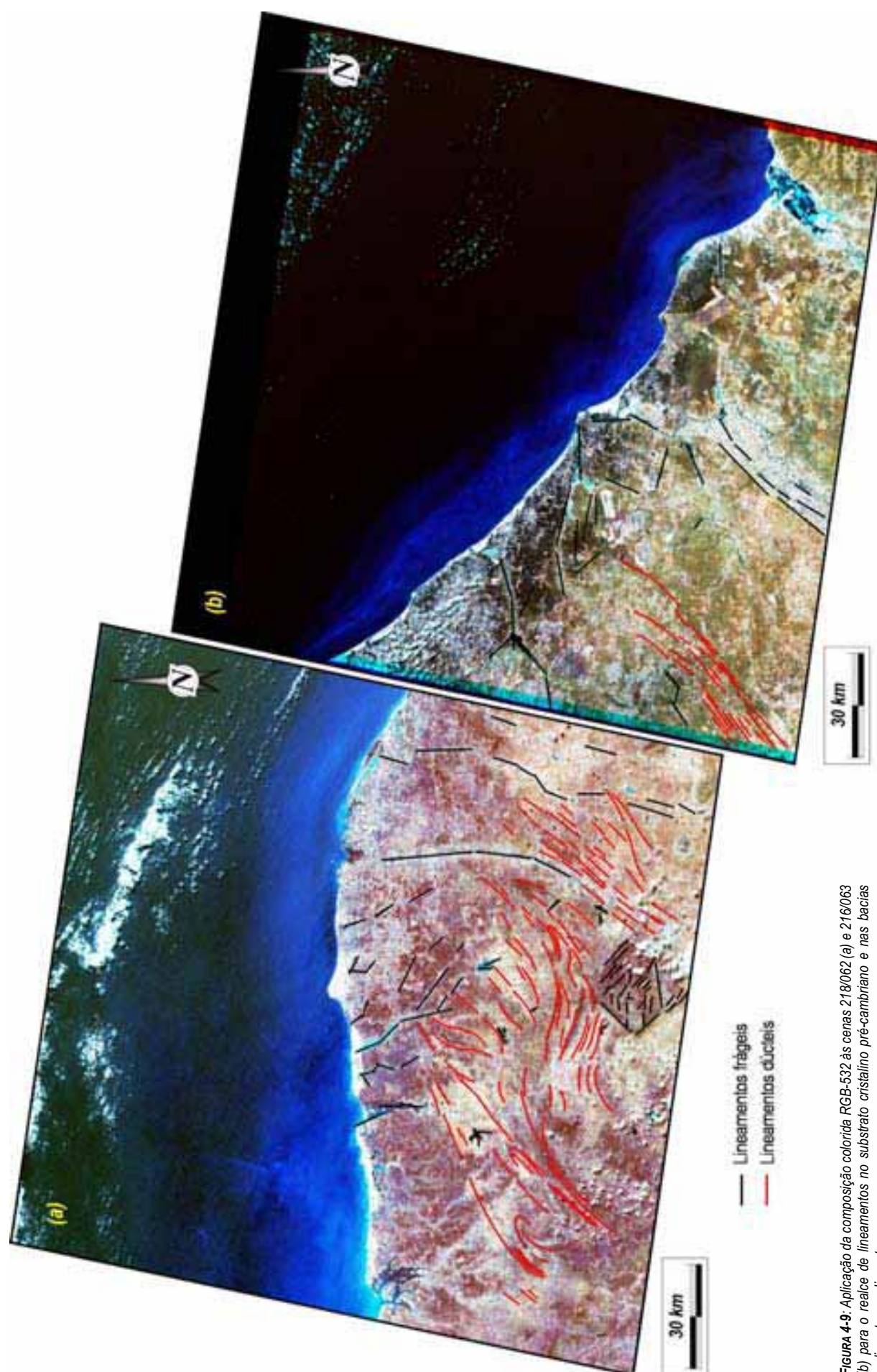


FIGURA 4-9. Aplicação da composição colorida RGB-532 às cenas 218/062 (a) e 216/063 (b) para o realce de lineamentos no substrato cristalino pré-cambriano e nas bacias sedimentares adjacentes.

Para a extração dos lineamentos das imagens digitais de satélite foram aplicados filtros direcionais à banda 5 das quatro cenas estudadas, uma vez que esta banda é a que exibe os melhores contrastes litológicos, sendo particularmente útil no mapeamento de estruturas geológicas (Amaro 1998). O filtro que mostrou os melhores resultados foi o *Prewitz*, aplicado em várias direções. O filtro aplicado sempre realçará melhor aquelas estruturas dispostas em alto ângulo à sua direção e, quanto menor for o ângulo entre a direção do filtro e a das estruturas, menor será o realce; o filtro *Prewitz* N-S, por exemplo destacará preferencialmente as estruturas de direção E-W, embora estruturas orientadas conforme outras direções também sejam imageadas em menor grau. Outro detalhe reside no sentido de aplicação do filtro que definirá a posição do sombreado na estrutura: com o filtro *Prewitz* N-S, a sombra de estruturas de direção E-W estará localizada ao sul; já quando o filtro *Prewitz* S-N for aplicado, a sombra estará disposta a norte. Um cuidado deve ser tomado com estruturas antropogênicas como rodovias, estradas de ferro, caminhos, redes de alta tensão, cercas e limites entre propriedades que, sob o efeito de filtros direcionais, podem originar lineamentos sem significado geológico. Por este motivo, é recomendável que a extração de lineamentos das imagens filtradas deva ser acompanhada pelo exame de cartas topográficas da região mapeada.

Em cada uma das cenas foram sistematicamente aplicadas filtragens em quatro sentidos: N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, objetivando imagear o maior número de estruturas frágeis possível. A técnica de filtragem empregada apresentou bons resultados (como pode ser visto nas figuras 4-10 a 4-13), permitindo o refino da interpretação já realizada com os mosaicos de radar. De oeste para leste os resultados foram os seguintes:

(i) Para o Setor E, que engloba a Sub-Bacia de Piauí-Camocim no extremo oeste da Bacia do Ceará, ocorre um predomínio de lineamentos frágeis de direção ENE-WSW, seguindo em importância aos de orientação NW-SE, N-S e E-W (figura 4-10);

(ii) na Sub-Bacia de Acaraú, localizada no Setor F, os lineamentos de direção NW-SE e NNW-SSE são os mais importantes, sendo que fraturas de direção ENE-WSW aparecem de modo subordinado (figura 4-11);

(iii) para a Sub-Bacia de Icarai, que está incluída no Setor G, há uma notável dominância de estruturas de direção E-W, com lineamentos de orientação NE-SW ocorrendo subordinados (figura 4-11);

(iv) a Sub-Bacia de Mundaú (Setor H), localizada na porção leste da Bacia do Ceará, apresenta lineamentos com comportamento muito similar àqueles observado no Setor G: E-W é a direção principal das fraturas, enquanto que estruturas NE-SW ocorrem associadas (figura 4-12);

(v) por último, fraturas de direção E-W, com lineamentos NE-SW associados, também são as estruturas mais conspícuas no Setor I, que abrange a porção ocidental da Bacia Potiguar (figura 4-13).

4.6 – INTEGRAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

A partir do que foi obtido e exposto por meio das análises dos mosaicos de radar e das imagens de satélite é possível traçar algumas linhas interpretativas com respeito aos padrões de fraturamento encontrados nas bordas continentais das bacias do Ceará e Potiguar. Confrontando os dados levantados em ambas técnicas de sensoriamento remoto empregados (figura 4-14) é possível definir um modelo integrado que relacione as diversas orientações de fraturas.

4.6.1 – CONFRONTO ENTRE OS DADOS DE RADAR E DE IMAGENS MULTIESPECTRAIS

Em cada um dos setores estruturais é observado que existe uma razoável correspondência entre os dados de radar e os de imagens multiespectrais, ainda que algumas singularidades com respeito à intensidade e à direção de alguns conjuntos de fraturas, tenham sido observadas (figura 4-14). Tais diferenças provavelmente estão relacionadas a fatores como:

(i) Amostragem seletiva dos lineamentos induzida pelas diferenças de técnicas de imageamento; a radiação de microondas utilizada na produção das imagens de radar possui alta penetratividade no solo, contrariamente às radiações luminosa e infravermelha, empregadas nas imagens multiespectrais. Assim sendo, as imagens observadas nos mosaicos de radar podem estar refletindo predominantemente as estruturas presentes no embasamento, mesmo quando este está encoberto por uma seqüência pouco espessa de rochas sedimentares, e que podem possuir orientações diferentes daquelas que afetam a bacia;

(ii) Amostragem seletiva de lineamentos induzida pela extração visual: uma vez que os produtos de sensores remotos utilizados possuem resoluções espaciais diferentes (a resolução das imagens de satélite é maior que as de radar), o que se traduz também em escalas de amostragem desiguais; conjuntos de lineamentos que foram observados em um tipo de imageamento podem não ter sido identificados no outro. Além disto, enquanto que as imagens multiespectrais foram interpretadas diretamente a partir de seus originais em meio digital, a análise dos mosaicos de radar foi realizada por meio de imagens redigitalizadas a partir de seus originais em papel, o que diminui de maneira sensível sua resolução;

(iii) Extração errônea de lineamentos com significado não-geológico: mesmo tendo o cuidado de extrair aqueles lineamentos que não possuíssem correspondência com construções antropogênicas, é possível que algumas das estruturas interpretadas, em particular nas imagens multiespectrais filtradas, estejam relacionadas a atividades humanas.

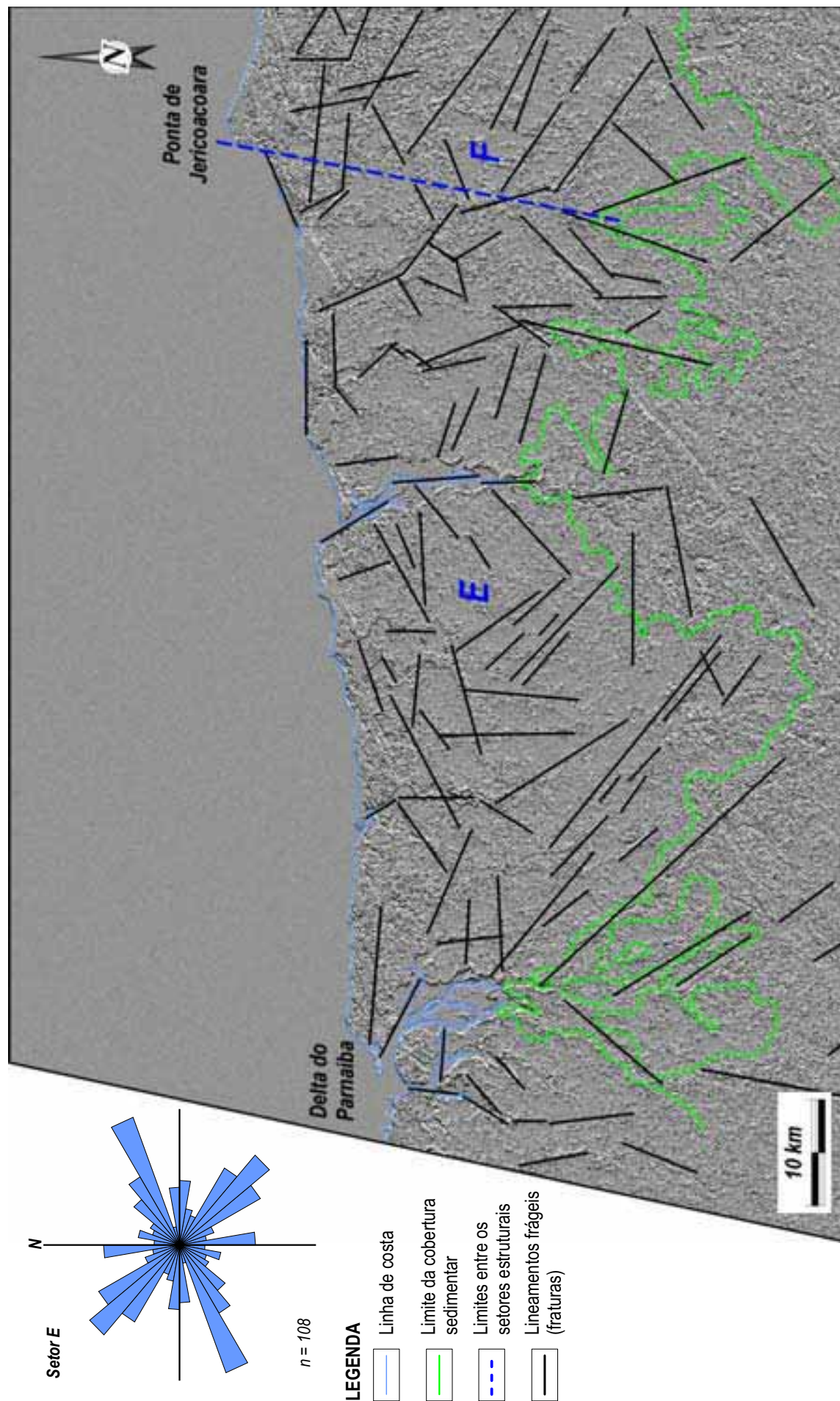


FIGURA 4-10: Distribuição e orientação do fraturamento no setor da margem continental correspondente à Sub-Bacia de Piauí-Camocim (Setor E). Ao longo deste setor, fraturas de direção ENE-WSW e NW-SE são as estruturas predominantes. Imagens de satélites Landsat 5 TM (cena 218-062) e Landsat 7 ETM+ (cena 217-062), com aplicação do filtro direcional Prewitt N-S à banda 5.

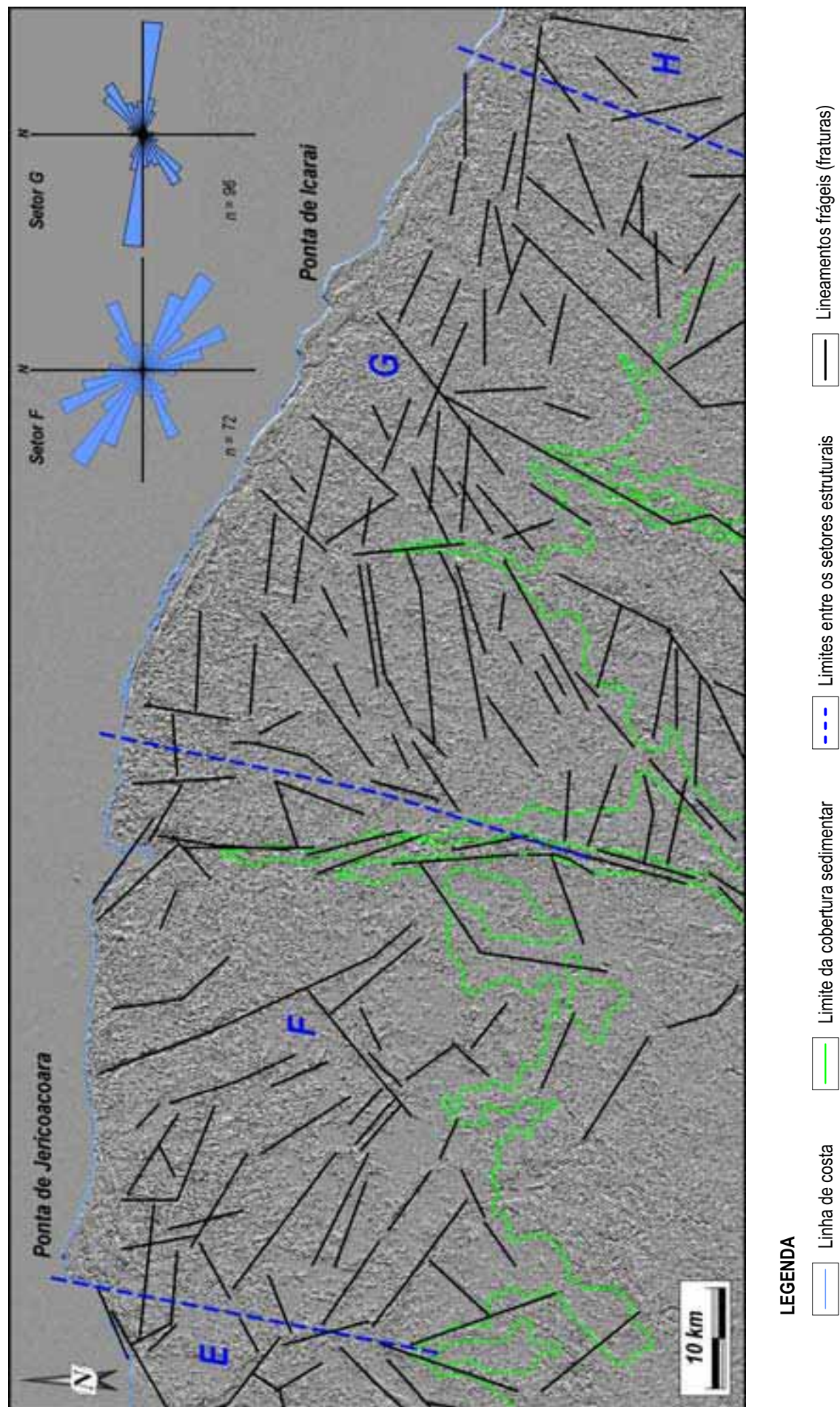


FIGURA 4-11. Distribuição e orientação do fraturamento no setor da margem continental correspondente às sub-bacias de Acaraú (Setor F) e Icarai (Setor G). Notar que, enquanto no Setor F há um predomínio de fraturas com direção NW-SE, lineamentos com direção E-W e NE-SW são dominantes no Setor G. Imagens de satélites Landsat 5TM (cena 218-062) e Landsat 7ETM+ (cena 217-062), com aplicação do filtro direcional Prewitt N-S à banda 5.

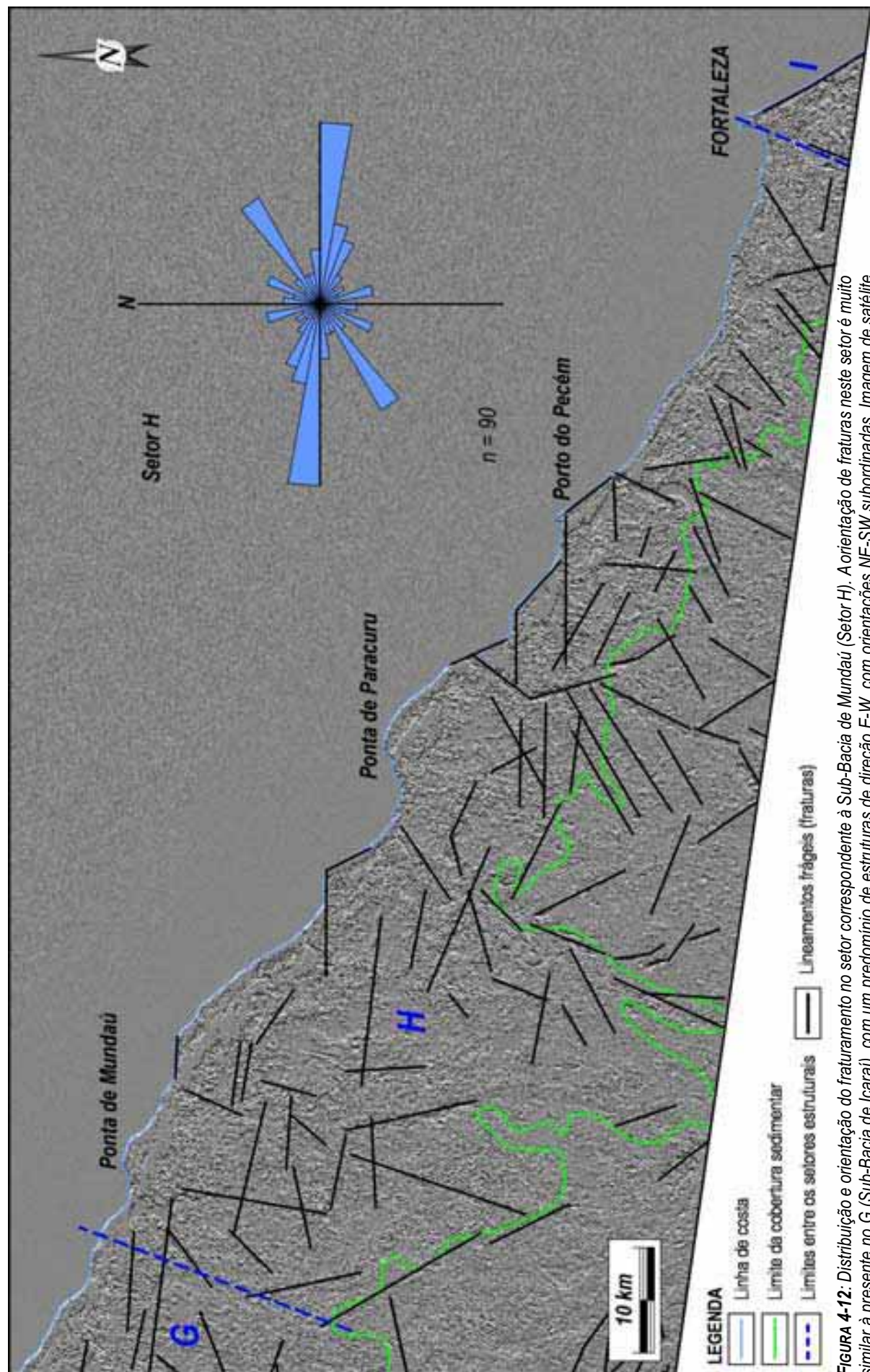


FIGURA 4-12: Distribuição e orientação do fraturamento no setor correspondente à Sub-Bacia de Mundaú (Setor H). A orientação de fraturas neste setor é muito similar à presente no G (Sub-Bacia de Icarai), com um predomínio de estruturas de direção E-W, com orientações NE-SW subordinadas. Imagem de satélite Landsat 7ETM+ (cenas 217-062 e 217-063), com aplicação do filtro direcional Prewitt N-S à banda 5.

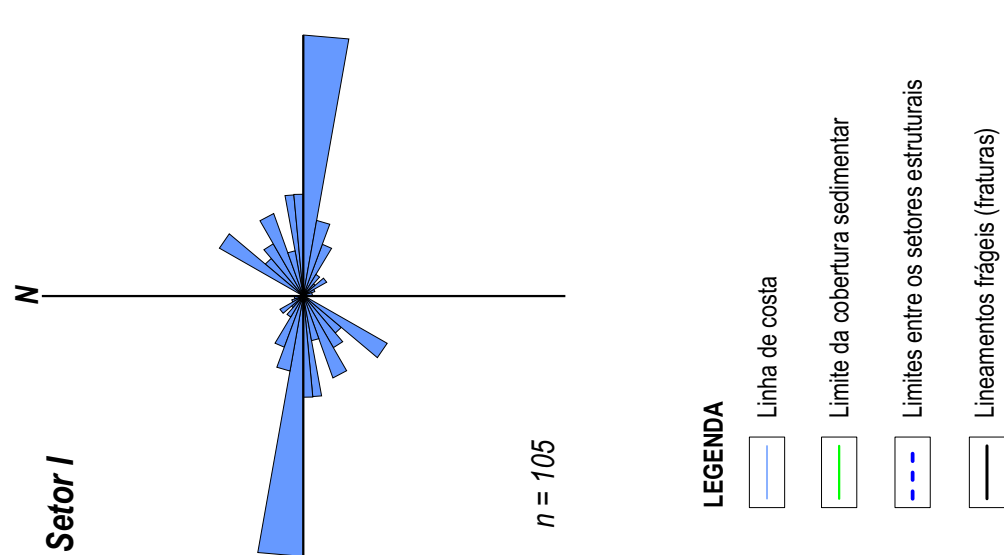
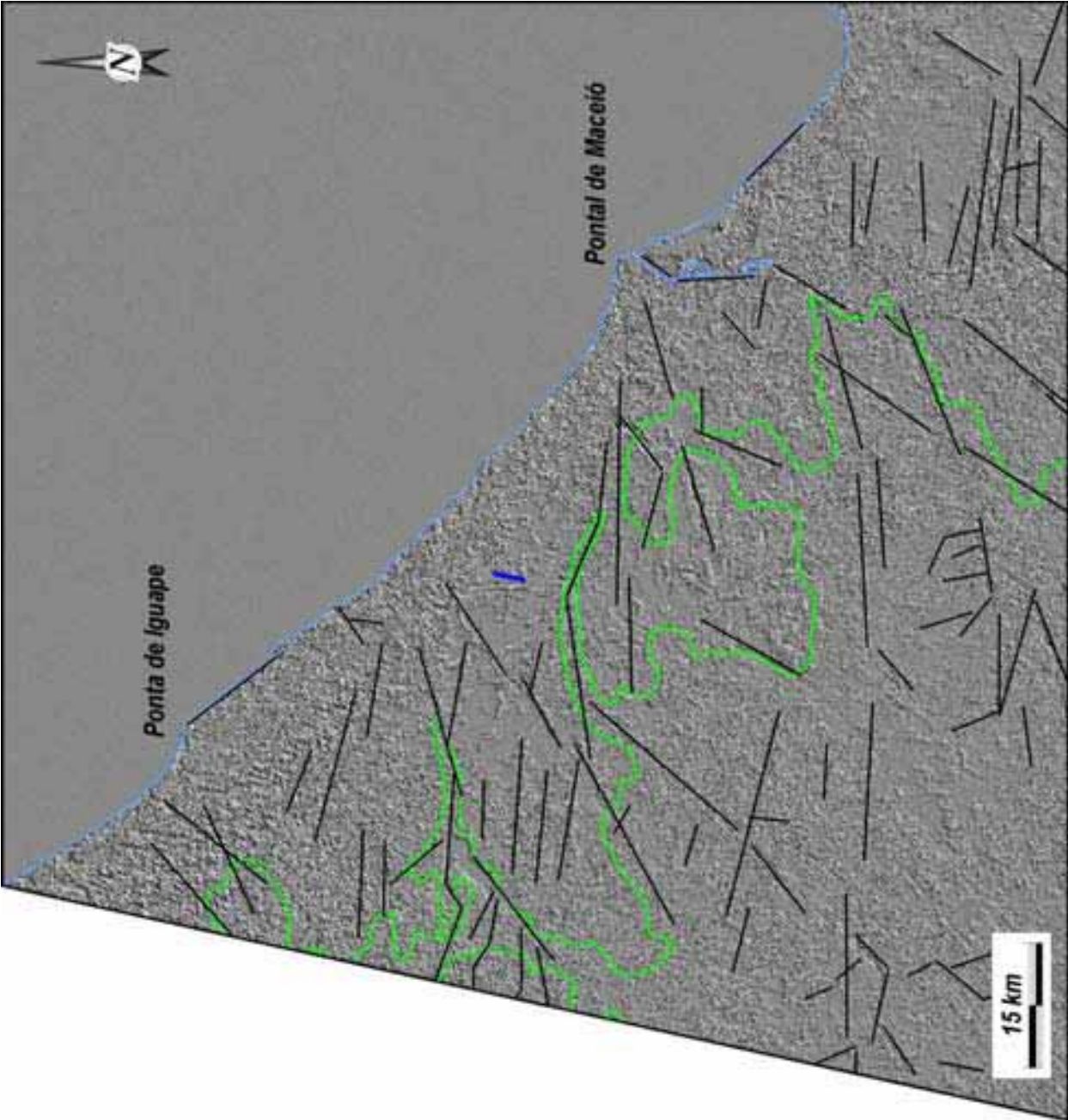


FIGURA 4-13: Distribuição e orientação do fraturamento no setor correspondente à porção ocidental da Bacia Potiguar (Setor I). Neste setor há um predomínio de estruturas com direção E-W e NE-SW. Imagem de satélite LandSat 7ETM+ (cena 216-063), com aplicação do filtro direcional Prewitt NW à banda 5.



4.6.2 – A DISTRIBUIÇÃO DOS LINEAMENTOS FRÁGEIS E A SEGMENTAÇÃO DA BACIA DO CEARÁ

Como já referido anteriormente, a extração dos lineamentos frágeis evidencia que existe uma certa relação entre a orientação/distribuição dos mesmos e a segmentação da Bacia do Ceará (setores E a H), e a separação entre esta e a Bacia Potiguar (Setor I), todas essas feições acompanhando aproximadamente a orientação da linha de costa. Os cinco setores podem ser agrupados em função de dois comportamentos estruturais distintos, de maneira tal que E e F exibem similaridades entre si, da mesma forma que G, H e I.

Os setores E (Sub-Bacia de Piauí-Camocim) e F (Sub-Bacia de Acaraú) estão localizados ao longo do trecho de direção E-W do segmento da Margem Equatorial Atlântica estudado. Neles predominam fraturas com orientação NW-SE e NE-SW (figuras 4-14 e 4-15). Na porção submersa destas sub-bacias, falhas de empurrão e dobras apresentam direção NE-SW.

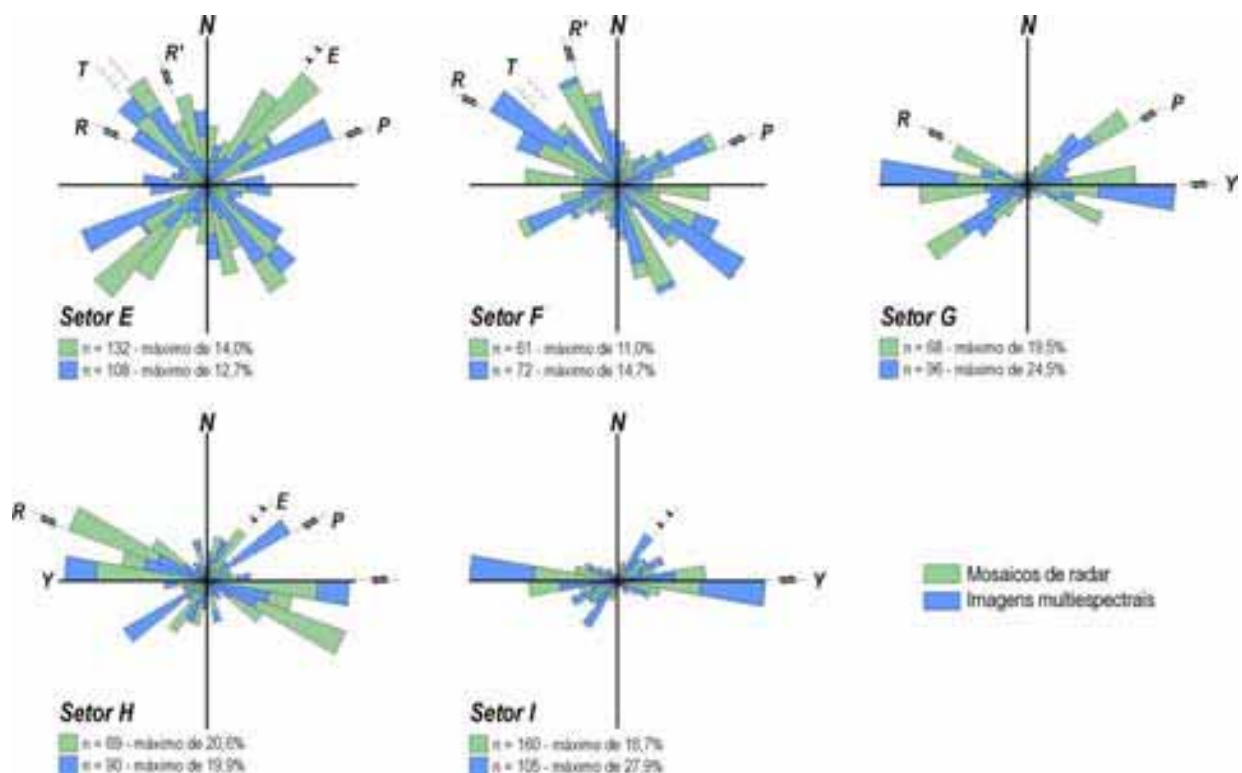


FIGURA 4-14: Sobreposição entre os diagramas de roseta construídos para os lineamentos frágeis extraídos dos mosaicos de radar e os de imagens digitais multiespectrais, para comparação das direções e intensidade nos setores dispostos ao longo das bacias do Ceará e Potiguar. A interpretação cinemática das estruturas foi baseada no modelo de fraturas de segunda ordem de Riedel aplicada a uma falha principal transcorrente dextral de direção E-W (vide também figura 4-15). A construção dos diagramas foi baseada no método de contagem de direção versus comprimento dos lineamentos.

Os setores G (Sub-Bacia de Icarai), H (Sub-Bacia de Mundaú) e I (porção ocidental da Bacia Potiguar), por seu turno, dispõem-se ao longo de um trecho de direção NW-SE, e neles ocorre um predomínio de fraturas com direção E-W, WNW-ESE e NE-SW (figuras 4-14 e 4-15). Costa afora, estruturas com direção NW-SE nas sub-bacias de Icarai e Mundaú, assim como na porção oeste da Bacia Potiguar, são materializadas como falhas normais. Estruturas com direção NE-SW e E-W também são

conhecidas nas sub-bacias de Icaraí e Mundaú, ainda que sejam cinematicamente diferentes: empurrões e dobras na Sub-Bacia de Icaraí; falhas de transferência na Sub-Bacia de Mundaú.

O Alto de Fortaleza (figura 4-15), de direção NE-SW, é considerado como o limite entre as bacias do Ceará e Potiguar, consistindo de um alto magmático originado durante a transição entre o Paleógeno e o Neógeno, portanto mais antigo que as coberturas presentes na porção emersa do continente. Apesar da presença do alto, não foram observadas diferenças estruturais notórias entre os setores H (adjacente à Sub-Bacia de Mundaú), a oeste, e I (adjacente à Bacia Potiguar), a leste.

Destas observações, as seguintes conclusões podem ser extraídas: (i) a orientação da linha de costa aparenta ter exercido influência na orientação das estruturas formadas que, em última instância, constituem reflexo direto da redistribuição das tensões ao longo da margem continental, como já destacado por Assumpção (1992). Não deve ser esquecido que a trama do embasamento também possa ter controlado a distribuição dos esforços; e (ii) existe uma certa correspondência entre as orientações dos lineamentos frágeis mapeados nos setores continentais e estruturas presentes nas porções submersas das bacias do Ceará e Potiguar.

4.6.3 – EVENTOS DE DEFORMAÇÃO CONTROLANDO A DISTRIBUIÇÃO DOS LINEAMENTOS FRÁGEIS

Parte dos estudos estruturais ora realizados visam comprovar (ou não) a propagação dos esforços que deram origem à Margem Equatorial Atlântica no interior continental, à luz da hipótese de instalação de uma tectônica transcorrente/transformante na região, durante o Cretáceo Inferior. Portanto, as análises dos produtos de sensores remotos (somados aos levantamentos de campo expostos no Capítulo 5 e à caracterização estrutural do Campo de Xaréu, discutida no Capítulo 7 desta Tese) buscaram indícios que subsidiassem tal teoria.

Se comprovada, a tectônica transcorrente/transformante da Margem Equatorial Atlântica provocaria o desenvolvimento de uma série de estruturas diagnósticas (fraturas, falhas de segunda ordem, dobras) na porção do continente próxima às bacias marginais. Então, a busca e o reconhecimento de tais estruturas são objetos de grande importância para a caracterização da deformação do Cretáceo Inferior, nesta porção do antigo supercontinente Gondwana.

Muitos dos lineamentos frágeis identificados por meio das análises dos mosaicos de radar e das imagens multiespectrais podem ser encaixados dentre estas estruturas diagnósticas, especialmente os lineamentos de direção E-W. Muitos dos demais lineamentos podem ser compatibilizados à tectônica transcorrente/transformante dextral se for considerado o modelo de fraturas secundárias de Riedel, conforme já observado por Carvalho Costa *et al.* (2001b; 2002) e mostrado na figura 4-15. Sendo assim, os lineamentos ENE-WSW, que são comumente encontrados nos setores G, H e I, comporiam as fraturas sintéticas do tipo P da classificação de Riedel e, neste contexto, apresentariam cinemática transcorrente

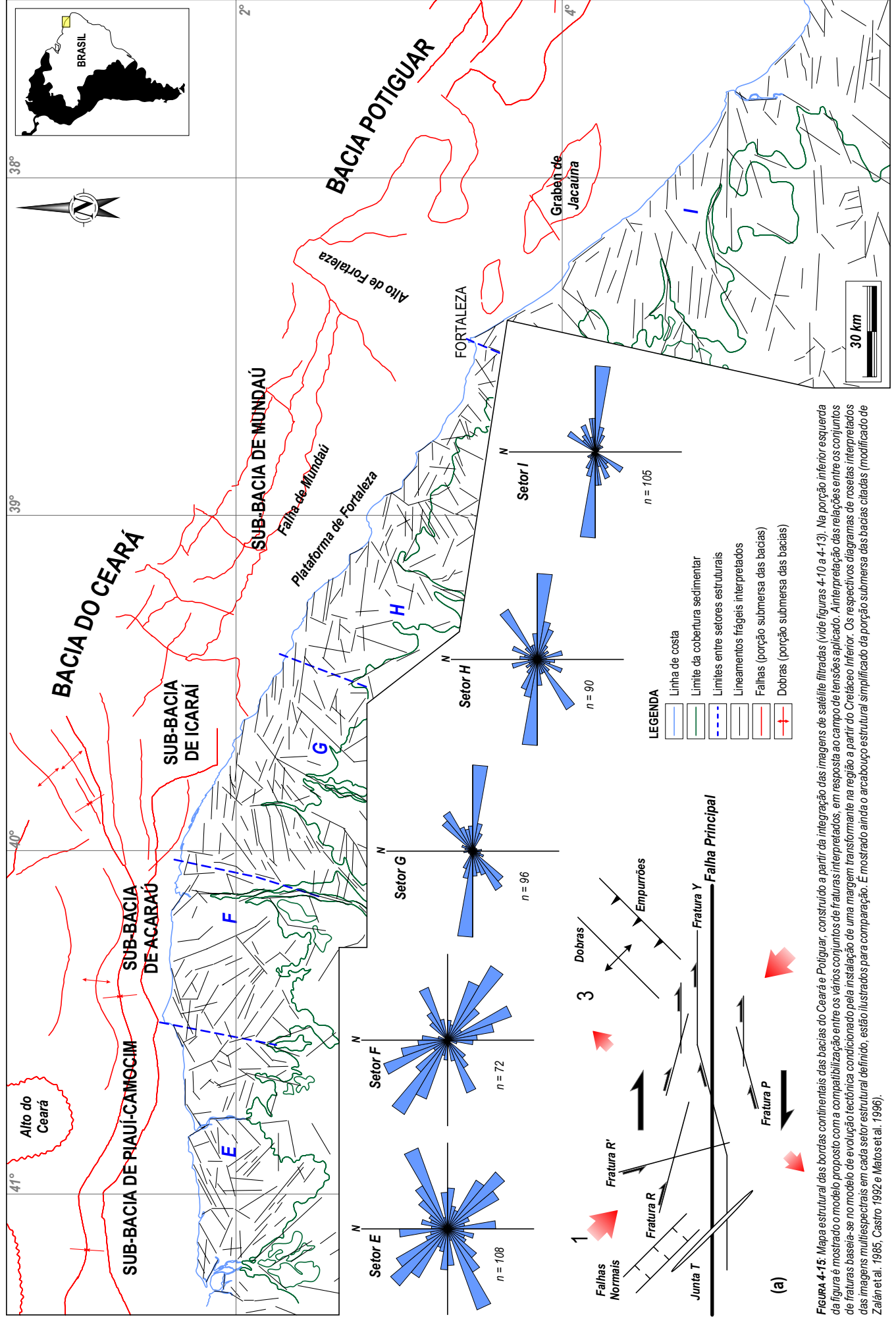


FIGURA 4-15: Mapa estrutural das bordas continentais das bacias do Ceará e Potiguar, construído a partir da integração das imagens de satélite filtradas (vide figuras 4-10 a 4-13). Na porção inferior esquerda da figura é mostrado o modelo proposto com a compatibilização entre os vários conjuntos de fraturas interpretados, em resposta ao campo de tensões aplicado. A interpretação das relações entre os conjuntos de fraturas baseia-se no modelo de evolução tectônica condicionado pela instalação de uma margem transformante na região a partir do Cretáceo Inferior. Os respectivos diagramas de rosetas interpretados das imagens multiespectrais em cada setor estrutural definido, estão ilustrados para comparação. E mostrado ainda o arcabouço estrutural simplificado da porção submersa das bacias citadas (modificado de Zalán et al. 1985, Castro 1992 e Matos et al. 1996).

dextral (figura 4-15). Lineamentos WNW-ESE, comuns nos setores E e F, estão posicionados de tal forma, em relação às falhas transcorrentes dextrais E-W, que podem ser considerados como fraturas do tipo R, sintéticas, portanto também com deslocamento dextral (figura 4-15). As estruturas de direção NW-SE estariam orientadas em uma direção favorável à das fraturas do tipo T, que são juntas de distensão (figura 4-15). Deve ser lembrado que NW-SE é a direção predominante das falhas normais nas sub-bacias de Icarai e Mundaú (figura 4-15), e na extremidade ocidental da Bacia Potiguar, o que corrobora a interpretação proposta.

Tal modelo cinemático acomodaria muito bem as orientações denotadas pelos lineamentos frágeis identificados se não fosse por uma limitação: a impossibilidade de datar os lineamentos interpretados somente pela observação dos produtos de sensores remotos. Isto leva à necessidade de considerarem-se outros contextos tectônicos que poderiam ter dado origem aos lineamentos, como os eventos tardibrasiliano e cenozóicos.

Na tectônica tardibrasiliana, estruturas com direção E-W são caracterizadas como juntas distensionais e falhas normais ou transcorrentes dextrais, enquanto que lineamentos com direção NE-SW/ENE-WSW e NW-SE/WNW-ESE corresponderiam a falhas transcorrentes dextrais e sinistrais, respectivamente. Cinemáticas análogas poderiam ser esperadas para os lineamentos originados ou reativados no Cenozóico (vide Seção 4.3). Soluções de mecanismo focal, determinadas para a região próxima a Cascavel, no nordeste do Estado do Ceará, indicam a presença de falhas com orientação NW-SE e cinemática transcorrente sinistral (Vilar 1999), o que se coaduna à interpretação proposta. Ou seja, sem conhecer a idade absoluta dos lineamentos e/ou a definição de uma cinemática segura para os mesmos, é muito difícil relacioná-los a um evento tectônico específico.

Mesmo que todos os lineamentos frágeis tenham sido originados entre o final do Neoproterozóico e o início do Cambriano, muitos deles de certo atuaram posteriormente como zonas de fraqueza, nas quais podem ter sido concentradas e/ou redistribuídas as tensões, não devendo ser descartada a hipótese de que, ao menos uma parte deles, tenha sido reativada durante a tectônica cretácea.

Também não pode ser desconsiderado o papel que a trama do embasamento pré-cambriano deve ter exercido durante a propagação dos esforços e a origem das estruturas do Cretáceo. A direção NE-SW é a orientação das principais zonas de cisalhamento brasileiras e da foliação presente nas rochas cristalinas pré-cambrianas. Esta orientação foi reconhecida em muitos dos lineamentos identificados.

Os dados aqui mostrados são, em sua maioria, apenas um ensaio, e devem ser encarados como preliminares na tentativa da identificação de estruturas no continente que pudessem ser correlacionadas à tectônica transcorrente/transformante cretácea que deu origem à Margem Equatorial Atlântica. Melhores subsídios ao reconhecimento destas estruturas, bem como à definição do quadro tectônico em que elas foram formadas serão mostrados em capítulos subsequentes.

CAPÍTULO 5

Estudo de Análogos Depositionais e Estruturais para o Campo de Xaréu

Na maior parte dos reservatórios petrolíferos, o acesso direto às litologias neles presentes é muito difícil ou mesmo impossível, uma vez que quase sempre eles não afloram, sendo necessário recorrer a técnicas auxiliares que possam ser utilizadas na definição de sua evolução geológica. Reservatórios aflorantes estão predominantemente restritos às bacias emersas (a Formação Açu da Bacia Potiguar pode ser tomado como um exemplo clássico). Por outro lado, nas bacias submersas, localizadas na plataforma continental (como a Bacia do Ceará), são raros ou inexistentes os casos de reservatórios aflorantes.

Neste sentido, o estudo de análogos de terreno é uma ferramenta que pode mostrar-se muito poderosa, uma vez que pode ser empregada como modelos preditivos que possibilitem simular os processos geológicos, sejam eles sedimentares ou deformacionais, que comandaram a evolução de um reservatório petrolífero não-aflorante. Os análogos também podem ser referidos como recentes, quando estão em pleno desenvolvimento nos dias atuais (como rios e campos de dunas, por exemplo), e antigos, quando sua evolução já se completou.

O estudo de vários afloramentos ao longo da margem continental do Estado do Ceará e na Bacia do Araripe teve como objetivo empregá-los como análogos à deformação e aos processos deposicionais associados ao Membro Trairí (a deformação também pode ser extrapolada ao nível do Campo de Xaréu), uma vez que esse reservatório não é aflorante. Os resultados alcançados complementam aqueles que serão apresentados nos capítulos seguintes. Itens que tratam sobre algumas das técnicas de abordagem e de tratamento de dados utilizados estão inseridos ao longo do texto, para melhor compreensão dos resultados.

5.1 – FRATURAS: DEFINIÇÃO, TERMINOLOGIA E CLASSIFICAÇÃO

Fraturas são superfícies de descontinuidades com área finita, nas quais ocorreu a perda de coesão das rochas. Tratam-se, provavelmente, das estruturas geológicas mais comuns, ocorrendo, predominantemente, ao longo de toda a crosta superior (sua quantidade é inversamente proporcional à profundidade) e em todos os tipos litológicos, desde sedimentos parcialmente litificados até as rochas ígneas e metamórficas.

As *juntas* são fraturas que exibem pouco ou nenhum deslocamento lateral. Usualmente ocorrem de modo regular, subparalelo (*fraturas sistemáticas* – Hodgson 1961 *apud* Goldstein & Marshak 1988), constituindo os *conjuntos de fraturas* (ou de fraturamento). Localmente, podem ocorrer planos de fraturas distribuídas irregularmente e com direções variadas, sendo denominadas de *fraturas assistemáticas* (Hodgson 1961 *apud* Goldstein & Marshak 1988). Em uma dada porção finita da crosta terrestre, dois ou mais conjuntos de fraturas que se entrecruzem constituem um *sistema* (ou *arranjo*) de fraturas. O reconhecimento de uma direção de fraturamento predominante requer a análise estatística dos conjuntos de fraturas.

Se as fraturas experimentam abertura ou distensão perpendicular à sua superfície, então são denominadas de *juntas de distensão* (ou distensionais). Caso contrário, se houver contração ortogonal à superfície de fraturamento, em rochas solúveis (calcários, por exemplo), podem ser formadas indentações (*estilólitos*) na superfície da fratura, paralelas ao eixo de compressão principal, constituindo assim as *juntas estilolíticas*. Por outro lado, se for observado deslocamento lateral razoável paralelo à superfície da fratura, será aplicada então a denominação de *fraturas de cisalhamento* ou *falhas*. Na natureza, existe toda uma transição entre estes três membros extremos, caracterizando as *fraturas obliquas*.

5.1.1 – O SISTEMA DE FRATURAS DE RIEDEL

O termo *fraturas de Riedel* é aplicado a uma geometria bastante específica de fraturas (o que inclui falhas e juntas), originalmente desenvolvidas a partir de experimentos realizados em modelos de argila submetidos a tensões cisalhantes.

Uma falha (ou zona de falhas) principal poderá desenvolver um conjunto de fraturas subsidiárias que obedecem a ângulos bem definidos em relação à estrutura principal e que se relacionam mutuamente também de acordo com ângulos específicos (figura 5-1a). As relações geométricas entre os conjuntos de fraturas, bem como a cinemática de cada um deles, podem ser empregadas como indicadores cinemáticos para a deformação principal.

Um sistema de Riedel idealizado é constituído por fraturas de cisalhamento conjugadas sintéticas (*fraturas R*) e antitéticas (*fraturas R'*) às falhas principais (figura 5-1a). A fratura R faz um ângulo de $45^\circ - \phi/2$ em relação à falha principal (de maneira que ϕ é o ângulo de fricção interna da rocha afetada), enquanto que a fratura R' obedece a um ângulo de $45^\circ + \phi/2$ (figura 5-1a). Fraturas de cisalhamento sintéticas, subparalelas às falhas principais, recebem a denominação de *fraturas Y* (Bartlett *et al.* 1981) ou *D* (Tchalenko 1968 *apud* Sylvester 1988) (figura 5-1a). Um terceiro conjunto de fraturas de cisalhamento sintéticas, as *fraturas P*, inclina-se a um ângulo de $45^\circ - \phi/2$ enquanto que as *fraturas X* (Bartlett *et al.* 1981), antitéticas, inclinam-se consoante $45^\circ + \phi/2$ (figura 5-1a). As fraturas X são raras e, por isso, muito pouco abordadas na literatura. Por fim, as *fraturas T*, que constituem essencialmente juntas

distensionais (Skempton 1966 *apud* Sylvester 1988; Bartlett *et al.* 1981), bissectam o ângulo agudo definido entre as fraturas R e R', fazendo então, um ângulo de 45° com relação às falhas principais (figura 5-1a). Vale ressaltar que as relações geométricas descritas fazem referência a um regime de cisalhamento simples.

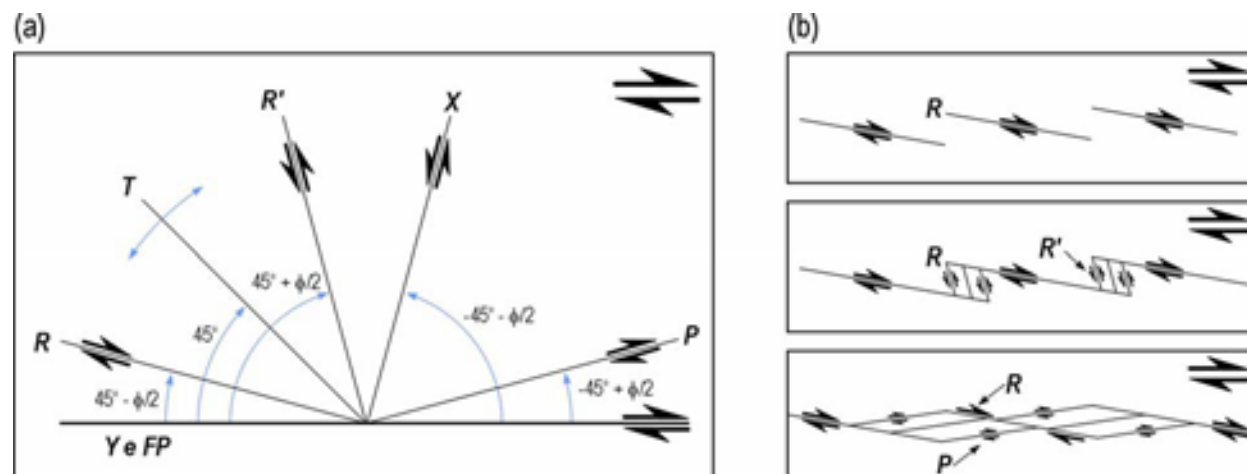


FIGURA 5-1: As fraturas de segunda ordem de Riedel obedecem a relações espaciais específicas, entre si mesmas e com relação à falha principal [FP em (a)] que, por sua ocasião, é reflexo do campo de tensões dominante. Note no modelo mostrado em (a) que as fraturas P e X são a imagem especular quase perfeita das fraturas R e R', respectivamente. Em (b) são mostrados modelos que caracterizam a cronologia de formação das fraturas R, R' e P. Usualmente é admitido que as fraturas R são tidas como as mais precoces (porção superior) havendo, contudo, controvérsias quanto à ordem de aparecimento das demais estruturas, de modo que tanto R' [porção intermediária de (b)] como P [porção inferior de (b)] podem formar-se logo após R. Modificado de Sylvester (1988).

Conquanto as relações angulares entre os diferentes tipos de fraturas de Riedel sejam bem conhecidas, ainda restam muitas dúvidas quanto à seqüência de idade relativa entre elas. Os modelos de desenvolvimento e evolução mais aceitos consideram que as fraturas de cisalhamento de baixo ângulo em relação à falha principal, ou seja, R e P, seriam originadas previamente às fraturas R' de alto ângulo (Sylvester 1988). Há controvérsias quanto à cronologia relativa entre as fraturas R e P: alguns autores consideram que as fraturas R seriam as primeiras a formarem-se (Morgenstern & Tchalenko 1967 *apud* Sylvester 1988; Tchalenko 1970 *apud* Sylvester 1988; Bartlett *et al.* 1981) (figura 5-1b), enquanto que, para outros, as fraturas P poderiam ser as mais precoces, especialmente em sistemas dilatacionais (Moore & Byerlee 1992), ou mesmo que ambas seriam sincrônicas (Bartlett *et al.* 1981). As fraturas R' podem ser contemporâneas ou tardias em relação às R (Tchalenko 1968 *apud* Sylvester 1988; Moore 1979) (figura 5-1b).

Na natureza, as relações angulares entre cada uma das fraturas e entre elas e a falha principal podem variar, uma vez que dependem de fatores como o estado de tensões, a taxa de deformação e a pressão de fluidos atuantes durante o falhamento (Sylvester 1988), além da reologia das rochas sob deformação. Pressões de fluido elevadas reorientam localmente os eixos de tensões, fazendo com que as fraturas passem a assumir ângulos maiores com relação às falhas principais. A propagação das fraturas

de cisalhamento também pode localmente induzir a rotação dos eixos de tensões, influenciando, deste modo, no desenvolvimento posterior de novas fraturas.

O regime de deformação atuante também exerce forte influência sobre a orientação das fraturas de Riedel. As relações angulares acima descritas definem uma circunstância ideal, com uma deformação governada por cisalhamento simples (figura 5-2a) ou por cisalhamento puro (figura 5-3). Se, no entanto, houver a atuação do cisalhamento geral as relações angulares sofrerão modificações. Em uma situação de deformação por cisalhamento geral com dilatação positiva, as fraturas R, R' e T apresentarão ângulos com a falha principal menores do que os idealizados, enquanto que as fraturas P exibirão ângulos mais elevados (figura 5-2b). No caso de uma deformação por cisalhamento geral com encurtamento, a condição é contrária, as fraturas R, R' e T exibirão ângulos mais elevados, ao passo que as fraturas P tendem a paralelizar-se à direção da falha principal (figura 5-2c).

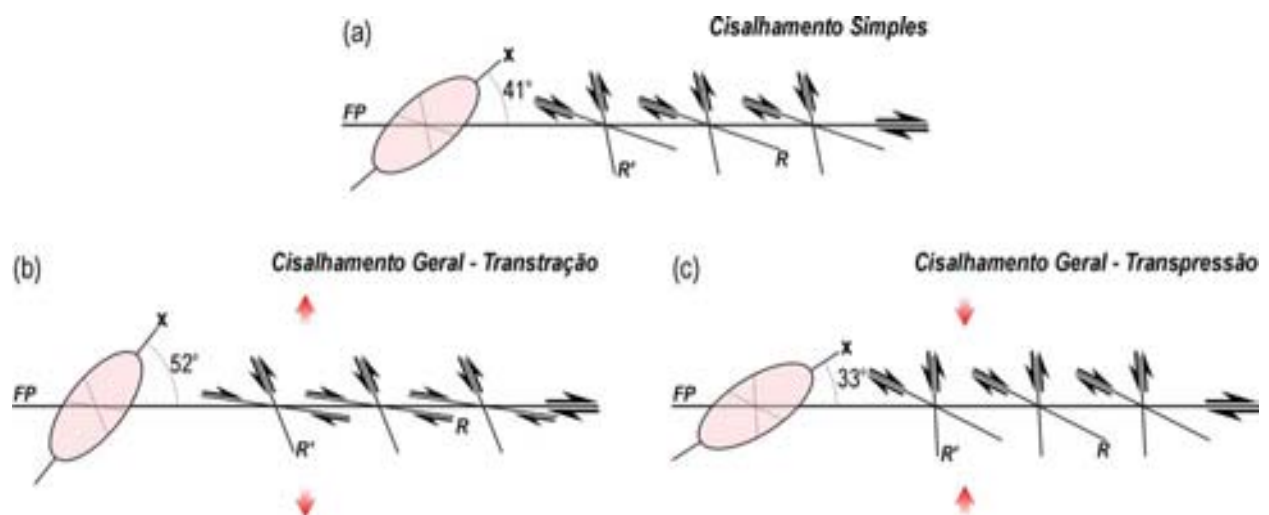


FIGURA 5-2: Padrões de falhamento produzidos a partir de experimentos de caixa de areia, que sofreram deformações sob regime de cisalhamento simples (a), cisalhamento geral com dilatação positiva ou estiramento (b) e cisalhamento geral com dilatação negativa ou encurtamento (c). Notar que, na transtração, o ângulo entre o eixo X da elipse de deformação e a superfície da falha principal (FP) é maior que na deformação por cisalhamento simples. O oposto é observado na transpressão, onde o ângulo é menor. Isto tem implicações diretas sobre a orientação das fraturas secundárias que serão formadas (no caso, são mostradas apenas as fraturas R e R', para simplificação). Modificado de Krantz (1995).

5.1.2 – A ANÁLISE GEOMÉTRICA DOS ARRANJOS DE FRATURAS

A regularidade da distribuição dos sistemas de fraturas implica em que elas devam ser formadas sob estados de tensões locais que denotem uma certa consistência com a orientação e a magnitude do campo de tensões regional (Anderson 1951 *apud* Twiss & Moores 1992).

As informações extraídas a partir da observação dos sistemas de fraturamento podem auxiliar na definição dos campos de tensões e de deformação em uma determinada região sendo, assim, de grande importância para a análise tectônica regional.

A coleta de dados como orientação e espaçamento não enseja, por si só, uma análise completa do fraturamento. De maneira a permitir a interpretação da importância tectônica das fraturas, bem como de

facilitar a sua classificação, é necessário que o estilo do fraturamento e a idade relativa entre os diferentes conjuntos sejam caracterizados. A análise do estilo inclui o levantamento de características como morfologia da superfície da fratura, suas dimensões, sistemática de ocorrência, relações com o acamamento (quando presente), relações com outras estruturas (dobras, por exemplo) e frequência (ou intensidade).

Quanto à determinação das relações cronológicas, dois métodos de abordagem são possíveis:

(i) Análise de Interseções de Fraturas: se uma fratura forma-se antes da outra, e se a mais antiga não estiver preenchida por alguma mineralização, esta última comportar-se-á como uma superfície livre (a menos que ela seja recimentada), de modo que as tensões não podem ser transmitidas através dela. Desta maneira, o campo de tensões regional é localmente modificado nas proximidades da fratura mais antiga, de maneira tal que as tensões principais são rearranjadas, assumindo direções perpendiculares ou paralelas à superfície da fratura. Enquanto a fratura mais jovem cresce e aproxima-se da mais antiga, a primeira sofre uma deflexão, de maneira que intercepte a fratura mais antiga em ângulo reto e interrompendo seu crescimento neste ponto. Ou seja, a fratura mais jovem é sempre aquela que sofre a deflexão ou é interrompida na interseção com uma fratura anterior;

(ii) Presença de Mineralizações: a ausência de preenchimentos minerais em um determinado conjunto de fraturas que corte outras fraturas mineralizadas (preenchidas ou cimentadas) pode indicar tanto que as fraturas não-preenchidas (ou abertas) são mais novas do que as preenchidas, ou que o campo de tensões atuante permitiu apenas o preenchimento de fraturas com direções preferenciais, mantendo o conjunto não-mineralizado fechado durante a circulação dos fluidos.

5.1.3 – PADRÕES DE FRATURAMENTO E SUA RELAÇÃO COM OS CAMPOS DE TENSÕES LOCAIS

O desenvolvimento de estruturas tectônicas na crosta terrestre obedece principalmente à orientação do campo de esforços ao qual ela está submetida, sejam originadas em regime frágil ou dúctil. Particularmente para o caso de fraturas, existe uma relação geométrica bem definida entre os três eixos de esforços principais ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), e as estruturas resultantes, o que permite, em várias situações, conhecer a orientação do sistema de tensões em uma região por meio do padrão de fraturamento (figura 5-3).

As tensões aplicadas sobre um ponto em uma rocha podem ser classificadas de acordo com a forma do elipsóide de tensões naquele ponto (Means 1976), de modo tal que são reconhecidas três situações: (i) *uniaxial*, no qual duas das três direções principais de tensões são iguais a zero: neste caso podem ser desenvolvidas juntas de distensão (com tendência dilatacional/aberta) ou estilolíticas (com tendência contracional/fechada); (ii) *biaxial*, quando apenas uma das tensões principais apresenta valor nulo, neste caso seriam originadas juntas de distensão, juntas estilolíticas e/ou fraturas de cisalhamento; e

(iii) *triaxial*, que é o caso geral da tensão aplicada a um ponto, quando as três tensões principais diferem de zero e apresentam magnitudes distintas: nesta situação são desenvolvidos sistemas complexos com múltiplas famílias de fraturas, de diversos tipos, destacando-se fraturas de cisalhamento com estrias oblíquas. Nos dois primeiros casos, os eixos de tensões ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) guardam uma relação angular simples com respeito às fraturas; nos sistemas triaxiais essa relação é mais complexa. Nas três situações, todas as três tensões principais podem ser tratativas, compressivas ou uma combinação de ambas (um eixo trativo e os demais compressivos, e assim por diante). Em uma primeira abordagem, as famílias de fraturas costumam ser tratadas, simplificadaamente, como desenvolvidas em sistemas biaxiais.

Ainda em função das tensões atuantes, podem ser distinguidos regimes de *cisalhamento puro*, *simples* ou *geral*. Em cada um desses casos e a depender do tipo de rocha e das tensões atuantes (magnitude e orientação), podem ser desenvolvidas as juntas de distensão, fraturas de cisalhamento ou falhas, juntas estilolíticas (em rochas passíveis de dissolução) e juntas/fraturas híbridas (cisalhamento + dilatação ou contração). O cisalhamento puro caracteristicamente produz sistemas de fraturas simétricos, cujo exemplo típico são os pares conjugados de fraturas de cisalhamento. Regimes de cisalhamento simples ou geral (cisalhamento simples + componente de dilatação ou contração) são condicionados pela movimentação de falhas e resultam em sistemas de fraturas assimétricos.

Cada tipo de fratura (falhas, juntas distensionais e estilolíticas) desenvolve-se de acordo com uma orientação particular em função dos eixos de esforços (figura 5-3), de tal forma que, no caso uniaxial, as juntas distensionais sempre se formam perpendicularmente a σ_3 e as juntas estilolíticas são perpendiculares a σ_1 .

No caso das fraturas de cisalhamento ou falhas individuais (desenvolvidas sob a aplicação de esforços biaxiais), por outro lado, além da atitude de seu plano, é necessário que sejam conhecidas, também, a orientação de estrias (que denotam a direção de movimento) e a cinemática (indicativa do sentido de deslocamento da falha). Assim sendo, nos sistemas biaxiais, os eixos σ_1 e σ_3 terão a mesma direção das estrias, sendo que, idealmente, σ_1 fará um ângulo de 45° com o plano de falhamento, enquanto que σ_3 estará disposto a 135° (ou -45°) do plano de falha (figura 5-3).

As relações descritas no parágrafo anterior retratam situações em que apenas um plano de fraturamento é conhecido, desenvolvidos sob tensões uni e biaxiais. Nestes exemplos, a definição da orientação dos eixos de tensões pode ser pouco precisa (falhas) ou mesmo incompleta (juntas distensionais e estilolíticas). Entretanto, quando se dispõe de, pelo menos, dois dos conjuntos de fraturas com orientações distintas (situação biaxial), porém geneticamente relacionadas, é possível determinar, com razoável precisão, a orientação do campo de tensões. O caso clássico é aquele que emprega pares conjugados de fraturas de cisalhamento (figura 5-3). Nesta condição, as premissas básicas necessárias são o conhecimento da atitude e da cinemática das falhas, e a orientação de estrias. A interseção entre os

planos de fraturas define a orientação de σ_2 , ao passo que σ_1 e σ_3 bissectam, respectivamente, os ângulos agudo e obtuso entre os planos de falha (figura 5-3). É possível também precisar a orientação dos eixos tendo em mão pares de fraturas do tipo falha/junta distensional, falha/junta estilolítica e junta distensional/junta estilolítica (figura 5-3). Por outro lado, em sistemas triaxiais, podem ser formados um ou dois conjuntos de juntas de distensão ou estilolíticas, aproximadamente ortogonais, e até 4 conjuntos de fraturas de cisalhamento, com estrias oblíquas. Nesta situação, σ_1 e σ_3 não coincidem com a direção das estrias, e σ_2 não coincide com a interseção das fraturas de cisalhamento.

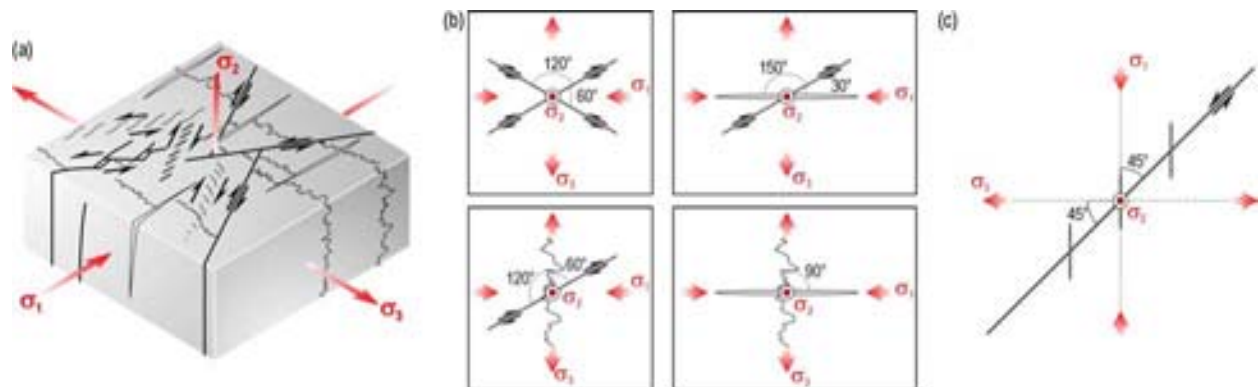


FIGURA 5-3: A relação espacial entre o campo de tensões e os conjuntos de fraturamento principais (a). Em (b) são mostradas situações biaxiais em que é possível determinar os principais eixos de tensões (σ_1 , σ_2 , σ_3 – assumindo um regime de cisalhamento puro) por meio da relação geométrica entre dois tipos de fraturas, como pares conjugados de fraturas de cisalhamento (porção superior esquerda), uma fratura de cisalhamento e uma junta distensional (porção superior direita), uma fratura de cisalhamento e uma junta estilolítica (porção inferior esquerda) e uma junta distensional e uma estilolítica (porção inferior direita). Em (c) é exemplificada uma situação de cisalhamento simples envolvendo uma falha transcorrente sinistral e juntas distensionais associadas.

Embora as fraturas sejam classicamente referidas a eixos de tensões (a partir de experimentos, por exemplo), a análise dos sistemas naturais permite recompor uma situação de deformação finita. Neste caso, o correto é referir cada sistema aos eixos de *strain* finito, X, Y e Z. Em regimes de cisalhamento puro, existe correspondência entre os eixos X/ σ_3 , Y/ σ_2 e Z/ σ_1 (figura 5-4a). No entanto, em regimes de cisalhamento simples ou geral, tal correspondência não é verificada (ou é apenas aproximada), dado à componente rotacional da deformação (figura 5-4b), o que limita o valor (ainda que não anule) do procedimento clássico de interpretação. Nestes tipos de regime, os sistemas de fraturas (em especial, as de 2ª ordem) podem exibir um certo grau de rotação (a depender da “ductilidade” e descontinuidades herdadas das rochas). Em regimes de deformação progressiva, diferentes conjuntos podem se superpor, sendo que os mais antigos exibiriam maior grau de rotação.

5.1.4 – MÉTODOS GRÁFICOS UTILIZADOS NA DETERMINAÇÃO DA ORIENTAÇÃO DOS CAMPOS DE TENSÕES A PARTIR DE ARRANJOS DE FRATURAS

Os exemplos exibidos na Seção 5.1.3 retratam situações mais simples, uni e biaxiais, em que um ou dois planos de fraturas estão presentes, sendo úteis na estimativa dos campos de esforços em um

pacote rochoso de dimensões relativamente reduzidas (de alguns metros a poucas centenas de metros quadrados) e/ou contendo uma pequena quantidade de estruturas frágeis.

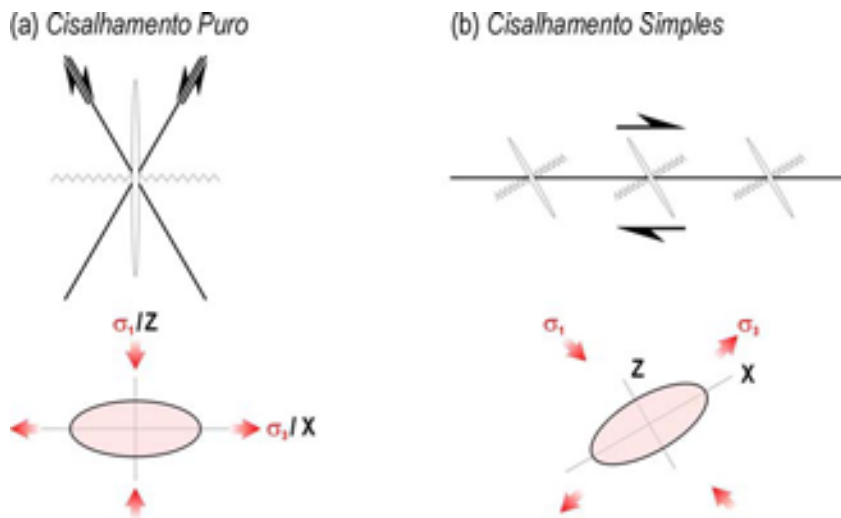


FIGURA 5-4: A correspondência entre os eixos principais de tensões (σ_1 , σ_2 e σ_3) e os do elipsóide de strain (Z, Y e X) somente pode ser estabelecida no caso de cisalhamento puro (a). Nos casos de cisalhamento simples (b) e/ou geral, dada a componente rotacional da deformação, a equivalência é apenas aproximada. Notar que, para a situação representada de cisalhamento simples, as fraturas (distensionais, estilolíticas) estão rotacionadas consoante ao elipsóide de strain finito. Os eixos de tensões (a 45° do plano da falha) acompanham a orientação do elipsóide de strain incremental (não representado).

Não é raro deparar com casos nos quais um afloramento exibe uma grande quantidade de fraturas (da ordem de várias dezenas até mesmo milhares), ou ser necessário comparar os dados coletados entre diversos afloramentos, o que também redundaria em uma elevada quantidade de dados, o que pode tornar inviável ou dificultar a determinação da orientação dos eixos de tensões por meio da técnica descrita anteriormente. Nestas situações, é preciso considerar métodos que permitam determinar a orientação do campo de esforços a partir de uma população de falhas supostamente cogenéticas.

Na literatura existem vários métodos gráficos e respectivas versões computacionais, simplificando bastante o trabalho do geólogo estruturalista. Os mais difundidos dentre eles são o *método do plano M* (Arthaud 1969) e o *método dos diedros retos* (Angelier & Mechler 1977). Ambos os métodos guardam algumas similaridades e particularidades entre si. As principais semelhanças são: (i) a necessidade de conhecer a atitude de estrias; (ii) a consideração de que as estrias sejam a projeção dos eixos σ_1 e σ_3 no plano de falha; (iii) a construção de planos auxiliares perpendiculares às falhas; e que (iv) todas as falhas consideradas devam ser geneticamente correlatas. As diferenças básicas residem, sobretudo, em que (i) no método de Arthaud (1969) o plano auxiliar contém as estrias, enquanto que no dos diedros retos ele é perpendicular a elas; (ii) no primeiro método é possível estimar-se uma atitude aproximada para os eixos de tensões; já no segundo, são determinadas regiões de probabilidade de ocorrência dos eixos.

No método do plano M (o M refere-se a movimento) de Arthaud (1969), em qualquer campo de deformação frágil é sempre possível definir um conjunto de três eixos principais, que são ortogonais entre si (σ_1 , σ_2 e σ_3) e que são aceitos como paralelos aos respectivos eixos do elipsóide de deformação (Z, Y e X). As orientações dos eixos σ_3/X , σ_2/Y e σ_1/Z podem ser determinadas unicamente pela medida das atitudes das falhas e de suas estrias. Para uma dada falha, o eixo de tensão σ_2 corresponde ao pólo do

plano M, estando esse eixo contido no plano da falha e sendo perpendicular às estrias (figura 5-5a,b). Os eixos σ_1/Z e σ_3/X estão contidos no plano M, de forma tal que o primeiro dispõe-se a 30° do plano de falha, e o segundo a 120° (ou a -60°). Tal disposição obedece ao modelo de pares conjugados de falhas, no qual σ_1 bissecta o ângulo agudo entre as falhas o qual, idealmente, é igual a 60° (e portanto, está a 30° de qualquer uma das falhas), e σ_3/X é o bissetor do ângulo obtuso, que é igual a 120° .

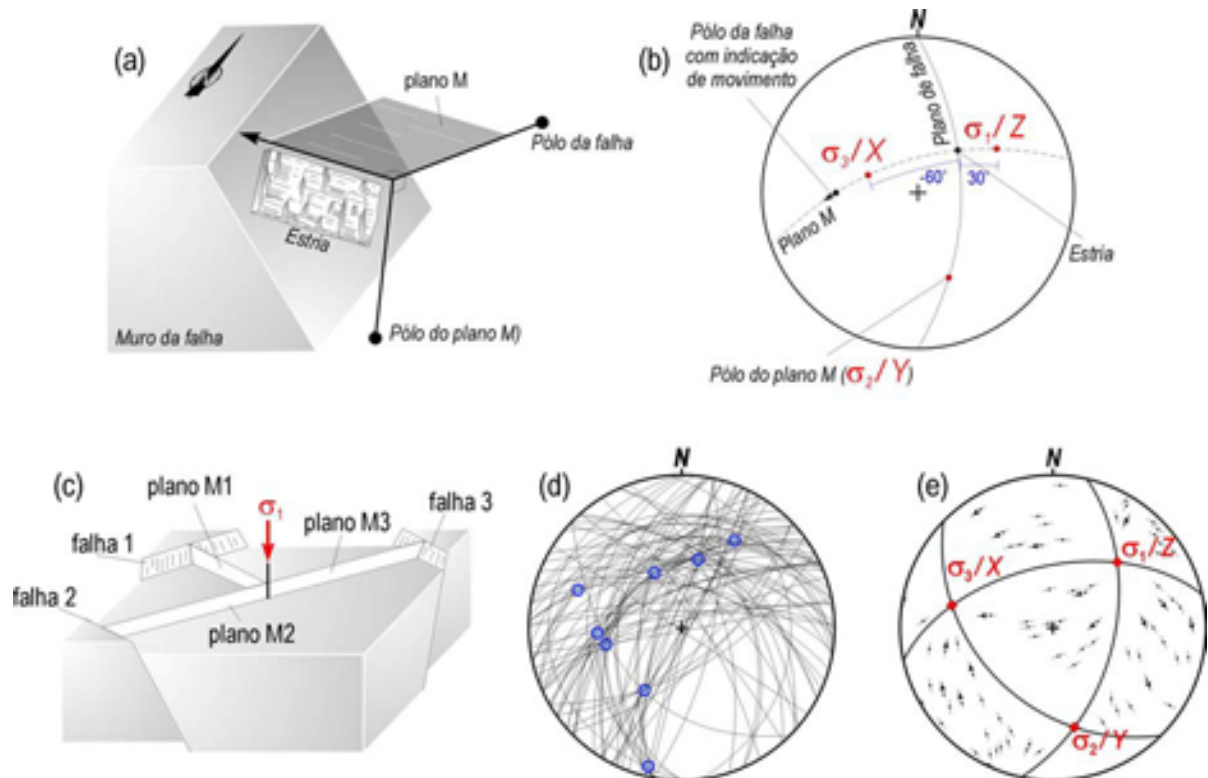


FIGURA 5-5: Método do Plano M (Arthaud 1969) para estimativa do campo de tensões, no qual é preciso ter conhecimento da atitude do plano de falha e das estrias, bem como da cinemática da falha. O plano M é perpendicular ao plano de falha, enquanto que as estrias estão contidas no mesmo (a). A partir de uma única falha contendo os elementos referidos, é possível determinar a lineação tangente ou de movimento, que corresponde ao pólo da falha com a indicação de deslocamento do bloco do teto (b). Com uma série de falhas e seus respectivos planos M, pode-se determinar um campo de esforços conjunto (c) desde, obviamente, que as falhas sejam geneticamente relacionadas. No caso de grandes populações de falhas (d), os principais eixos de esforços estarão localizados onde ocorre o maior número de interseções dos planos de falhas (círculos em azul). Para a definição das posições verdadeiras dos eixos, determinam-se as lineações de movimento de cada uma das falhas, de modo que σ_1/Z estará contido na região de onde divergem as lineações, enquanto que σ_3/X estará posicionado na região de convergência (e). O eixo σ_2/Y é determinado como o pólo do plano que passa ao mesmo tempo por σ_1/Z e σ_3/X . Adaptado de Goldstein & Marshak (1988).

Para uma população de falhas cogenéticas, o método do plano M também se mostra bastante útil na determinação do estado de esforços. Empregando um estereograma, é determinado o pólo para cada falha que, assim como a estria, deverá estar contido no plano M. Sobre o pólo da falha e seguindo a direção do plano M é indicado o sentido de movimento do bloco do teto da falha (representado por uma seta), que é definido como *lineação tangente* ou *lineação de movimento* da falha (figura 5-5). Após locados todos os dados no estereograma, o resultado final é mostrado na figura 5-5e. Considerando a premissa de que todas as falhas estejam relacionadas a uma mesma fase de deformação, é possível estimar as posições dos três eixos principais de tensões: σ_1/Z estará localizado no centro da região de onde

divergem as lineações de movimento (figura 5-5e); contrariamente, o centro da região para onde as lineações convergem indica a posição de σ_3/X (figura 5-5e); conhecendo-se σ_1/Z e σ_3/X , determina-se σ_2/Y que corresponde ao pólo do plano que contém os eixos σ_1/Z e σ_3/X (figura 5-5e).

No método dos diedros retos de Angelier & Mechler (1977), é admitido, para cada falha, um plano auxiliar que lhe é perpendicular e às suas estrias. Tal disposição permite delimitar quatro regiões ou diedros retos, que podem ser agrupados dois a dois de maneira diametralmente oposta, de modo tal que dois deles contêm o eixo σ_1/Z (diedros de contração ou distensão mínima) e os outros dois, o eixo σ_3/X (diedros de distensão – figura 5-6).

Para determinar se um diedro é compressivo ou distensivo, é necessário conhecer a cinemática da falha, segundo mostrado na figura 5-6. O eixo σ_2/Y é definido pela linha de interseção entre a falha e o plano auxiliar (figura 5-6). Deve ser entendido, da figura 5-6, que os diedros são regiões de probabilidade de ocorrência dos eixos σ_1/Z e σ_3/X , de vez que o plano auxiliar não deve ser confundido com uma falha, no caso em que os eixos bissectariam os diedros. Quanto maior for a quantidade de dados coletados, mais restritas serão as regiões de ocorrência dos eixos, melhorando a precisão do resultado final (figura 5-6).

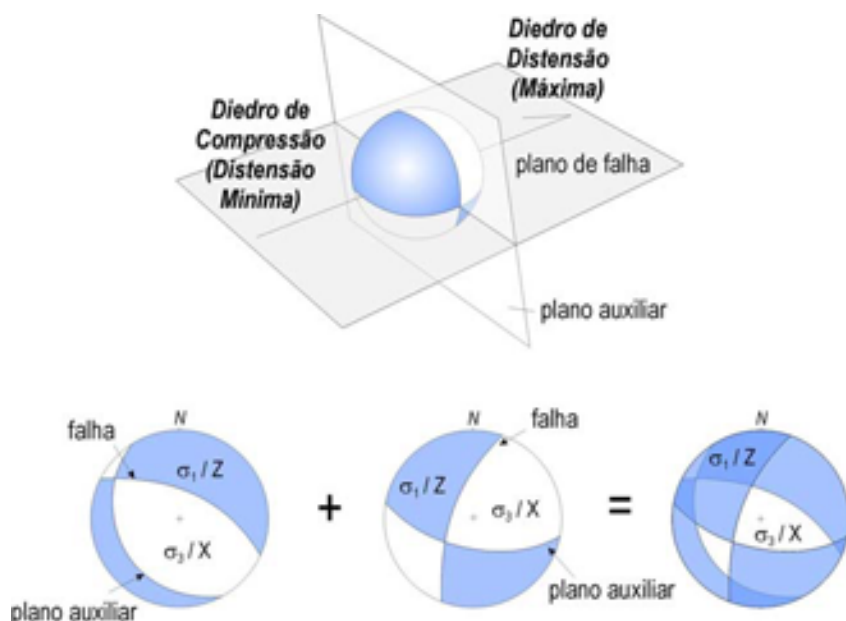


FIGURA 5-6: O método dos diedros retos (Angelier & Mechler (1977), para a determinação do campo de tensões a partir de conjuntos de falhas cogenéticas, considera a existência de um plano auxiliar que é perpendicular à falha e às suas estrias, de modo que são definidas regiões de contração (em azul) e de distensão (em branco). A união de vários estereogramas contendo estas informações define áreas de maior probabilidade de ocorrência dos eixos σ_1/Z (contração) e σ_3/X (distensão). Quanto maior for a quantidade de dados disponíveis, maior será a precisão da estimativa da orientação dos eixos. Compilado de Leyshon & Lisle (1996).

5.2 – MEMBRO CRATO (BACIA DO ARARIPE): UM ANÁLOGO DEPOSICIONAL PARA O MEMBRO TRAIRÍ NA BACIA DO CEARÁ

A Bacia do Araripe (figura 5-7) está localizada na área fronteira entre os estados do Ceará, Pernambuco e Piauí, onde compreende uma área de cerca de 7.200 km². A bacia está inserida no contexto das bacias interiores do Nordeste brasileiro, que correspondem a um sistema de riftes intracontinentais abortados, originados pelos esforços que levaram à ruptura do supercontinente

Gondwana no Cretáceo Inferior. Juntamente com as bacias do Rio do Peixe, Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Potiguar, a Bacia do Araripe constitui o chamado 'Alinhamento Cariri-Potiguar' (Matos 1992b), de direção geral nordeste e cuja estruturação foi fortemente condicionada pelas zonas de cisalhamento brasileiras também de direção principal NE-SW, presentes no substrato cristalino pré-cambriano (figuras 5-7 e 5-9).

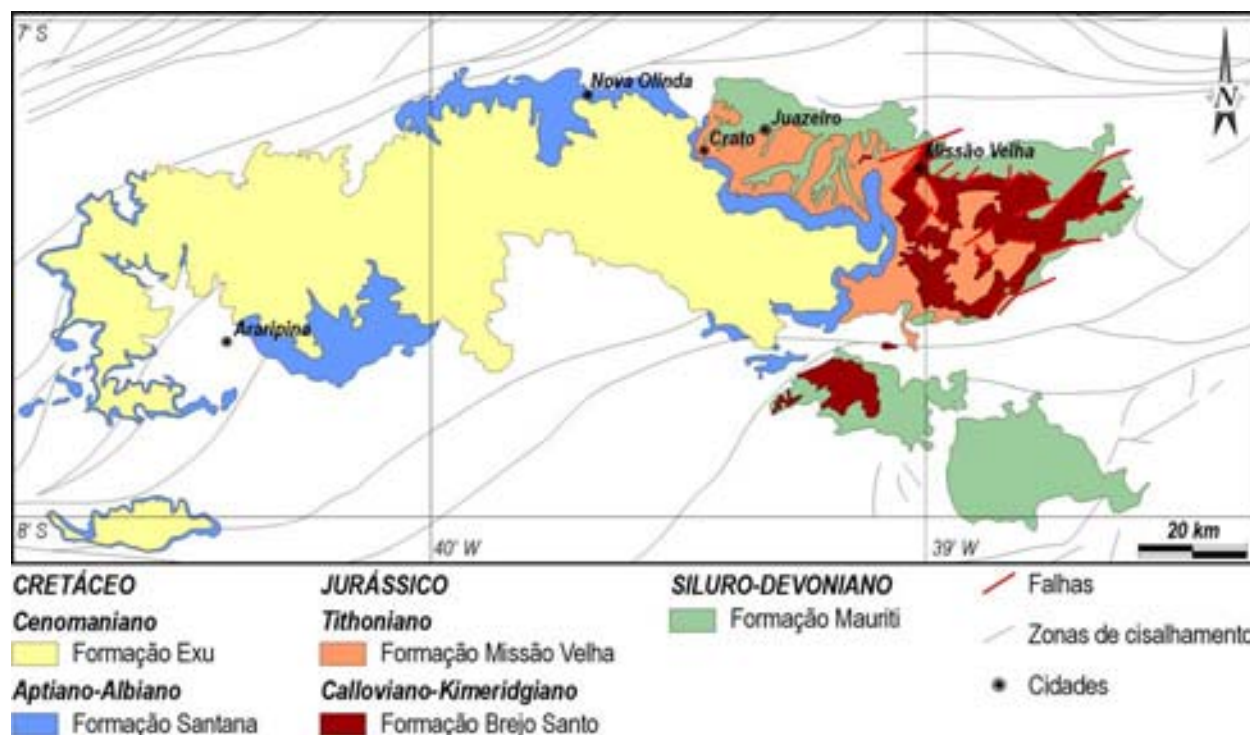


FIGURA 5-7: Mapa geológico simplificado da Bacia do Araripe. Compilado de Bizzi et al. (2001).

Na Bacia do Araripe, o Membro Crato, pertencente à Formação Santana, constitui um ótimo exemplo de análogo deposicional para o Membro Trairi, uma vez que ambos foram depositados conforme os mesmos sistemas deposicionais, além de serem cronologicamente correlatos, motivos este que conduziram ao estudo *in situ* do Membro Crato.

5.2.1 – SINOPSE DA ESTRATIGRAFIA DA BACIA DO ARARIPE

A Bacia do Araripe foi originada pela evolução de duas seqüências lacustres principais (Neumann 1999), cuja história geológica remonta do Jurássico Médio e chega até o Neocenomaniano (figura 5-8).

O primeiro registro lacustre da Bacia do Araripe (o Grupo Vale do Cariri – Ponte & Appi 1990; Neumann 1999) tem início na fase pré-rifte da bacia e é representado por argilitos com intercalações de arenitos finos a médios, siltitos e margas, pertencentes à Formação Brejo Santo (parte inferior do primeiro pulso de sedimentação lacustre), do Jurássico Médio a Superior (Calloviano a Kimmeridgiano – figura 5-8), e que foram depositados sobre pacotes de arenitos grossos com níveis conglomeráticos intercalados, pertencentes à Formação Mauriti, de idade siluro-devoniana (figura 5-8). Depósitos de arenitos grossos

com níveis conglomeráticos fluviais, relacionados à Formação Missão Velha, datada do Tithoniano (figura 5-8), separam a Formação Brejo Santo da parte superior da primeira seqüência lacustre, a Formação Abaiara, do Cretáceo Inferior (Berriasiano a Valanginiano – figura 5-8), depositada já em uma fase sinrifle e constituída por arenitos finos e siltitos que progradam sobre argilitos.

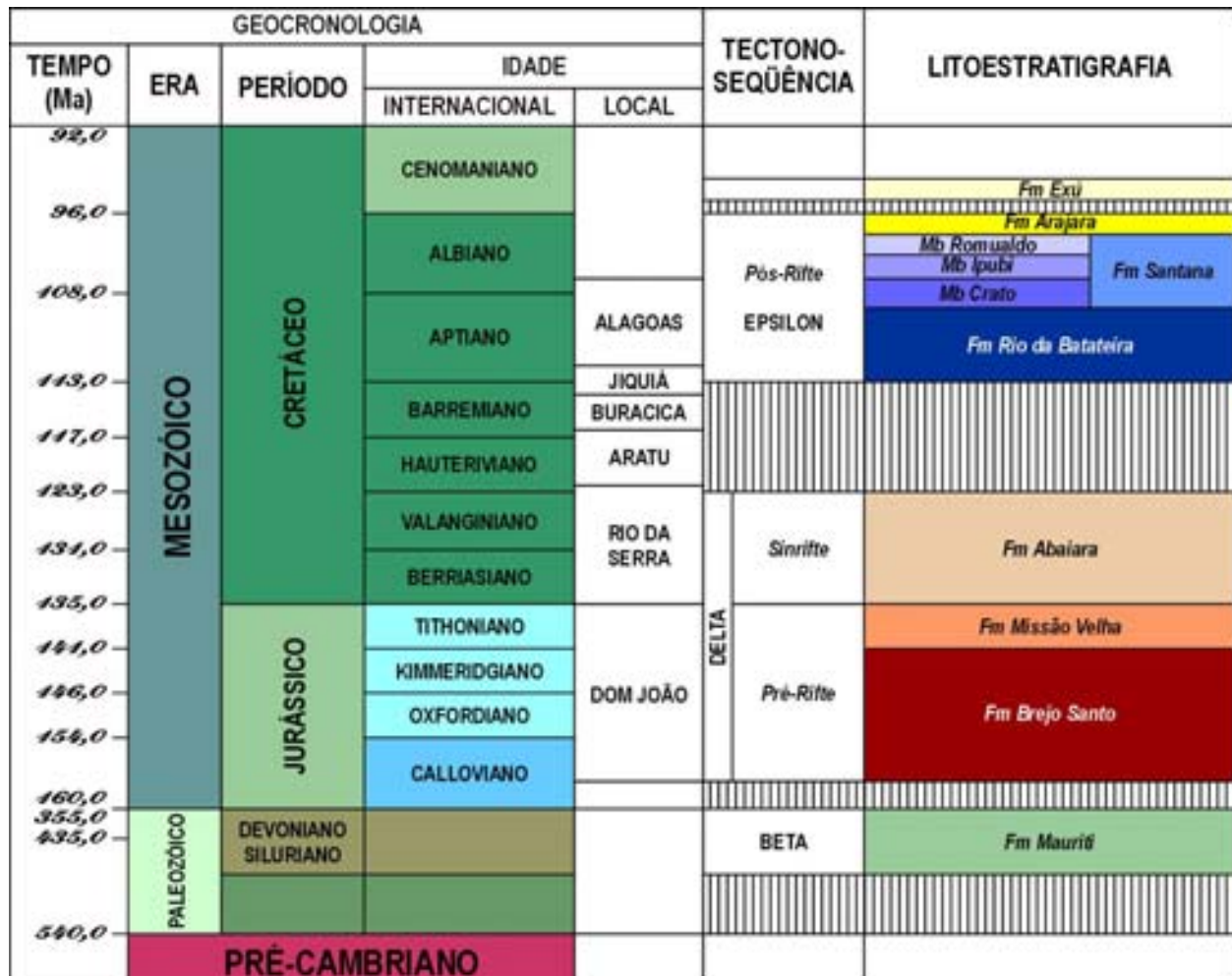


FIGURA 5-8: Coluna estratigráfica da Bacia do Araripe. Modificado de Neumann (1999).

O segundo evento lacustre é relacionado às litologias do Grupo Araripe (Ponte & Appi 1990), depositadas já em uma fase pós-rifte. O Grupo é subdividido nas formações Rio da Batateira, Santana (que é subdividida nos membros Crato, Ipubi e Romualdo), Arajara e Exu. A Formação Rio da Batateira é representada por uma associação de fácies fluvial e deltaica de idade eo a mesoaptiana (figura 5-8). A Formação Santana é composta por uma tripartição litológica que representa a segunda fase lacustre propriamente dita, sendo constituída por folhelhos com intercalações de calcários, arenitos e siltitos (Membro Crato, do Eoaptiano – figura 5-8), sotopostos a uma associação de fácies evaporítica lacustre, composta por camadas de gipsita e anidrita intercaladas em folhelhos (Membro Ipubi, do Eoalbio – figura 5-8), que são, por sua vez capeados por folhelhos e argilitos contendo concreções calcárias, via de regra fossilíferas, com intercalações de calcários e arenitos finos (Membro Romualdo, do Mesoalbio – figura 5-8), cuja origem ainda é controversa, sendo atribuída tanto a depósitos lacustres como marinhos.

Neumann (1999) eleva à categoria de formação estes três membros, os quais, com as formações Rio da Batateira e Arajara, compoem o Grupo Santana. A Formação Arajara, datada do Neo-Albiano (figura 5-8), é constituída por argilitos e arenitos argilosos depositados em sistemas lagunares e de planície de inundação, enquanto que a Formação Exu, datada do Neo-Albiano ao Eocenomaniano (figura 5-8), é composta essencialmente por arenitos grossos com intercalações de níveis conglomeráticos relacionados a um sistema fluvial torrencial (Ponte & Ponte Filho 1996).

5.2.2 – SINOPSE DA ESTRUTURAÇÃO DA BACIA DO ARARIPE

A Bacia do Araripe é recortada por falhas com direção principal NE-SW, sendo limitada ao norte pelo Lineamento Patos, a noroeste pela Falha de Farias Brito, ao sul pela Falha do Sítio dos Moreiras e a leste pela Falha de Conceição (figura 5-9). Deve ser ressaltado o papel das zonas de cisalhamento brasileiras como definidoras da estruturação principal da Bacia, uma vez que a maior parte das falhas nela presentes, e que controlaram sua origem no Cretáceo Inferior, corresponderiam a reativações mesozóicas dos lineamentos pré-cambrianos (Brito Neves 1990). Os lineamentos NE-SW foram reativados principalmente como falhas normais, com a mesma orientação, entre o Berriasiano e o Valanginiano, denotando uma etapa de estiramento NW-SE, durante a instalação do rifte (figura 5-9).

Internamente, a Bacia do Araripe é constituída por uma seqüência de *graben* e *horst* com direção geral NE-SW (figura 5-9). Dentre estas estruturas, destaca-se um alto estrutural principal (o Alto de Dom Leme) posicionado, *grosso modo*, no centro da Bacia, que funciona como limite entre as sub-bacias de Feitosa, a oeste do alto, e do Cariri, a leste (Rand & Manso 1983; Castro & Castelo Branco 1999) (figura 5-9). Falhas com rejeito direcional sinistral e direção NW-SE interceptam as falhas normais.

O período principal de atividade dos falhamentos parece ter se concentrado entre o Jurássico Superior e o Barremiano, uma vez que as unidades do Aptiano/Cenomaniano mostram uma disposição subhorizontal, denotando terem sido pouco afetadas pelos falhamentos.

5.2.3 – SEQÜÊNCIAS CARBONÁTICAS DO MEMBRO CRATO

O Membro Crato faz parte da segunda seqüência lacustre da Bacia do Araripe, constituindo uma associação de folhelhos com intercalações de níveis carbonáticos (Ponte & Appi 1990) (prancha 5-1, fotografias 1 e 2), depositados a partir de sistemas lacustres. Como já referido anteriormente, Neumann (1999) eleva o Membro Crato à categoria de formação.

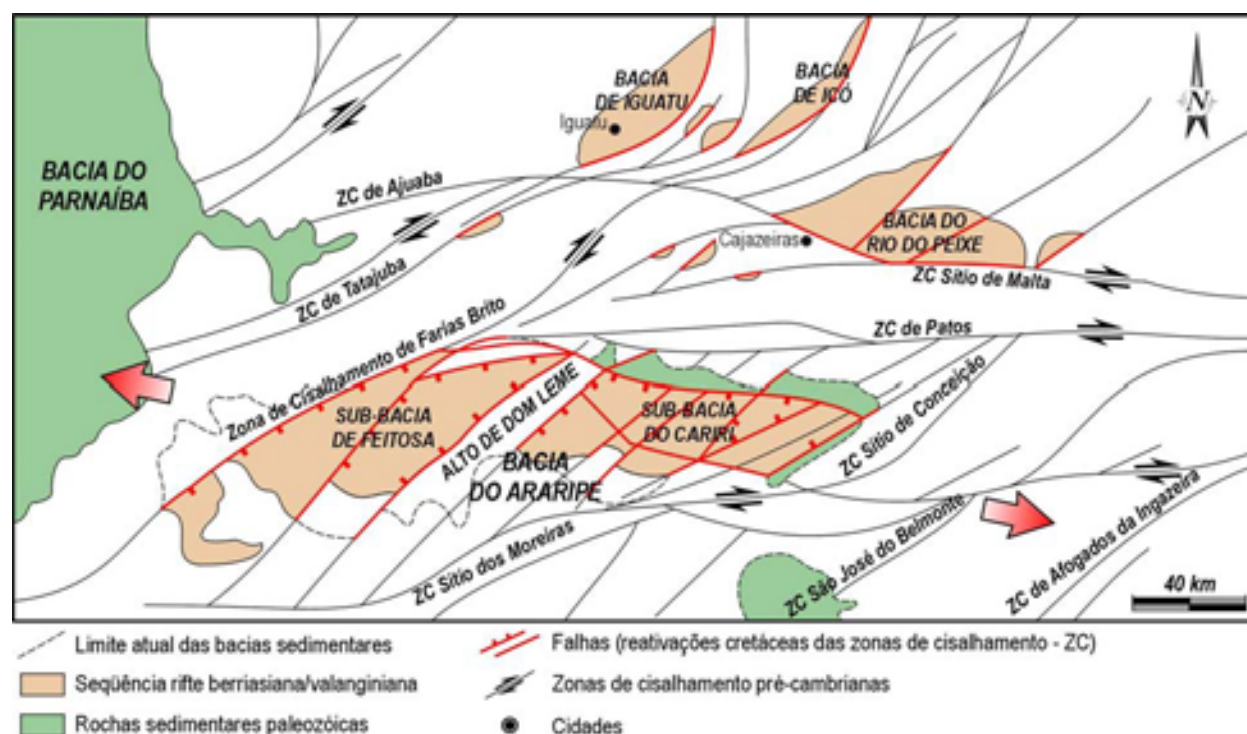


FIGURA 5-9: Mapa geológico-estrutural para a Bacia do Araripe e adjacências. Note que as falhas normais (em vermelho) constituem reativações cretáceas das zonas de cisalhamento pré-cambrianas, subdividindo a Bacia do Araripe em duas sub-bacias, separadas entre si por um alto estrutural central de direção NE-SW. As setas em vermelho indicam a direção principal de estiramento. Modificado de Ponte & Ponte Filho (1996).

Seis seqüências carbonáticas principais (nomeadas por Neumann 1999, da base para o topo, de C1 a C6) compõem o Membro Crato, cuja deposição deu-se nas porções mais internas do lago. Os níveis de rochas carbonáticas constituem camadas contínuas e perfeitamente horizontais (prancha 5-1, fotografias 1 e 2), o que denota sedimentação em um ambiente tectonicamente muito calmo.

A espessura das camadas carbonáticas varia de 1 a 15 metros e estão separadas entre si, tanto vertical como lateralmente, pelos folhelhos e arenitos deltaicos (prancha 5-1, fotografia 3) da Formação Rio da Batateira (Neumann 1999) e, principalmente, pelos folhelhos e margas lacustres internos ao próprio Membro (prancha 5-1, fotografias 1 e 2).

Cada seqüência é constituída predominantemente por calcilitos finamente laminados (prancha 5-1, fotografia 4) e fossilíferos, e interlaminações carbonáticas (argilito/folhelho + calcário), com a presença local de calcarenitos, ostracoditos e brechas carbonáticas (prancha 5-1, fotografia 5), estas últimas presentes principalmente na seqüência carbonática C6.

Deve ser ressaltado que a associação de litologias encontrada no Membro Crato na Bacia do Araripe é muito similar àquela observada no Membro Trairí na Sub-Bacia de Mundaú (vide Capítulo 6), principalmente no que concerne à alternância entre os níveis de calcários e os de folhelhos. A similaridade é tão notória que o Membro Trairí, de fato, é composto por cerca 5 ou 6 pacotes principais de rochas

PRANCHA 5-1



FOTOGRAFIA 1: Folhelhos negros com intercalações de níveis carbonáticos (calcilitos finamente laminados - unidades C4 e C5). Notar a perfeita continuidade e horizontalidade das camadas, indicando condições de sedimentação muito calmas. O quadro amarelo corresponde ao detalhe exposto na fotografia 2. Bacia do Araripe (CE).



FOTOGRAFIA 2: Detalhe da fotografia 1 exibindo a unidade carbonática C5. Notar a alternância entre camadas mais finas de calcilito e folhelho abaixo do pacote mais espesso de calcário. Bacia do Araripe (CE).



FOTOGRAFIA 3: Arenito muito fino, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (sentido de corrente para W), pertencente à Formação Rio da Batateira. Bacia do Araripe (CE).



FOTOGRAFIA 4: Detalhe dos calcilitos laminados da camada carbonática C6 na Bacia do Araripe (CE). Notar a boudinage (indicado pela seta) e a regularidade na alternância entre lâminas, sendo que as em tom cinza-escuro são ricas em matéria orgânica.



FOTOGRAFIA 5: Brecha carbonática normalmente presente no topo da unidade C6 Bacia do Araripe (CE).

carbonáticas, com espessuras que variam em torno de 3 a 15 metros, separadas entre si pelos pacotes de folhelhos, por sua vez apresentando espessuras de 5 a 10 metros. Reduzindo a escala de observação, cada uma das camadas carbonáticas pode ser subdivida em pacotes ainda mais delgados, e assim sucessivamente, tal como também é observado no Membro Crato.

5.3 – O PADRÃO DE FRATURAMENTO EM ROCHAS DA BACIA POTIGUAR E NO EMBASAMENTO CRISTALINO ADJACENTE: SUBSÍDIOS PARA INFERÊNCIA DA IDADE DE FRATURAS NA BORDA CONTINENTAL DA BACIA DO CEARÁ

A determinação das idades relativas entre diferentes conjuntos de fraturas em rochas cristalinas pré-cambrianas é, em geral, uma tarefa de mais fácil resolução. Por outro lado, uma indicação da cronologia absoluta destas estruturas e sua associação com eventos tectônicos reconhecidos regionalmente é um tema mais delicado. No caso de interesse em eventos mais jovens, são comparativamente raros os marcadores com idade similar discerníveis em rochas cristalinas antigas. Na ausência destes marcadores, alguns critérios auxiliares podem ser utilizados de maneira tal que se possa, determinar, com razoável propriedade, as idades dos conjuntos de fraturamentos.

O principal critério utilizado envolve a comparação entre as estruturas encontradas nas rochas cristalinas com aquelas observadas em rochas sedimentares mais jovens, situadas em regiões próximas, confrontando orientação, cinemática, estilo, a presença (ou não) de preenchimentos e a mineralogia dos mesmos. Estes critérios também permitem tecer inferências quanto ao nível crustal da deformação e a orientação do campo de tensões. Ao caracterizar o campo de tensões atuante que gerou um determinado sistema de fraturas, torna-se possível correlacioná-lo a eventos tectônicos reconhecidos regionalmente, viabilizando, pois, uma estimativa da idade absoluta do fraturamento.

5.3.1 – CRONOLOGIA E NÍVEL CRUSTAL DA DEFORMAÇÃO

O desenvolvimento das estruturas na crosta é amplamente controlado por uma série de fatores como a pressão, a temperatura e a atividade de fluidos. A atuação destes fatores geralmente também controla a remobilização, precipitação e neoformação de assembléias minerais específicas, que podem ser empregadas como traçadores das condições deformacionais. Como consequência, o nível crustal da deformação pode ser inferido a partir da caracterização mineralógica das assembléias (que normalmente preenchem ou definem as estruturas) o que, aliado a relações de intersecção (vide Seção 5.1.2) e a associação com marcadores estratigráficos, pode ser empregado como uma indicação da seqüência cronológica das estruturas, incluindo aquelas desenvolvidas sob regime frágil. Considerando o nível atual de erosão (exposição do substrato rochoso) e a evolução tectônica no Nordeste setentrional, as seguintes

situações podem ser encontradas em afloramentos de rochas cristalinas pré-cambrianas (Jardim de Sá *et al.* no prelo):

(i) Os conjuntos de fraturas mais antigos apresentam feições indicativas de níveis crustais mais profundos, ou seja, indicadores cinemáticos de temperatura mais elevada. São típicos deste tipo de situação, os preenchimentos de aplito, pegmatito e minerais como quartzo, muscovita, epidoto, clorita e sericita; em geral, os eventos subseqüentes exibem feições indicativas de níveis crustais gradativamente mais rasos, representados por estruturas mais frias, via de regra secas ou preenchidas por fases como calcedônia, calcita, óxidos e hidróxidos de ferro e/ou manganês, argilominerais, cascalho, areia *etc.*;

(ii) Um plano de fratura “antigo” pode ser reativado com o desenvolvimento de uma segunda família de estrias (*slickenlines*) as quais, em geral, são de temperatura mais baixa;

(iii) Unidades estratigráficas mais antigas, a exemplo do embasamento cristalino, tendem a mostrar múltiplos sistemas de fraturas, com sucessivas reativações, o que demanda a necessidade de separar os conjuntos de diferentes idades, para identificação dos respectivos modelos cinemáticos. Ao contrário, unidades mais jovens (rochas vulcânicas, coberturas sedimentares) exibem arranjos mais simples e mais facilmente correlacionáveis aos modelos citados, salvo nos casos de herança tectônica, quando fraturas reativadas no embasamento induzem alinhamentos peculiares a uma cobertura;

(iv) Nas bordas de bacias tipo rifte, um regime de fluxo de calor mais elevado, durante sua evolução, pode conduzir à formação de estruturas relativamente “quentes” (fibras de quartzo, por exemplo), em comparação a regiões distais (com fraturas mais antigas e mais frias, que podem apresentar preenchimento por minerais de mais baixa temperatura, como óxidos/hidróxidos de ferro, ou mesmo não serem preenchidas), modificando o ordenamento previsto nos parágrafos precedentes.

5.3.2 – MODELO REGIONAL DA DEFORMAÇÃO FRÁGIL

Em cada região da crosta continental, a deformação frágil pode ser caracterizada em termos geométricos e cinemáticos, compondo sucessivos eventos que podem ser alocados nos seus respectivos nichos no espaço (incluindo a profundidade crustal) e no tempo (com auxílio de métodos cronoestratigráficos) (Jardim de Sá *et al.* no prelo). A integração de dados através de áreas de escala (sub)continental permite relacionar esses episódios a processos nas margens ou no interior de placas, em arranjos pretéritos (neoproterozóicos, mesozóicos) ou atuais, aos quais correspondem sistemas de tensões específicos.

No caso da Província Borborema (Almeida *et al.* 1977; Almeida & Hasui 1984), a Orogênese Brasileira foi responsável pela impressão do último evento de deformação dúctil na região (Jardim de Sá 1994), ao final do Neoproterozóico (ca. 600±100 Ma no passado). Os estágios terminais do Ciclo Brasileiro, entre o Cambriano e o Ordoviciano, foram acompanhados pelo contínuo soerguimento e

exumação da cadeia orogênica, levando à consecutiva superposição de estruturas frágeis (referidas como *tardibrasilianas*) às dúcteis, em característica continuidade cinemática (vide Seção 4.3.1, no Capítulo 4).

A associação espacial e cinemática particular entre estruturas dúcteis e estruturas frágeis tardibrasilianas pode ser reconhecida em toda a Província Borborema (Jardim de Sá 1994), como especialmente feito na Faixa Seridó (a qual engloba uma grande área do Estado do Rio Grande do Norte e parte dos estados da Paraíba e do Ceará – figura 5-10), onde as mesmas afetam desde os litotipos do Complexo Gnáissico-Migmatítico arqueano a paleoproterozóico, a exemplo do observado nas regiões de João Câmara/RN (Coriolano *et al.* 1997; Coriolano 1998) e da Grota da Fervedeira/RN (Menezes 1999; Menezes & Jardim de Sá 1999) (figura 5-10), até as rochas granitóides neoproterozóicas, passando pelas faixas de rochas metassupracrustais proterozóicas, como na região de Equador/RN (figura 5-10) (Nascimento da Silva 1999).

Veios de quartzo e diques de pegmatito e aplito, alojados em juntas distensionais, ortogonais ou escalonadas em relação a falhas e zonas de cisalhamento (dúcteis) transcorrentes, são estruturas típicas deste primeiro evento de deformação frágil. Eventualmente, zonas de cisalhamento dúcteis/frágeis (em geral compondo pares cisalhantes conjugados: NE-SW, dextral, e NW-SE, sinistral), com componente de abertura associada, também controlam o alojamento destes veios e diques (prancha 5-2, fotografia 1). As falhas transcorrentes tardibrasilianas podem apresentar estrias fibrosas e ressaltos formados por quartzo, epídoto, muscovita, clorita e sericita, que são minerais indicativos de condições térmicas relativamente elevadas (em comparação a estruturas frágeis mais novas, como será abordado mais adiante). Em conjunto, estas estruturas denotam um regime de esforços com contração E-W a WNW-ESE, e distensão N-S a NNE-SSW (vide figura 4-1, no Capítulo 4).

Embora a tectônica tardibrasiliana seja melhor tipificada por feições mapeáveis em escala de afloramento, a reativação de estruturas de grande porte (com dezenas a centenas de quilômetros de extensão) é observada em algumas regiões. Bons exemplos são o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, de direção NW-SE (localizado na porção centro-norte do Estado do Rio Grande do Norte), e a Falha Sísmica de Samambaia, com orientação NE-SW (localizada na região NE do RN). No embasamento cristalino, estas estruturas exibem controle sobre o alojamento de diques de pegmatito/granito/aplito e veios de quartzo, que seguem sua orientação, denotando a herança brasileira (Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999). Ainda que a Falha Sísmica de Samambaia seja diagonal à orientação NNE-SSW das estruturas dúcteis, o mergulho para NW da faixa de sismos relacionada coincide com a disposição geral da foliação do Evento Brasileiro (Coriolano *et al.* 1997; Coriolano 1998).

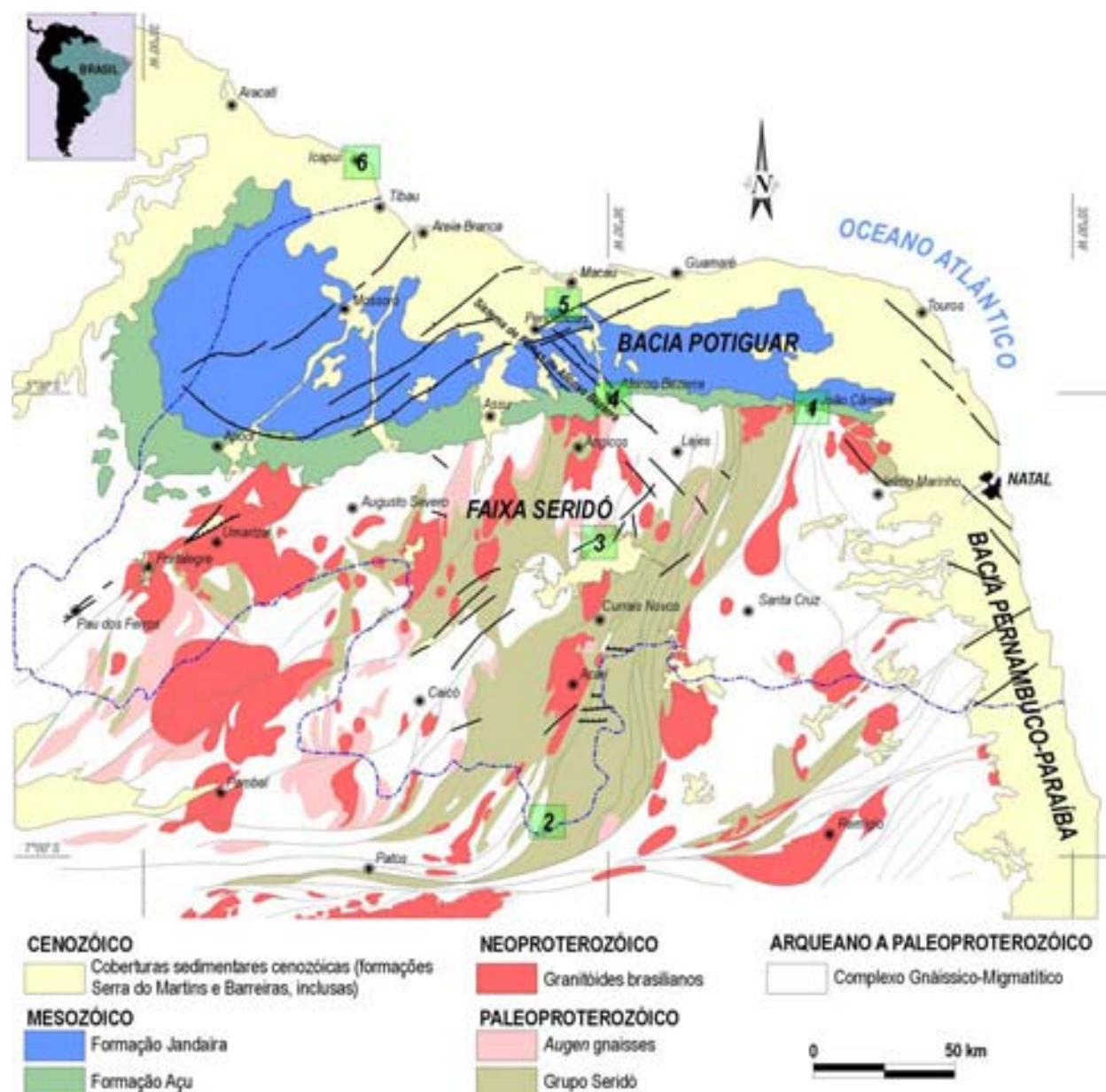


FIGURA 5-10: Mapa geológico da porção nordeste da Província Borborema, incluindo a Faixa Seridó e a Bacia Potiguar com a localização dos sítios referidos ao longo da Seção 5.3.2 (neste Capítulo). Legenda: 1 – Área de João Câmara; 2 – área de Equador; 3 – área da Grota da Fervedeira; 4 – área de Afonso Bezerra; 5 – área de Macau; 6 – área de Icapuí. Base geológica modificada de Farias et al. (1990) e Jardim de Sá (1994).

A tectônica no restante do Paleozóico é pouco conhecida (talvez devido à ausência de marcadores apropriados e não à inexistência de eventos).

A partir do Jurássico Superior e até o Cretáceo Superior, o processo de separação continental e criação do Oceano Atlântico, em uma evolução complexa, polifásica (Matos 1992b; 1999; 2000), imprimiu outros conjuntos de fraturas com feições que, em geral, refletem níveis crustais mais rasos. Os eixos de rifteamento no interior e na margem do continente obedeceram, inicialmente, a uma direção de distensão NW-SE, que evoluiu a partir de um episódio precoce que denota distensão N-S, inferida a partir da direção E-W do enxame de diques (basaltos e diabásios) Rio Ceará-Mirim (prancha 5-2, fotografia 2) (ver também

Seção 4.3.2, no Capítulo 4), que estão alojados em juntas distensionais restritas ao embasamento cristalino adjacente à porção sul da Bacia Potiguar (figura 5-10).

Em uma etapa posterior, a margem equatorial do Continente Sul-Americano foi estruturada (em uma visão simplificada) em transcorrências dextrais E-W (em referência à atual disposição do continente) e falhas normais/obíquas NW-SE (Matos 2000; Jardim de Sá 2001) (vide figura 4-1, no Capítulo 4). No embasamento cristalino, as estruturas cretáceas são tipificadas, em geral, por reativações em temperatura mais baixa, em relação às fraturas tardibrasilianas. Na Bacia Potiguar, o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra provavelmente funcionou como uma zona de transferência no Cretáceo Inferior, em resposta à distensão na direção WNW-ESE que levou à origem do Rifte Potiguar (Matos 1992b). A partir do final do Cretáceo, o regime tectônico deve ter sido similar ao atual, típico de margens continentais passivas evoluídas a partir de limites de placas divergentes (como a Margem Atlântica Leste, do Alto de Touros para sul) ou transformantes (Margem Equatorial Atlântica, do Alto de Touros para oeste).

No Cenozóico ocorreu uma nova mudança do campo de tensões vigente neste domínio da Província Borborema, com a conseqüente origem de um novo conjunto de estruturas. Na margem e em boa parte do interior continental, estão bem caracterizadas estruturas (falhas transcorrentes, normais e híbridas; juntas) filiadas a um regime que difere daquele inferido a partir das estruturas cretáceas: o novo contexto apresenta eixo principal de tensão (σ_1 , compressão ou distensão mínima?) aproximadamente N-S (Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999; Menezes 1999; Menezes & Jardim de Sá 1999) (vide Seção 4.3.3, no Capítulo 4). As estruturas originadas cortam as rochas sedimentares cretáceas da Bacia Potiguar, penetram no cristalino (onde, em geral, reativam as fraturas tardibrasilianas e cretáceas) e afetam as formações Serra do Martins (paleógena, que ocorre em platôs interioranos) e Barreiras (neógena), o que implica em que este regime tectônico tenha perdurado, pelo menos, até o Plioceno. No Sistema de Falhas de Afonso Bezerra ocorreu um novo episódio de reativação, agora como transcorrência dextral (Oliveira *et al.* 1993; Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999) (prancha 5-2, fotografia 3). A reativação neógena do sistema de falhas induziu a brechação do Calcário Jandaíra (como na região de Macau/RN, centro-norte da Bacia Potiguar – figura 5-10) e, mais restritamente, de *plugs* do Vulcanismo Macau (Dantas 1998; Almeida & Jardim de Sá 2001), bem como o dobramento de camadas de basalto (Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999). A sudeste do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, na região da Grota da Fervedeira/RN (figura 5-10), o mesmo evento pode ser inferido a partir de pares conjugados de fraturas de cisalhamento, dextrais (NNW-SSE a N-S – prancha 5-2, fotografia 4) e sinistrais (NE-SW) bissectados por juntas distensionais NNE-SSW, que afetam tanto rochas cristalinas pré-cambrianas, como arenitos pertencentes à Formação Serra do Martins (Menezes 1999; Menezes & Jardim de Sá 1999). Na porção noroeste da Bacia Potiguar, na região de Icapuí/CE, o evento de compressão N-S deixou seu registro nos arenitos e argilitos da Formação Barreiras, onde desenvolveu falhas distensionais de direção aproximadamente N-S (Sousa *et al.* 1999; Sousa *et al.* 2001a,c; Sousa 2003; Sousa *et al.* 2003), em

padrão lítrico (condicionando o espessamento da seção superior da Formação Barreiras em direção à falha – prancha 5-2, fotografia 5), ou dominó (prancha 5-3, fotografia 1). Algumas falhas enraízam-se em superfícies de descolamento com transporte tectônico para W/NW, nas quais ocorre forte deformação hidroplástica e o desenvolvimento de feições de *mélange* (são comuns critérios cinemáticos tipo S-C-C' – prancha 5-3, fotografia 2), associados à *boudinage* ou à crenulação distensional dos estratos (Sousa *et al.* 1999; Sousa *et al.* 2001a,c; Sousa 2003).

Mais a leste, na região de Icapuí (Vila Nova), uma importante deformação transpressional registrada na Formação Barreiras é atribuível a esta fase, sendo caracterizada por dobramentos normais (superfície axial NE-SW), com perfil suave e paralelo (prancha 5-3, fotografia 3), e com eixos de suave caimento para SW (Sousa 2003). Planos incipientes de clivagem podem estar associados ao dobramento (Sousa 2003) (prancha 5-3, fotografia 3). Falhas inversas e estruturas oblíquas ocorrem localmente, sendo compatíveis com a orientação dos dobramentos.

O nível crustal denotado pelas estruturas relacionadas ao evento com σ_1 orientado na direção N-S é bastante raso (as fraturas afetam as formações Serra do Martins e Barreiras), sendo característicos os preenchimentos por calcedônia e óxidos/hidróxidos de ferro. O mecanismo tectônico para gerar uma compressão N-S ainda não está bem explicado. Coincidentemente, durante o Neógeno, registra-se outro elemento tectônico significativo na região: o domeamento térmico associado ao magmatismo alcalino intraplaca Macau (Carneiro *et al.* 1989), considerado responsável pelo soerguimento do Planalto da Borborema (Jardim de Sá *et al.* 1999). Um contexto hipotético de domeamento assimétrico (com distensão geral no plano horizontal, e mais pronunciada na direção E-W – σ_3 ; Dantas 1998) e a participação de fluidos no fraturamento (indicado pela frequência dos precipitados), poderiam explicar este conjunto singular e importante de estruturas (Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001). Todo esse arcabouço está ainda em processo de reconhecimento e detalhamento (Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001).

No Holoceno (mais provavelmente durante todo o Quaternário), a Província Borborema tem experimentado um contexto deformacional distinto, no qual os vários tipos de dados disponíveis (sismologia sobretudo) definem um campo de tensões neotectônico com compressão (σ_1) E-W e distensão (σ_3) N-S, em reposta à expansão da Dorsal Mesoatlântica e à compressão da Cadeia Andina (ver Seção 4.3.3, no Capítulo 4). Este tipo de regime já estaria operando, na escala da Placa Sul-Americana, desde o final do Cretáceo.

A deformação neotectônica gerará novas estruturas em marcadores recentes e mesmo de idade neógena, como a Formação Barreiras (Bezerra *et al.* 1998; 2001). Nas coberturas sedimentares da Bacia Potiguar (principalmente na Formação Barreiras) e em rochas do Vulcanismo Macau, as estruturas apresentam marcadores que indicam condições de deformação muito rasas e bastante recentes, sendo

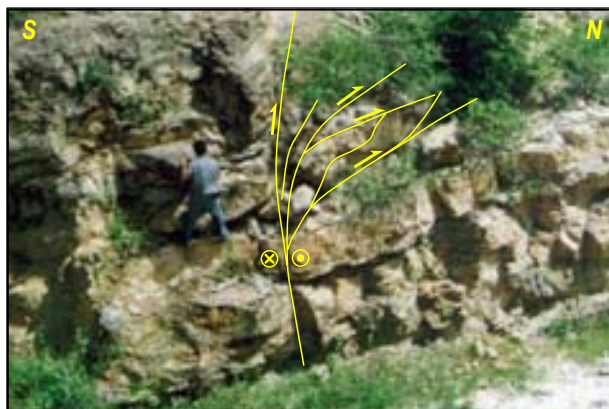
PRANCHA 5-2



FOTOGRAFIA 1: Ortogneisse bandado afetado por uma falha tardibrasiliana, transcorrente sinistral, originada em regime dúctil/frágil, na qual está alojado um dique de pegmatito. A falha, que possui direção NW-SE, provoca o arrasto do bandamento do ortogneisse. Região de João Câmara (RN).



FOTOGRAFIA 2: Diques de diabásio alojados em fraturas E-W, correlacionados ao Vulcanismo Rio Ceará-Mirim (RCM), de idade juro-cretácea, na região da Grota da Fervedeira (RN).



FOTOGRAFIA 3: Trecho do afloramento de Afonso Bezerra (RN) estudado por Oliveira et al. (1993), caracterizado por uma estrutura-em-flor positiva NW-SE, com componente direcional dextral, afetando as camadas do Calcário Jandaíra.

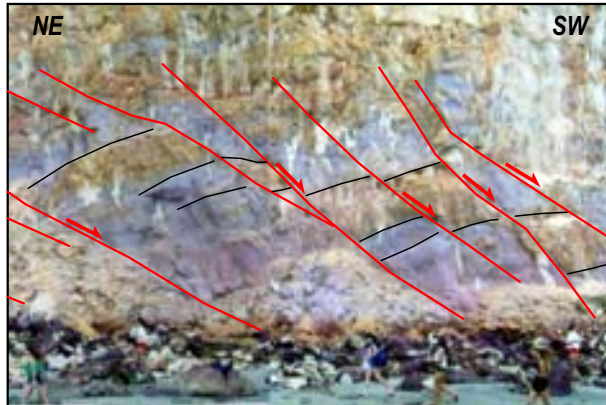


FOTOGRAFIA 4: Falha transcorrente dextral N-S, contendo goethita e afetando ortogneisse bandado. Acinemática dextral é inferida pelo escalonamento de juntas distensionais de direção NNE-SSW, também contendo goethita. O ângulo menor que 45° entre a junta distensional e a falha sugere transtensão. Região da Grota da Fervedeira (RN).

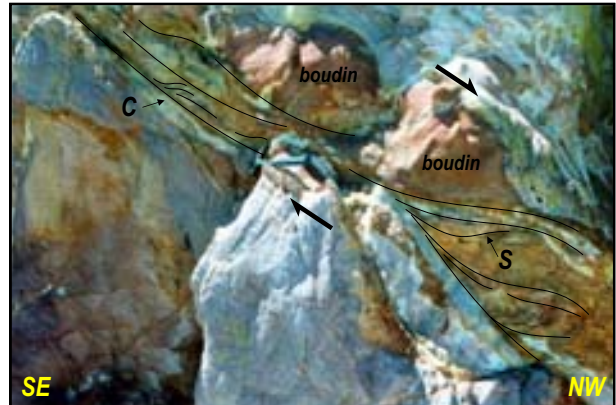


FOTOGRAFIA 5: Basculamento acentuado afetando as camadas da seção basal da Formação Barreiras em Icapuí (CE). Notar o espessamento do nível conglomerático (cong) em direção a NE. O basculamento e o espessamento sedimentar podem ter sido causados por uma falha listrica de direção NW-SE e mergulho para SW, não representada na fotografia.

PRANCHA 5-3



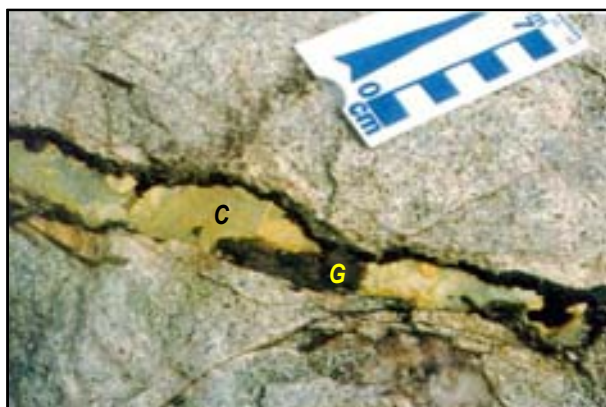
FOTOGRAFIA 1: Falhas distensionais planas de direção N-S a NNW-SSE, dispostas em um arranjo em dominó, afetando a seção basal da Formação Barreiras na região de Icapuí (CE). Notar o basculamento das camadas da Formação Barreiras induzido pelo falhamento.



FOTOGRAFIA 2: Falha distensional, com estilo hidroplástico. Notar o processo de boudinage sigmoidais e a formação de estruturas S-C indicando transporte tectônico para NW. O cabo do martelo aponta para o norte. Região de Icapuí (CE).



FOTOGRAFIA 3: Dobramento suave, simétrico, afetando as camadas da seção basal da Formação Barreiras na região de Icapuí (CE). Notar o desenvolvimento de planos de clivagem S1 (traços em azul), relacionada à dissolução mineral dos arenitos.



FOTOGRAFIA 4: Fratura de direção NE-SW preenchida originalmente por goethita (G) e reativada em estágio posterior, com preenchimento por calcita fibrorradial (C). Região da Grota da Fervedeira (RN).



FOTOGRAFIA 5: Falha transcorrente sinistral de direção WNW-ESE exibindo estruturas em dominó preenchidas por calcita placosa. Região da Grota da Fervedeira (RN).

comum o desenvolvimento de fraturas afetando litologias limonitizadas e/ou de estrias em material argiloso (Coriolano *et al.* 1997; Coriolano 1998; Almeida & Jardim de Sá 2001). O regime de compressão E-W provoca uma nova fase de reativação no Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, que passa a deslocar-se com cinemática oblíqua, distensional transcurrent e sinistral (Fonseca 1996; Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999). No embasamento cristalino pré-cambriano, a geração de novas fraturas parece ser bastante restrita ao nível da superfície atual, como no caso da Falha Sísmica de Samambaia, em João Câmara (RN) (Coriolano *et al.* 1997; Coriolano 1998). A situação mais comum, no embasamento cristalino, é a reativação da trama de fraturas preexistentes (cambrianas, juro-cretáceas, paleógenas/neógenas – prancha 5-3, fotografia 4), como observado em sítios localizados (Equador, Grota da Fervedeira, João Câmara – figura 5-10), como denotado por marcadores muito jovens e de nível crustal raso (precipitados carbonáticos – prancha 5-3, fotografia 5, ou preenchimentos por cascalho; Coriolano *et al.* 1997; 2000; Menezes & Jardim de Sá 1999), ou por feições morfotectônicas (Nascimento da Silva & Jardim de Sá 2000).

5.4 – ANÁLOGOS ESTRUTURAIS PARA O CAMPO DE XARÉU: LEVANTAMENTOS DE CAMPO DA PORÇÃO SETENTRIONAL DO ESTADO DO CEARÁ

Os levantamentos regionais de terreno realizados ao longo do litoral do Estado do Ceará e de algumas áreas localizadas no interior, próximo à plataforma continental (figura 5-11), objetivaram o reconhecimento, estudo e a interpretação das litologias e das diversas estruturas geológicas (principalmente aquelas originadas em regime frágil) mapeadas em superfície, e que se encontram afetando marcadores estratigráficos de idades diversas. Deste modo, foram distinguidas várias etapas de deformação, que datam do Neoproterozóico ao Neógeno, melhorando o entendimento da evolução tectono-estrutural deste segmento da Margem Equatorial Atlântica e, em especial, da Bacia do Ceará.

No continente, marcadores de idade cretácea ocorrem apenas na região adjacente da Bacia Potiguar. Nos demais casos, a deformação (cenozóica) somente pode ser estudada na Formação Barreiras (como na região de Icapuí – Sousa 2003) e, no caso dos eventos cretáceos, tentativamente correlacionada a estruturas no embasamento cristalino (como será abordado em seguida neste trabalho).

5.4.1 – REGISTRO DA DEFORMAÇÃO FRÁGIL NAS COBERTURAS SEDIMENTARES CENOZÓICAS DA REGIÃO DE CAMOCIM

A **área de Camocim** está localizada no extremo noroeste do Estado do Ceará, à margem oeste da foz do Rio Coreaú, distando aproximadamente 45 km a leste da fronteira com o Estado do Piauí (quadro 1 na figura 5-10). Esta porção da foz é caracterizada por exposições de conglomerados e arenitos ao longo de falésias que podem chegar a cerca de quatro metros de altura. Os conglomerados são

constituídos por seixos subangulosos a subarredondados de quartzo, milimétricos a centimétricos, envoltos em uma matriz argilo-arenosa lateritizada de cor vermelho-alaranjada (prancha 5-4, fotografia 1). Arenitos grossos com matriz lateritizada e com aspecto mosqueado repousam sobre os pacotes de conglomerados (prancha 5-4, fotografia 2). Ambos os litotipos compõem a Formação Camocim, de idade miocênica (Costa *et al.* 1979; Saadi & Torquato 1992), correlacionada à Formação Faceira, que aflora em na região leste do Estado do Ceará. O contato superior do pacote de conglomerados e arenitos é marcado por uma discordância angular, na base de depósitos de paleodunas avermelhadas (prancha 5-4, fotografia 3), correlacionáveis à Formação Potengi, que foi originalmente caracterizada no Estado do Rio Grande do Norte (Nogueira 1982; Lucena 1993).

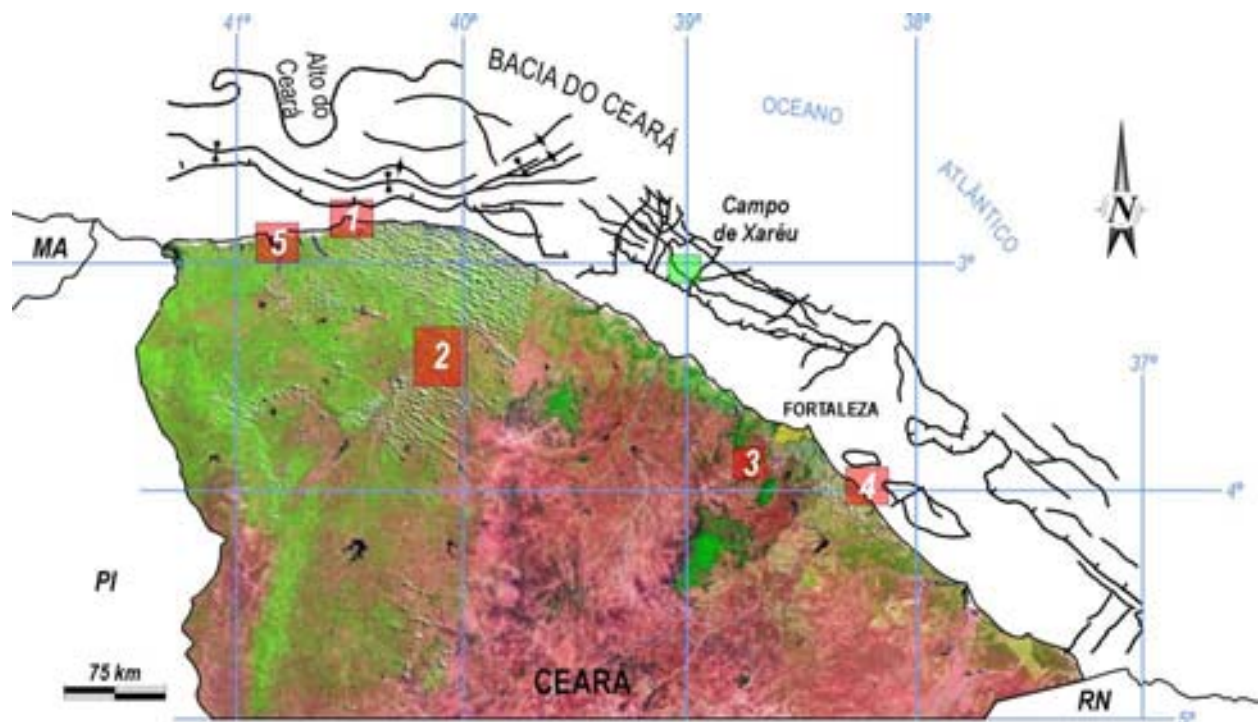


FIGURA 5-11: Localização das áreas mapeadas durante os levantamentos de campo na porção setentrional do Estado do Ceará. Para comparação, foi representado o arcabouço estrutural da Bacia do Ceará e da porção ocidental da Bacia Potiguar, bem como a localização do Campo de Xaréu. Mosaico de imagens de satélite LandSat 7ETM+, em composição colorida RGB-532. Modificado de EMBRAPA 2000. Legenda: 1 – Camocim; 2 – Santana do Acaraú; 3 – Sítio do afloramento BCE-09; 4 – Ponta do Iguape; 5 – Ponta de Jericoacoara.

Os conglomerados apresentam camadas bastante contínuas, muitas vezes com concentrações de seixos ao longo de níveis decimétricos. Exibem mergulhos suaves a moderados para SE e para NW (figura 5-12a), caracterizando uma seqüência de sinclinais e anticlinais (prancha 5-4, fotografias 4 e 5) de perfil suave (ângulo interlimbos da ordem de 120 a 150º), com planos axiais subverticais de direção NNE-SSW e eixos com suave caimento para SSW (estrela em azul na figura 5-12a, quando considerados todos os dados medidos de S_0). Se forem tomados apenas alguns dados de acamamento, cujos pólos se alinham ao longo de um plano perfil subvertical (traço ciclográfico em vermelho na figura 5-12a), então o eixo apresenta passa a ser horizontal com direção NE-SW (estrela em vermelho na figura 5-12a).

PRANCHA 5-4



FOTOGRAFIA 1: Conglomerado da Formação Camocim (observado na região homônima) contendo seixos subangulosos a subarredondados, predominantemente de quartzo, envoltos por uma matriz areno-argilosa lateritizada.



FOTOGRAFIA 2: Contato entre os arenitos grossos com matriz lateritizada (arn) e os conglomerados (cong), ambos da Formação Camocim, na região homônima. Notar o mergulho para SW, indicando o basculamento das camadas.



FOTOGRAFIA 3: Discordância angular definida entre a Formação Camocim e o depósito de arenitos de paleodunas avermelhadas, correlacionáveis à Formação Potengi. Notar a inclinação do acamamento dos conglomerados da Formação Camocim.



FOTOGRAFIA 4: Sinclinal com eixo de baixo caimento para SW, desenvolvido nos conglomerados da Formação Camocim. Notar o depósito de paleodunas sobre o sinclinal.



FOTOGRAFIA 5: Antiforme afetando as camadas de rochas conglomeráticas da Formação Camocim na região homônima. O eixo do antiforme é subhorizontal e possui direção NE-SW. Notar a forte inclinação das camadas na porção nor-noroeste do dobramento e a discordância angular entre a Formação Camocim e os arenitos da Formação Potengi, sobrepostos.

Nas porções de extrado dos anticlinais ocorrem fraturas subverticais, também de direção NE-SW e preenchidos por seixos, caracterizando diques neptunianos. Tal feição indica distensão e sugere um mecanismo flexural para o dobramento.

A orientação das superfícies axiais e dos eixos dos dobramentos indica um regime com compressão subhorizontal de direção WNW-ESE (figura 5-12b). Eventualmente, considerando-se eixos horizontais com direção NE-SW, a compressão associada apresenta direção NW-SE (figura 5-12c).

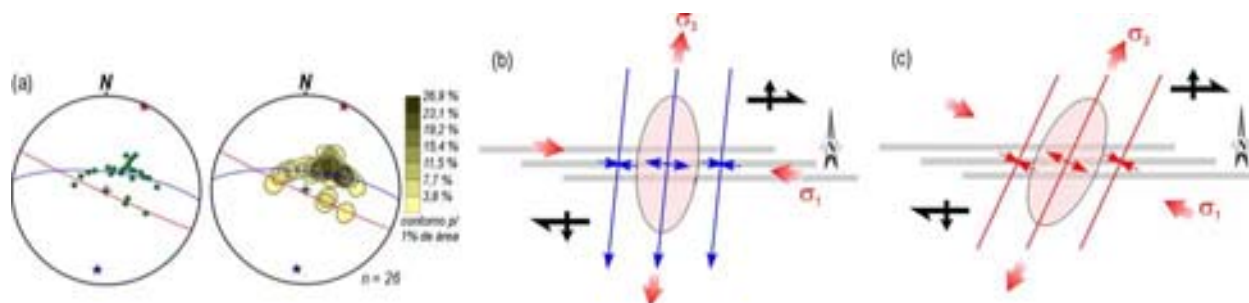


FIGURA 5-12: Em (a) são exibidos os estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para os pólos do acamamento (pontos em verde) dos conglomerados na região de Camocim (CE). Se considerados todos os dados de acamamento, o eixo apresenta suave caimento para SSW (estrela em azul); porém, se forem considerados apenas os dados alinhados com o traço em vermelho, então o eixo de dobramento é praticamente horizontal, com direção NE-SW. A partir dos pólos é possível determinar a atitude do eixo (estrelas em azul e vermelho) dos dobramentos que afetam as rochas da região. Em (b) e (c) são mostrados os modelos cinemáticos inferidos a partir da interpretação dos dobramentos no contexto regional.

5.4.2 – REGISTRO DA DEFORMAÇÃO FRÁGIL EM ARENITOS E CONGLOMERADOS SILURO-DEVONIANOS DO GRUPO SERRA GRANDE NA REGIÃO DE SANTANA DO ACARAÚ

Na **região de Santana do Acaraú**, localizada a cerca de 30 km a NE da cidade de Sobral (quadro 2 na figura 5-11), aflora uma seqüência de arenitos e conglomerados correlacionados ao Grupo Serra Grande, de idade eo a neo-siluriana (bioestratigrafia – Carozzi *et al.* 1975 *apud* Torquato 1995). Doravante, será aplicada a denominação genérica de *corpo siliciclástico de Santana do Acaraú*, para definir esta seqüência de arenitos/conglomerados na área aqui reportada.

O Grupo Serra Grande (Carozzi *et al.* 1975 *apud* Torquato 1995), constitui a seção basal da Bacia (Sinéclise) do Parnaíba, cuja extensão original era muito mais ampla. É dividido, da base para o topo, nas formações (i) Ipu (também presente no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú), formada por diamictitos, arenitos conglomeráticos, arenitos hialinos e raros siltitos e folhelhos, depositados a partir de drenagens anastomosadas ou mesmo por leques glaciais e periglaciais; (ii) Tianguá, constituída de folhelhos negros a cinzentos, siltitos e arenitos finos bastante micáceos, depositados em um ambiente marinho; e (iii) Jaicós, que é composta por arenitos médios a grossos, conglomerados e eventuais folhelhos, depositados por sistemas fluviais entrelaçados.

O corpo siliciclástico está alojado ao longo de um *graben* (ou rombo-*graben*) alongado na direção NE-SW, cuja estruturação foi condicionada pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Costa *et al.* 1979).

A instalação deste *graben* na região permitiu a preservação de uma relíquia da seção basal do Grupo Serra Grande, a Formação Ipu, na qual foi constatada a impressão de uma importante deformação frágil, que será objeto de detalhe nas subseções seguintes.

A – O CORPO SILICICLÁSTICO DE SANTANA DO ACARAÚ

O corpo siliciclástico de Santana do Acaraú é limitado a oeste e parcialmente, a leste, por falhas de alto ângulo de direção NE-SW (falhas de Santana do Acaraú e Jacurutu; Destro 1987; Destro *et al.* 1994) (figura 5-13). Falhas de direção geral ENE-WSW delimitam a borda norte, que se encontra parcialmente capeado pela Formação Barreiras e por coberturas aluvionares quaternárias.

O corpo é composto predominantemente por arenitos grossos (prancha 5-5, fotografia 1), localmente arcoseanos e caulinizados, que se sobrepõem a conglomerados com seixos centimétricos a decimétricos de quartzo (prancha 5-5, fotografia 2), bem-arredondados a subarredondados. Ambas as litofácies possuem origem ligada a sistemas de rios entrelaçados, originados sob regime torrencial, e podem ser correlacionadas à unidade basal do Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba, a Formação Ipu.



FIGURA 5-13: Mapa geológico simplificado do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Os números correspondem a sítios que serão referenciados ao longo do texto. Compilado de Destro (1987).

As litologias do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú, especialmente os arenitos, mostram, na maior parte das vezes, acamamento (S_0) muito bem definido e contínuo, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (prancha 5-5, fotografia 1), que podem, em alguns locais (a exemplo da borda oeste do corpo siliciclástico), transitar para estratificações cruzadas do tipo *hummocky*. Níveis centimétricos de conglomerados razoavelmente contínuos, com seixos que podem atingir de 3 a 4 cm, e intercalados nos arenitos, também funcionam como ótimos marcadores do S_0 destas rochas (prancha 5-5, fotografia 1).

O substrato do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú, a leste da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, é composto predominantemente por uma sorte de rochas gnáissicas orto e paraderivadas (ortognaisses bandados, *augen* gnaisses, biotita-paragnaisses), localmente migmatizadas. Estas rochas fazem parte do Complexo Gnáissico-Migmatítico arqueano a paleoproterozóico da porção mais setentrional da Província Borborema. Pequenos corpos de rochas granitóides (diques, *sheets*), neoproterozóicos, intrudem localmente estas unidades. Todas estas litologias mostram, ao longo do segmento da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, um bandamento metamórfico/foliação gnáissica de alto ângulo e de direção que varia de N-S a NE-SW (prancha 5-5, fotografia 3), contendo uma lineação de estiramento de *rake* suave para NE (figura 5-14), ambos desenvolvidos ou amplificados pela atuação da zona milonítica durante o Ciclo Brasileiro. Indicadores cinemáticos denotam uma movimentação transcorrente dextral para a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (prancha 5-5, fotografia 3). A oeste da zona de cisalhamento brasileira, rochas sedimentares (com indícios de metamorfismo incipiente) intrudidas por rochas vulcânicas (Vulcanismo Parapuí), estão em contato tectônico com as litologias do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú; ambas as unidades estão relacionadas a molassas do Ciclo Brasileiro e pertencem ao Grupo Jaibaras, cuja idade oscila entre o Neoproterozóico III e o Cambriano.

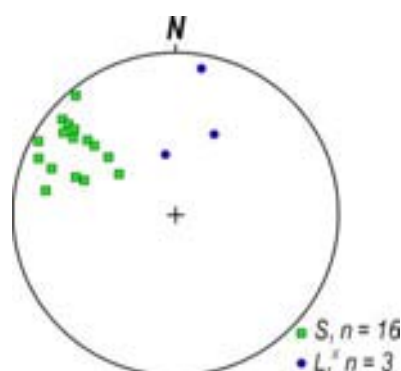


FIGURA 5-14: Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) para os pólos de S_1 (quadrados em verde) e a lineação de estiramento L_1^X (círculo em azul) nos gnaisses do embasamento do corpo siliciclástico de Santana de Acaraú (CE).

Modelagens gravimétricas realizadas por Carvalho (2003) indicaram que o corpo siliciclástico possui uma geometria interna definida por dois baixos estruturais principais (baixos norte e sul – figura 5-15), que seguem a orientação geral do corpo, separados por um alto de direção aproximadamente WNW-ESE (figura 5-15).

Embora os baixos estruturais estejam alinhados, aproximadamente, consoante a direção NE-SW, é possível notar uma pequena diferença de orientação entre os eixos de cada um deles, de modo tal que o eixo do baixo estrutural norte possui direção aproximadamente N50E, enquanto que o do baixo ao sul alinha-se conforme N40E (figura 5-15). Esta geometria denota que o corpo siliciclástico de Santana do Acaraú é, de fato, composto por dois compartimentos ou blocos distintos, que podem ter sido originados pelo deslocamento promovido pelas falhas de borda (Galvão 2002; Carvalho 2003).

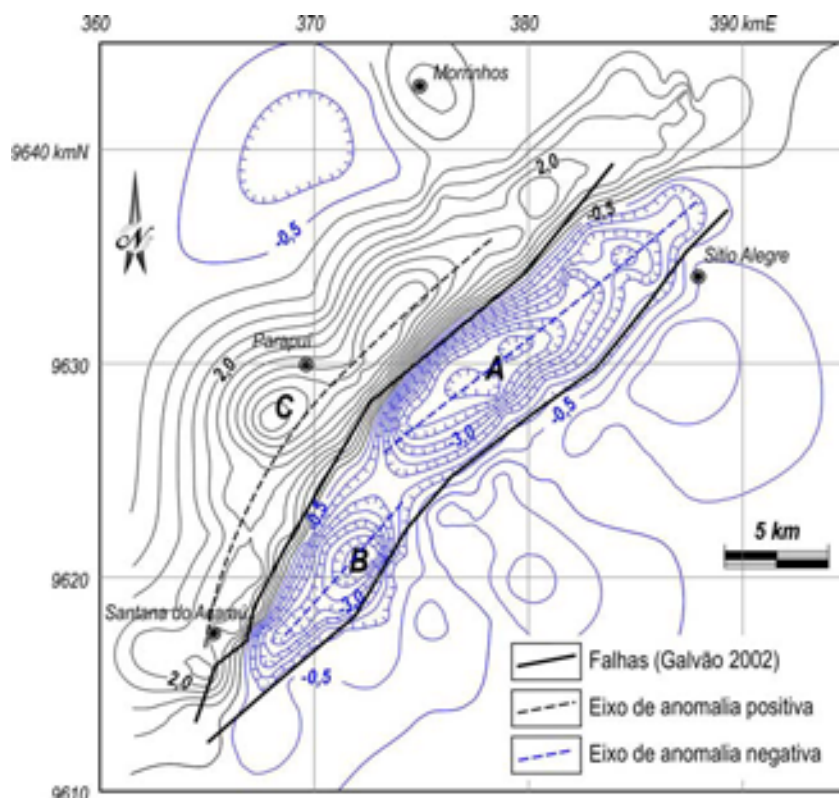


FIGURA 5-15: Mapa gravimétrico residual do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Note a presença de dois baixos estruturais ao norte (anomalia A) e ao sul (anomalia B) no corpo, cujos eixos variam ligeiramente de orientação. Observe ainda a presença de uma anomalia positiva (C) a oeste do corpo, relacionada à presença de rochas vulcânicas básicas do Vulcanismo Parapuí. Compilado de Carvalho (2003).

B – COMPORTAMENTO DO ACAMAMENTO NO CORPO SILICICLÁSTICO DE SANTANA DO ACARAÚ

Ao longo do corpo siliciclástico o acamamento mostra-se em geral basculado, com direção e intensidade de mergulho variáveis. Na porção sul do corpo siliciclástico, onde se localiza a Serra de Santana do Acaraú, as camadas exibem mergulhos suaves a moderados, em geral para norte (prancha 5-5, fotografia 4), com oscilações tanto para NNE como para NNW (figura 5-16). Em direção ao norte, ao longo do limite oeste do corpo siliciclástico definido pela Falha de Jacurutu, a atitude de S_0 sofre outras variações, aumentando gradualmente o ângulo de mergulho (que pode chegar a quase 70° em alguns setores – prancha 5-5, fotografias 5 e 6), passando a mergulhar de início para E e ENE, e finalmente chegando a ESE e SE (figura 5-16). No setor setentrional do corpo, o acamamento apresenta novas variações, passando agora a mergulhar moderadamente para WNW e NW (figura 5-16).

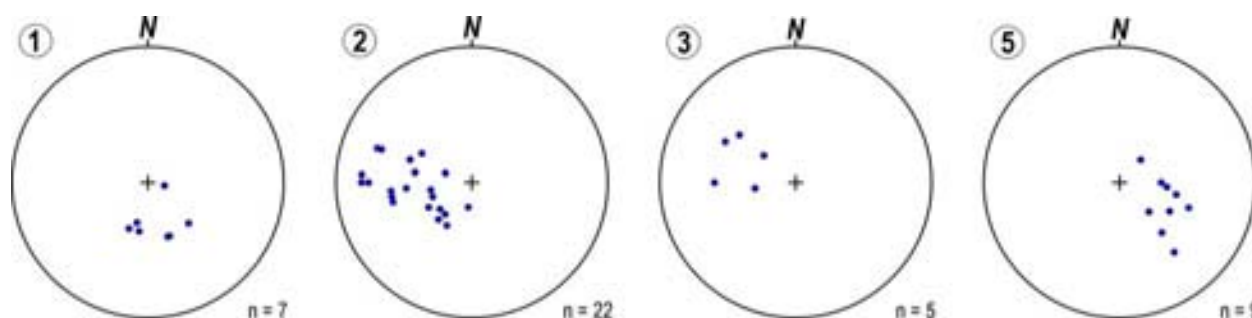


FIGURA 5-16: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para o acamamento do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Os números mostrados na porção superior esquerda de cada estereograma correspondem aos pontos marcados na figura 5-13.

PRANCHA 5-5

FOTOGRAFIA 1: Arenitos grossos com níveis conglomeráticos e estratificações cruzadas acanaladas da porção noroeste do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).



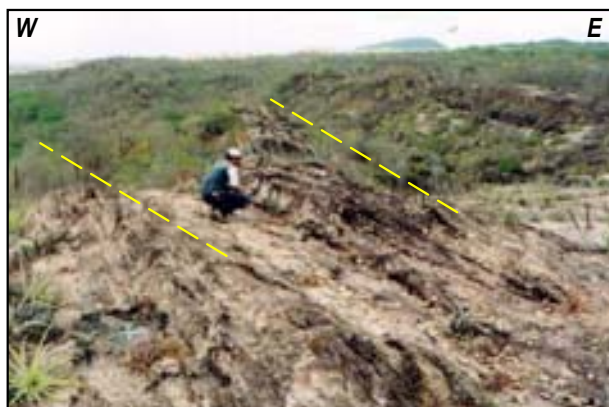
FOTOGRAFIA 2: Seixos de quartzo decimétricos em conglomerados intercalados em arenitos grossos, na porção centro-sul do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).



FOTOGRAFIA 3: Milonito derivado augen gnaisses do embasamento do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE) exibindo foliação bastante desenvolvida relacionada à atuação da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Notar a presença de exsudados de quartzo e feldspato que indicam cinemática transcorrente dextral.



FOTOGRAFIA 4: Porção sul da Serra de Santana do Acaraú (CE) (ponto 1 na figura 5-13), exibindo o mergulho suave do acamamento em direção a nordeste.



FOTOGRAFIA 5: Arenitos grossos com níveis conglomeráticos exibindo acamamento com mergulho forte (linha tracejada em amarelo) para leste. Ponto 3 na figura 5-13. Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).



FOTOGRAFIA 6: Arenito médio a grosso, com estratificações cruzadas do tipo hummocky, exibindo forte mergulho para leste (linha tracejada em amarelo). Ponto 3 na figura 5-13. Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

Esta variação complexa da atitude de S_0 é reflexo direto da atuação das falhas que bordejam o corpo siliciclástico. Próximo à borda leste do corpo, o acamamento é essencialmente subhorizontal, refletindo o mergulho deposicional original do pacote de arenitos. Ocorre um aumento gradativo do mergulho de S_0 em direção ao oeste, induzido principalmente pela atividade das falhas de borda do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú. Na hipótese de atividade tectônica sindeposicional, as camadas deveriam mergulhar contra as falhas, o que ocorre somente em alguns setores; este aspecto (e a falta de estruturas *rollover*), aliado à ausência de conglomerados claramente associados às bordas falhadas são indicativos de que a atividade tectônica é pós-deposicional. A variação da atitude de S_0 na direção E-W confere uma geometria em dobramento sinformal assimétrico, cuja superfície axial teria direção geral NE-SW com mergulho alto a moderado, predominantemente para NW. O eixo do dobramento, por sua vez, é subhorizontal e subparalelo à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II.

A deformação identificada no corpo ocorreu, predominantemente, após a litificação dos arenitos e conglomerados que o compõem, sendo tipificada por estruturas estritamente frágeis (como será mostrado na subseção seguinte), o que leva à consideração de que a Falha de Jacurutu, tida como a "falha de borda" do corpo, foi ativada em época tardia a pós-litificação. Assim sendo, é possível atribuir que o dobramento observado no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú tenha, também, sido desenvolvido após a litificação de suas litologias. O dobramento aparenta ter sido desenvolvido por um regime contracional (ou, mais apropriadamente, transpressional dado ao contexto tectônico).

C – AS ESTRUTURAS DO CORPO SILICICLÁSTICO DE SANTANA DO ACARAU

Vários conjuntos de fraturas de escala mesoscópica foram mapeados ao longo de todo o corpo siliciclástico, exibindo, porém, uma maior concentração próximo à Falha de Jacurutu. Estes conjuntos podem ser agrupados em dois sistemas de fraturas principais, que foram desenvolvidos em etapas distintas e que podem ser associados a duas fases de deformação. Os dois sistemas de fraturas foram separados entre si por meio de critérios como orientação, estilo da deformação e associação com fluidos, em adição às relações diretas entre os próprios sistemas.

A fase D_1 é definida por estruturas geralmente de alto ângulo, representadas por falhas transcorrentes sinistrais e dextrais com estrias de abrasão de baixo *rake*, localmente com juntas distensionais associadas. Estas fraturas foram mapeadas, sobretudo, na borda oeste do corpo siliciclástico e ao longo de praticamente toda a extensão da Falha de Jacurutu.

Na porção sul da área, as fraturas de cisalhamento com cinemática transcorrente dextral exibem direção geral NW-SE (figura 5-17a), enquanto que falhas transcorrentes sinistrais dividem-se entre dois conjuntos: um com direção ENE-WSW e outro com orientação NE-SW (figura 5-17a). Fraturas subverticais e com tendência a abertura (juntas distensionais) exibem orientação N-S a NNW-SSE (figura 5-17a). Embora as fraturas sejam mais comumente observadas nas rochas sedimentares, exemplos afetando as

rochas do embasamento apresentam direção e cinemática semelhantes, sendo, pois, correlacionadas a esta mesma fase de deformação.

Ao norte, estruturas com características similares também foram mapeadas, ainda que exibam orientações ligeiramente distintas com relação às aquelas mapeadas mais ao sul. As fraturas com cinemática transcorrente dextral também se orientam segundo a direção NW-SE (figura 5-17b; prancha 5-6, fotografias 1 e 2); as fraturas de cisalhamento com cinemática transcorrente sinistral passam agora a exibir direções NE-SW e N-S (figura 5-17b; prancha 5-6, fotografias 3 e 4). Neste setor, não foram observadas estruturas que pudessem ser correlacionadas às fraturas abertas N-S da porção sul da área. Entretanto, um quarto conjunto de fraturas, com cinemática transcorrente sinistral, exibe orientação WNW-ESE (figura 5-17b). Algumas das fraturas neste setor apresentam espessura que varia de dois a três milímetros, constituindo finas bandas de deformação originadas pela intensa cominuição dos grãos de quartzo e a subsequente cimentação.

Algumas fraturas relacionadas ao sistema de fraturamento D_1 , afetando níveis mais argilosos, desenvolvem finas películas (ou espelhos) de argilominerais (*clay smears*) ao longo dos planos de cisalhamento (prancha 5-6, fotografias 4, 5 e 6).

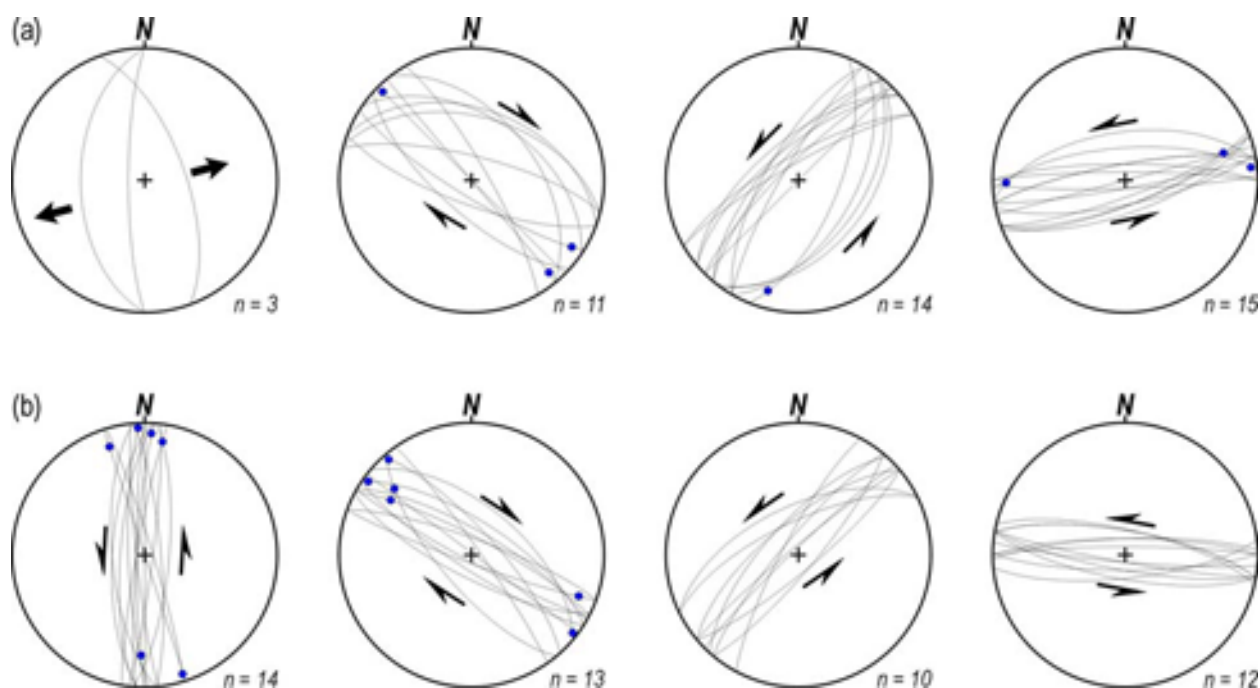


FIGURA 5-17: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para as fraturas relacionadas à fase de deformação D_1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). (a) Fraturas na porção sul da área (pontos 1 e 2 na figura 5-13); (b) fraturas na porção norte da área (pontos 3 e 4 na figura 5-13).

É comum observar nos níveis conglomeráticos, a interceptação de seixos de quartzo por fraturas D_1 (prancha 5-7, fotografia 1), denotando que os arenitos e conglomerados afetados encontravam-se bastante litificados à época da deformação.

As mesofalhas D_1 são observadas predominantemente no bordo oeste do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú; no bordo leste não é raro encontrarem-se brechas cataclásticas (prancha 5-7,

fotografia 2), o que é forte sinal da presença de uma falha também neste setor (Falha de Santana do Acaraú – Destro 1987), estando, possivelmente, encoberta pelos sedimentos mais jovens.

O segundo sistema de fraturamento mapeado é tipificado na área por conjuntos de falhas normais e oblíquas (deslocamentos normais e transcorrentes), também desenvolvidos sob condições estritamente frágeis. As relações diretas deste sistema com o anterior são pouco evidentes (principalmente porque o segundo sistema ocorre de modo subordinado), o que dificulta definir sua cronologia; aqui tentativamente tomada como uma deformação posterior, D_2 .

Superfícies de falhas contendo películas silicosas (prancha 5-7, fotografia 3 e 4 – eventualmente são observados planos contendo óxido de ferro, fotografia 5), nas quais estão presentes *slickenfibers* de quartzo microcristalino de *rake* alto a moderado, são a característica diagnóstica deste segundo sistema de fraturas (D_2). As falhas relacionadas, principalmente as normais, apresentam uma orientação menos sistemática que as associadas à fase D_1 . De uma maneira geral, as falhas oblíquas, que predominam em número sobre as falhas normais, mostram uma direção principal NE-SW (figura 5-18), com mergulhos tanto para sudeste como para noroeste. As falhas normais tendem a apresentar uma direção N-S a NW-SE (figura 5-18).

Localmente são observadas brechas tectônicas e protocataclasitos contendo cimentações opalinas, que podem ser relacionados a esta mesma fase de deformação frágil. A presença dos cimentos silicosos indica que a deformação foi assistida por importante percolação de fases fluidas hidrotermais.

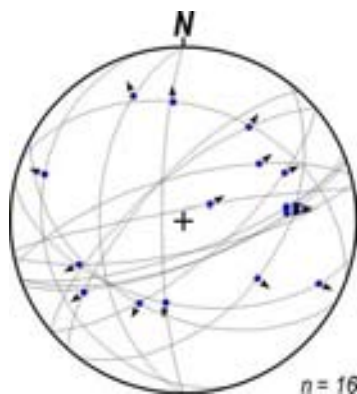


FIGURA 5-18: Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) para as falhas oblíquas e normais, e respectivas estrias (círculos em azul), relacionadas à fase de deformação D_2 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú.

D – ANÁLISE CINEMÁTICA DOS SISTEMAS DE FRATURAMENTO

A orientação e cinemática dos sistemas de fraturas mapeados, principalmente aquele relacionado à fase D_1 , pode dar importantes indicações quanto à movimentação da Falha de Jacurutu e a reativação frágil da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II.

Relacionando as fraturas da fase D_1 à Falha de Jacurutu, é possível aplicar o modelo de fraturas de segunda ordem de Riedel, de modo que as fraturas de cisalhamento transcorrentes dextrais com direção NW-SE, e as transcorrentes sinistrais de orientação NE-SW ou N-S, podem ser interpretadas

como fraturas conjugadas, constituindo estruturas dos tipos R' e R, respectivamente (figura 5-19c). As fraturas distensionais orientadas de N-S a NNW-SSE podem ser interpretadas como fraturas do tipo T (figura 5-19c). Neste sistema, as fraturas com cinemática transcorrente sinistral de direção ENE-WSW e WNW-ESE poderiam ser consideradas como do tipo P (figura 5-19c). As relações angulares das fraturas também permitem diagnosticar um regime transpressional para este evento, o que poderia explicar o dobramento observado nas camadas de arenitos/conglomerados do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú.

A análise integrada destes conjuntos de fraturas, por meio do método dos diedros retos, permitiu caracterizar um regime cinemático transcorrente, no qual os eixos σ_1 e σ_3 encontram-se, respectivamente, nas direções NNW-SSE e ENE-WSW (figura 5-19a). Este sistema de tensões também é inferido pelo método do plano M, que definiu as seguintes orientações para os eixos de tensões principais: σ_1 – 01/331, σ_2 – 87/226 e σ_3 – 03/061 (figura 5-19b).

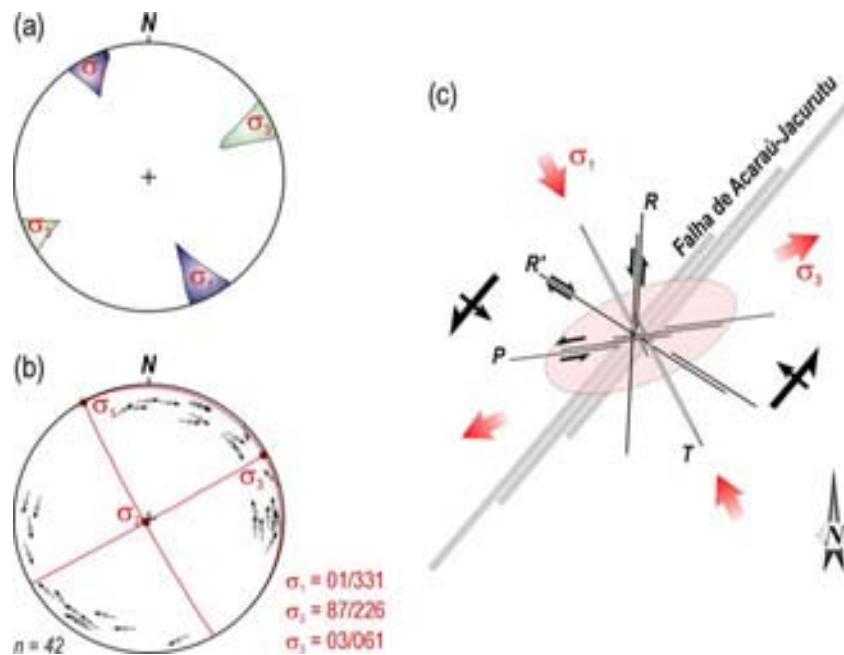
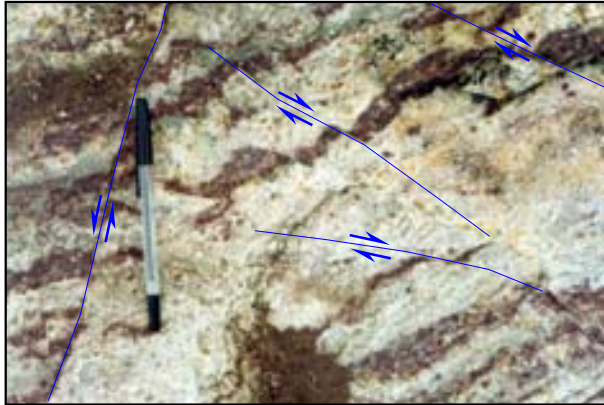


FIGURA 5-19: Análise cinemática das fraturas relacionadas à fase de deformação D_1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú. (a) Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) com as regiões de maior probabilidade de ocorrência dos eixos σ_1 e σ_3 , determinadas pelo método dos diedros retos; (b) determinação da atitude dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 pelo método do plano M; (c) modelo cinemático proposto para a reativação da Falha de Santana do Acaraú com a combinação das orientações do campo de tensões e das falhas de segunda ordem mapeadas.

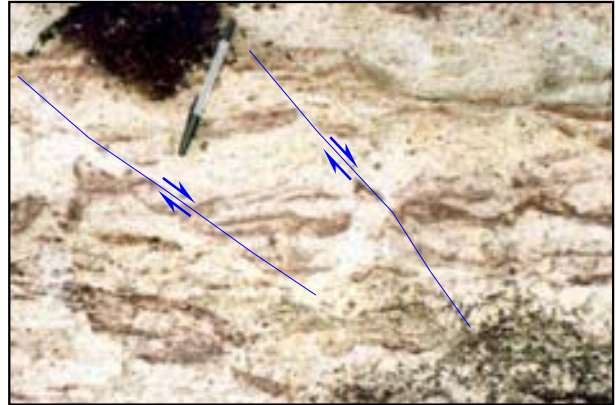
Dado o alto grau de litificação das rochas do Grupo Serra Grande no corpo siliciclástico quando ocorreu a deformação frágil D_1 , pode ser inferido que este regime de esforços tenha operado em um período pós-Siluriano.

Por sua vez, as falhas oblíquas e normais relacionadas ao sistema D_2 denotam origem sob um estado de esforços com orientação distinta daquela de D_1 . Na solução obtida no método dos diedros retos, observa-se que o segundo sistema de fraturas foi desenvolvido sob um regime com σ_1 subvertical, com σ_3 subhorizontal e de direção NW-SE (figura 5-20), indicando um regime distensional.

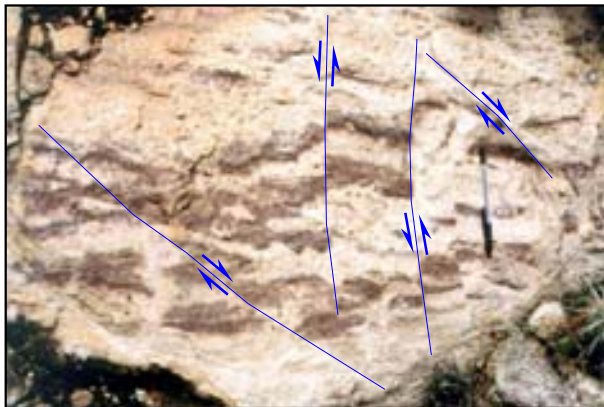
PRANCHA 5-6



FOTOGRAFIA 1: Fraturas de cisalhamento transcorrentes dextrais com direção NW-SE a WNW-ESE (a tampa da caneta aponta para o norte) e dispostas em leque, relacionadas à fase de deformação D1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Notar, à esquerda, a presença uma falha NNE-SSW, transcorrente sinistral.



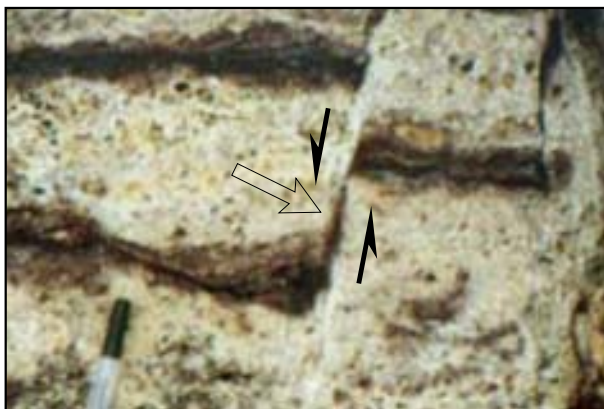
FOTOGRAFIA 2: Fraturas de cisalhamento transcorrentes dextrais com direção NW-SE a WNW-ESE (a tampa da caneta aponta para o norte), relacionadas à fase de deformação D1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).



FOTOGRAFIA 3: Falhas transcorrentes sinistrais com direção N-S, constituindo pares conjugados com as falhas transcorrentes dextrais NW-SE (a tampa da caneta aponta para o norte). Ambas as estruturas são relacionadas à fase de deformação D1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).



FOTOGRAFIA 4: Falhas transcorrentes sinistrais com direção N-S constituindo par conjugado com falhas transcorrentes dextrais NW-SE (a tampa da caneta indica o norte), ambas relacionadas à fase de deformação D1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). No detalhe, notar a infiltração do nível argiloso no plano de falha.



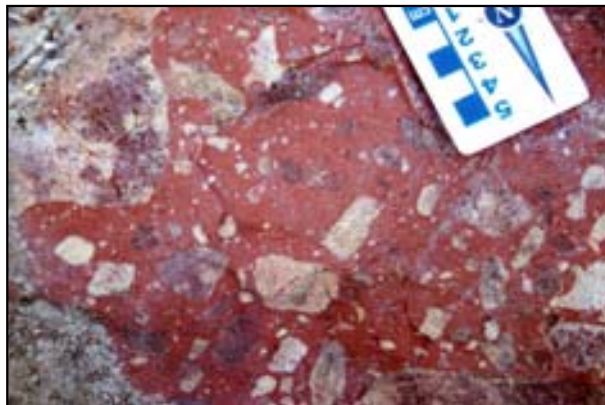
FOTOGRAFIA 5: Detalhe da fotografia 4 mostrando o estiramento de níveis argilosos (indicado pela seta), com a conseqüente esmagamento do material no plano de falhamento D1 (processo de clay smearing). Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).



FOTOGRAFIA 6: Estiramento de níveis argilosos (indicado pela seta) originando o processo de clay smearing, devido ao deslocamento provocado pelas falhas D1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).

PRANCHA 5-7

FOTOGRAFIA 1: Falha transcorrente dextral de direção NW-SE, relacionada à fase de deformação frágil D1, no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Notar o seccionamento do seixo de quartzo no centro da fotografia.



FOTOGRAFIA 2: Brecha tectônica originada pela cataclase de arenitos grossos (note a composição dos fragmentos angulosos) no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE), possivelmente durante a fase de deformação D2.



FOTOGRAFIA 3: Estrias (sentido indicado pela seta) desenvolvidas sobre películas silicosas, indicando movimento oblíquo (normal + transcorrente dextral) em plano de falha com direção NNW-SSE. Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE).



FOTOGRAFIA 4: Plano de falha oblíqua E-W (normal + transcorrente dextral) apresentando estrias formadas por uma película de quartzo microcristalino. A seta indica o sentido de mergulho da estria. Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú.



FOTOGRAFIA 5: Película de óxido de ferro desenvolvida sobre plano de falha com direção NNW-SSE (a ponta da caneta indica o norte). Corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE). Notar a estria de baixo ângulo (indicada pela seta).

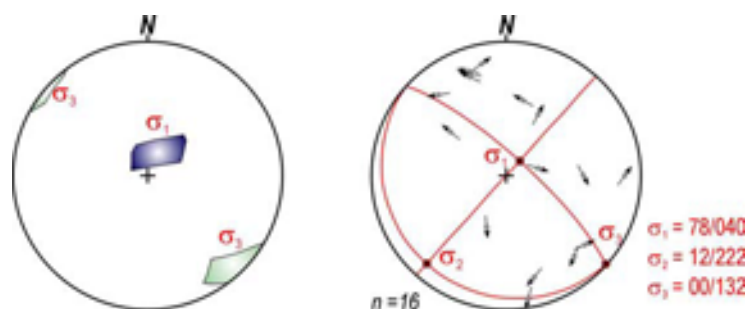


FIGURA 5-20: Análise cinemática do sistema de fraturas oblíquas no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (CE), utilizando os métodos dos diedros retos (à esquerda) e do plano M (à direita).

5.4.3 – REGISTRO DA DEFORMAÇÃO FRÁGIL EM ROCHAS DO SUBSTRATO CRISTALINO PRÉ-CAMBRIANO: AS REGIÕES DE FORTALEZA, DA PONTA DO IGUAPE E DA PONTA DE JERICOACOARA

A caracterização de evidências da deformação frágil em rochas do substrato cristalino pré-cambriano deu-se em vários locais ao longo da porção norte do Estado do Ceará. Dentre estes locais, três regiões merecem melhor destaque, por apresentarem conjuntos de fraturamentos mais desenvolvidos, permitindo uma interpretação mais confiável dos mesmos. Os locais referidos compreendem um sítio ao sul de Fortaleza, a Ponta do Iguapec e a Ponta de Jericoacoara (quadros 3, 4 e 5 na figura 5-11). Muitas das interpretações obtidas dos conjuntos de fraturas identificados foram baseadas na comparação com estruturas similares observadas na região da Grota da Fervedeira, conforme estudado por Menezes (1999) e Menezes & Jardim de Sá (1999) e discutido na Seção 5.3.2.

A – ORTOGNAISSES DO COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO ARQUEANO A PALEOPROTEROZÓICO NO AFLORAMENTO BCE-09 A SUDOESTE DE FORTALEZA

A caracterização da deformação frágil no substrato cristalino a sudoeste da cidade de Fortaleza (CE) foi efetuada pelo estudo em um afloramento principal (BCE-09), localizado a aproximadamente 20 km da capital do Estado do Ceará (quadro 3 na figura 5-11), na margem leste da rodovia BR-020.

O afloramento é constituído por *augen* gnaisses pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico arqueano a paleoproterozóico do Domínio Ceará-Central. Possuem composição granodiorítica a monzogranítica, contendo hornblenda, e são caracterizados por uma foliação S_n subvertical e de direção NE-SW, que contém lineações de estiramento de baixo *rake*. É provável que esta trama seja o resultado da superposição de estruturas dúcteis de diversas idades (bandamento metamórfico, dobramentos isoclinais, zonas de cisalhamento *etc.*), cuja origem pode remontar à Orogênese Brasileira (Neoproterozóico III/Eocambriano) ou mesmo a eventos tectono-metamórficos ainda mais antigos. Veios de quartzo subverticais apresentam direção principal ENE-WSW (prancha 5-8, fotografia 1) a E-W, e podem ser atribuídos a deformações dúcteis/frágeis a frágeis ocorridas em época tardibrasileira (Eocambriano a Eoordoviciano).

Além das estruturas formadas em regime dúctil e em condições de alta temperatura, foi reconhecida a atuação de fases de deformação em temperatura consideravelmente mais baixa e em regime frágil, diagnosticadas pela presença de alguns sistemas de fraturamento que cortam ou retrabalham todas as estruturas anteriores.

As fraturas no afloramento BCE-09 são subverticais e dividem-se entre quatro conjuntos: E-W, WNW-ESE, ENE-WSW e NW-SE (figura 5-21). Dos quatro conjuntos, as fraturas E-W (prancha 5-8, fotografias 2 e 3) são as mais comuns, e apenas as fraturas NW-SE não apresentam estrias; nos demais, estas são subhorizontais.

Todas as fraturas apresentam, como característica comum, preenchimentos por óxidos de ferro (prancha 5-8, fotografias 4 e 5), que constituem veios de espessura geralmente não superior a 2 mm. No entanto, nas fraturas de direção NW-SE, os preenchimentos são relativamente mais desenvolvidos o que, aliado à ausência de estrias discerníveis, permite indicar que estas estruturas correspondam a juntas de distensão. Ademais, em alguns locais as juntas NW-SE estão escalonadas em relação às fraturas E-W (prancha 5-8, fotografia 6), possibilitando inferir uma cinemática transcorrente dextral para estas últimas estruturas, cinemática esta que é reforçada pelos batentes presentes nos planos de fraturamento.

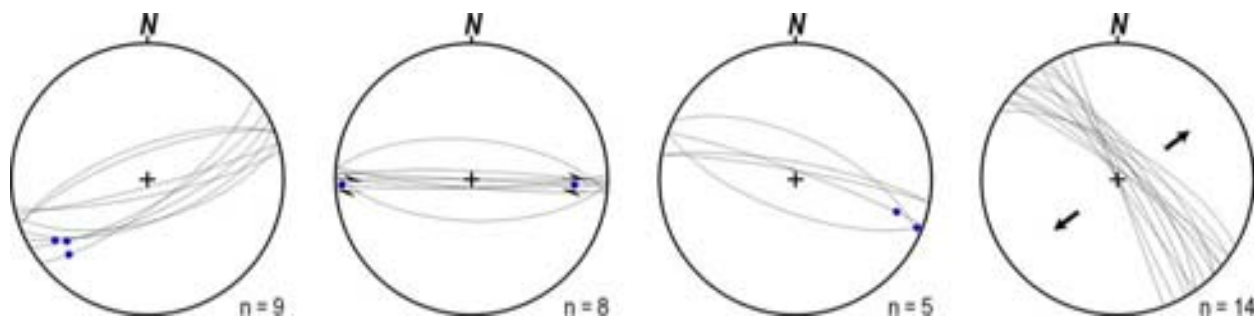


FIGURA 5-21: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para as fraturas mapeadas na região a sudoeste de Fortaleza (CE).

A cinemática dos demais conjuntos de fraturas não pôde ser seguramente determinada, uma vez que não foram reconhecidos marcadores deslocados em campo. Sua cinemática pode, contudo, ser tentativamente inferida pela relação com as fraturas de cisalhamento E-W e as juntas distensionais NW-SE. Neste sentido, como as fraturas de direção WNW-ESE e ENE-WSW apresentam estrias de baixo ângulo e assumindo que estas fraturas sejam contemporâneas aos outros dois conjuntos (como pode ser inferido pelo preenchimento comum em todas as estruturas), é possível considerar que tanto as fraturas WNW-ESE como as ENE-WSW também apresentem cinemática transcorrente dextral (figura 5-22). Não foi possível indicar com segurança um sentido de movimento para as fraturas de direção NE-SW. A presença de estrias de baixo ângulo é uma indicação de que as fraturas NE-SW possuam uma movimentação transcorrente.

Sendo assim, o arranjo espacial destes conjuntos de fraturas é sugestivo de um campo de tensões com σ_1 na direção NW-SE e σ_3 orientado conforme NE-SW, o que estaria relacionado à presença

PRANCHA 5-8

FOTOGRAFIA 1: Plano exposto de fratura, com direção E-W (o cabo do martelo aponta para o norte), afetando augen gnaiss na região a sudoeste de Fortaleza (CE) e contendo preenchimento por veio de quartzo, correlacionado aos últimos incrementos da deformação brasileira, já em regime frágil/dúctil.



FOTOGRAFIA 2: Fraturas de direção aproximadamente E-W (a tampa da caneta aponta para o norte) afetando augen gnaiss monzogranítico na região a sudoeste de Fortaleza (CE).



FOTOGRAFIA 3: Plano exposto de fratura com direção E-W (a tampa da caneta aponta para o norte) exibindo películas de óxido de ferro. Augen gnaiss na região a sudoeste de Fortaleza (CE). O quadro em amarelo indica a localização do detalhe mostrado na fotografia 4.



FOTOGRAFIA 4: Detalhe do plano de fratura E-W, ilustrado na fotografia 3, evidenciando a impregnação por óxido de ferro.



FOTOGRAFIA 5: Fratura com direção ENE-WSW, completamente impregnada por película de óxido de ferro. Augen gnaiss na região a sudoeste de Fortaleza (CE).



FOTOGRAFIA 6: Juntas distensionais com direção NW-SE em escalonamento com fraturas de cisalhamento E-W, indicando cinemática transcorrente dextral para estas. Note que as juntas de distensão sofrem deflexão para WNW-ESE próximo à fratura de cisalhamento. Região a sudoeste de Fortaleza (CE).

de falhas principais, transcorrentes dextrais e de direção E-W (figura 5-22). Em tal contexto, as fraturas E-W poderiam ser tidas com estruturas do tipo Y, enquanto que as juntas NW-SE corresponderiam a estruturas do tipo T da classificação de Riedel (figura 5-22). As fraturas WNW-ESE e as ENE-WSW possivelmente representariam estruturas sintéticas do tipo R e P, respectivamente (figura 5-22).

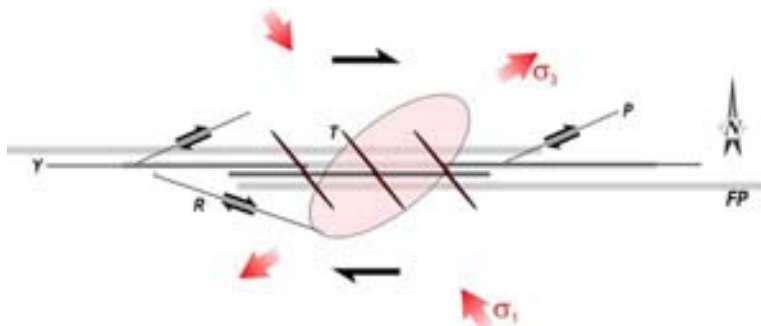


FIGURA 5-22: Regime cinemático e estado de esforços inferido a partir da análise das fraturas na região a sudoeste de Fortaleza (CE). O contexto definido mostra que as fraturas teriam sido originadas por um regime essencialmente transcorrente dextral relacionada a falhas principais (FP) atualmente de direção E-W.

Embora a orientação das fraturas e do campo de tensões associado sejam compatíveis com o que seria esperado para a tectônica do Cretáceo, devido ao rompimento do Gondwana e a origem da Margem Equatorial Atlântica, o tipo de preenchimento observado nas fraturas é muito similar àquele nas fraturas estudadas por Menezes (1999) e Menezes & Jardim de Sá (1999) na Grota da Fervedeira no Estado do Rio Grande do Norte (vide Seção 5.3.2), onde aqueles autores atribuem às mesmas uma idade neógena. Sendo assim, é possível que uma situação análoga seja encontrada no sítio do afloramento BCE-09, conquanto não possa ser descartado que o preenchimento por óxido de ferro também possa estar associado a uma atividade cretácea.

B – QUARTZITOS PALEOPROTEROZOÍCOS A MESOPROTEROZOÍCOS DO GRUPO CEARÁ NA PONTA DO IGUAPE

A **região da Ponta do Iguape** está localizada a cerca de 40 km a sudeste de Fortaleza (quadro 4 na figura 5-11). Em uma extensão de cerca de 1 km ao longo do litoral, afloram ortoquartzitos com sillimanita, correlacionáveis ao Grupo/Complexo Ceará, de idade paleo a mesoproterozóica. As rochas da Ponta do Iguape mostram evidências de superposição de deformações de níveis crustais e idades distintas, incluindo estruturas frágeis relativamente jovens.

O estágio de deformação mais antigo, em regime essencialmente dúctil, é caracterizado pela impressão de uma foliação S_1 bastante penetrativa, desenvolvida em fácies anfibolito alto, paralelizada ao acamamento (S_0) destas rochas. A trama S_1 possui uma orientação geral NE-SW, com mergulhos suaves a moderados para NW ou para SE (prancha 5-9, fotografia 1). Uma lineação de estiramento ou mineral L_1^X , dada por fitas de quartzo, mergulha moderadamente para NE ou ENE. Muito provavelmente este evento deformacional data da Orogênese Brasiliana, ou mesmo de um ciclo tectono-metamórfico mais antigo. Veios de quartzo, alojados ao longo de fraturas com mergulhos moderados a altos e orientações variadas, denotam uma deformação em temperatura mais amena (fácies xisto-verde baixo?), em regime

dúctil-frágil, que a reportada para o evento anterior, estando possivelmente relacionada aos últimos incrementos da deformação brasileira, durante o Eocambriano/Éoordoviciano. Os planos destas fraturas exibem lineações minerais definidas por fibras de quartzo, em geral de baixo ângulo e mergulhando principalmente para SW.

Todas estas estruturas são truncadas por um sistema de fraturamento relativamente importante (prancha 5-9, fotografias 1 e 2), que pode ser subdividido em quatro conjuntos de fraturas de direções distintas. Fraturas subverticais com direção NNW-SSE (figura 5-23) apresentam uma relativa tendência à abertura, compondo juntas distensionais. Localmente apresentam um padrão escalonado (estilo *en échelon*) com relação a falhas oblíquas de alto ângulo (prancha 5-9, fotografia 3). Falhas normais de baixo ângulo (prancha 5-9, fotografia 4), contendo estrias de alto ângulo constituídas por fibras de quartzo, também são estruturas relativamente comuns. Os demais conjuntos de fraturas apresentam características mais compatíveis com fraturas de cisalhamento (estrias subhorizontais e pouca ou nenhuma abertura). Tratam-se de estruturas de alto ângulo, com estrias também formadas por fibras de quartzo microcristalino, compreendendo fraturas com orientação NNE-SSW, WNW-ESE e ENE-WSW (figura 5-23). Não ficou evidente a indicação de movimento destas estruturas, devido à inexistência de marcadores cinemáticos. A partir da correlação com a orientação das juntas distensionais, é possível inferir que as fraturas WNW-ESE e ENE-WSW apresentem cinemática transcorrente dextral, enquanto que o conjunto com direção NNE-SSW exibiria uma cinemática transcorrente sinistral (figura 5-23).

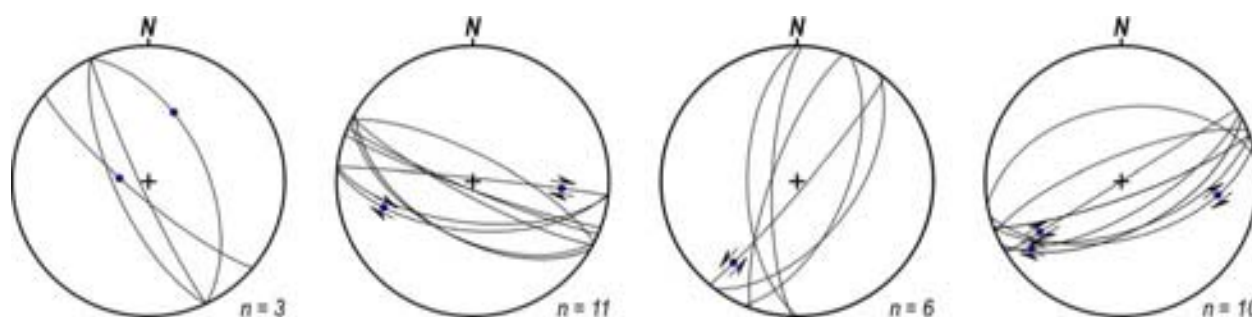


FIGURA 5-23: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para as fraturas mapeadas na região da Ponta do Iguape (CE). A cinemática atribuída às fraturas de cisalhamento foi inferida a partir de sua relação com as juntas distensionais.

Esta disposição denota que as fraturas com fibras de quartzo e as juntas distensionais associadas tenham sido desenvolvidas sob a aplicação de um campo de tensões regional no qual σ_1 seria horizontal e possuiria direção NW-SE (figura 5-24). Em contrapartida, σ_3 , também horizontal, estaria orientado na direção NE-SW (figura 5-24). Variações locais nas tensões poderiam explicar a presença das falhas normais. Este estado de esforços é idêntico àquele caracterizado pelas fraturas nos ortognaisses a sudoeste de Fortaleza e, como tal, sua origem pode ser creditada aos esforços que levaram à formação da Margem Equatorial Atlântica no Cretáceo Inferior, por meio da instalação de falhas transcorrentes dextrais E-W (que mais tarde viriam a evoluir para falhas transformantes de mesma cinemática). Além disto, a orientação das juntas de distensão, em ambos os afloramentos (que, em média, encontram-se sob

PRANCHA 5-9



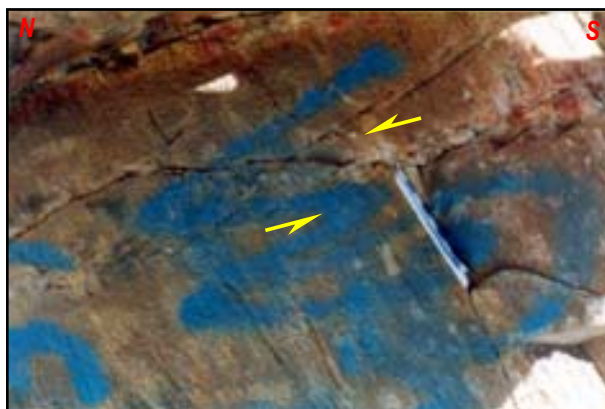
FOTOGRAFIA 1: Ortoquartzito pertencente ao Grupo/Complexo Ceará aflorante na região da Ponta do Iguape (CE), exibindo acamamento com mergulho moderado para SW. Notar o importante fraturamento que afeta esta litologia.



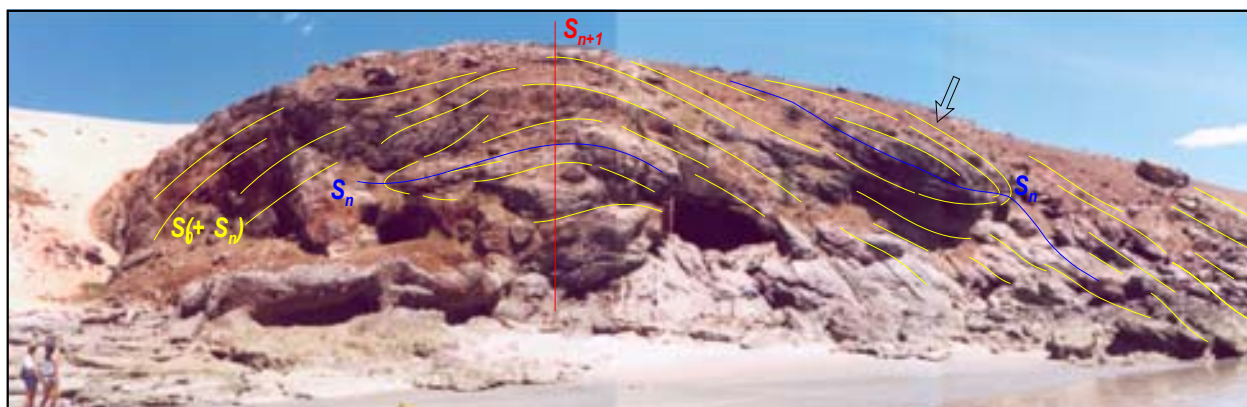
FOTOGRAFIA 2: Conjuntos de fraturas com direções variadas afetando os ortoquartzitos da Ponta do Iguape (CE) (o cabo do martelo aponta para o norte). Note o escalonamento do conjunto de fraturas NNE-SSW no centro da fotografia, indicando cinemática normal.



FOTOGRAFIA 3: Falhas oblíquas (movimento normal indicado pelas setas amarelas e movimento transcorrente sinistral indicado pelas setas pretas) com direção aproximadamente NW-SE (o cabo do martelo aponta para o norte) e apresentando juntas dimensionais subverticais escalonadas. Ponta do Iguape (CE).



FOTOGRAFIA 4: Protofalha normal de baixo ângulo e com direção E-W, com escalonamento de fraturas subsidiárias (fraturas T? em relação à falha principal). Ponta do Iguape (CE).



FOTOGRAFIA 5: Dobramento aberto F_{n+1} com superfície axial (S_{n+1} - em vermelho) subvertical com direção NE-SW, que retrabalha uma superfície tectônica mais antiga (S_n - em azul). Na porção direita do mosaico, notar a presença de uma dobra isoclinal recumbente (indicada pela seta em amarelo) que afeta o acamamento (S_0 - em amarelo) do ortoquartzito, originando uma superfície composta S_0+S_n . Ponta de Jericoacoara (CE).

ângulos maiores que 45° com relação às falhas tran scorrrentes E-W), indica um regime cinemático transpressivo (figura 5-24).

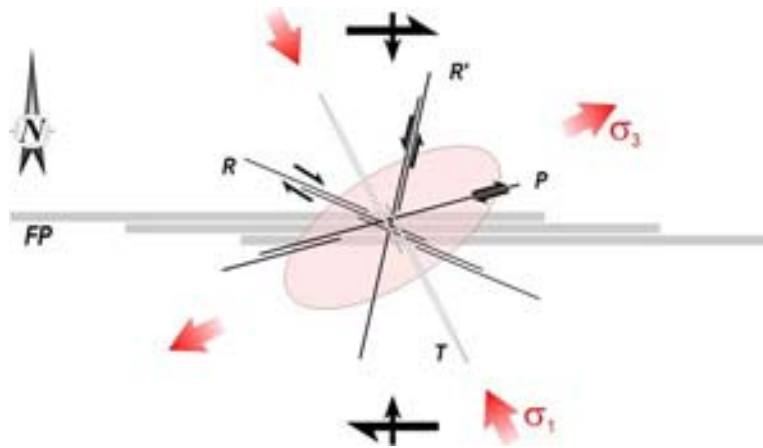


FIGURA 5-24: Regime cinemático e estado de esforços inferido a partir da análise das fraturas na Ponta do Iguape (CE). O contexto definido mostra que as fraturas teriam sido originadas por um regime dominado por transpressão dextral relacionada a falhas principais (FP) atualmente de direção E-W na Margem Equatorial Atlântica.

C – QUARTZITOS MESOPROTEROZÓICOS A NEOPROTEROZÓICOS DO GRUPO SÃO JOAQUIM NA PONTA DE JERICOACOARA

A **área de Jericoacoara**, localizada na porção noroeste do Estado do Ceará (quadro 5 na figura 5-11), compreende uma faixa do litoral que apresenta uma expressiva seção de quartzitos correlacionáveis ao Grupo São Joaquim, de idade meso a neoproterozóica, que afloram em meio a um extenso campo de dunas fixas e móveis holocênicas. Tratam-se principalmente de ortoquartzitos, localmente com sillimanita, exibindo intercalações de itabiritos e rochas metabásicas. Os quartzitos apresentam acamamento razoavelmente bem preservado, todavia compondo uma superfície composta com uma foliação (S_n) subparalela. Evidências de várias fases de deformação, em diferentes temperaturas e níveis crustais, foram caracterizadas na região.

O estágio de deformação dúctil pode ser correlacionado ao Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico III/Eocambriano), tendo sido desenvolvido em fácies anfibolito alto e caracterizado por uma trama SL bastante penetrativa, em geral de baixo ângulo (figura 5-25), que afeta o acamamento S_0 (prancha 5-9, fotografia 5). Dobras recumbentes, isoclinais ou intrafoliais (F_n) (prancha 5-9, fotografia 5), estão relacionadas a esta fase de deformação. A análise estrutural e cinemática dessa trama SL permite esboçar um modelo de piso e rampa lateral de empurrões com transporte tectônico para NNE (Carvalho Costa *et al.* 2001a). Dobras suaves a abertas e crenulações (S_{n+}) retrabalham tanto o acamamento como as estruturas S_n (prancha 5-9, fotografia 5). Em um estágio subsequente, observa-se a implantação de zonas de cisalhamento em regime dúctil-frágil, além de veios de quartzo e fraturas com fibras de quartzo, todos relacionados aos últimos pulsos da deformação brasileira.

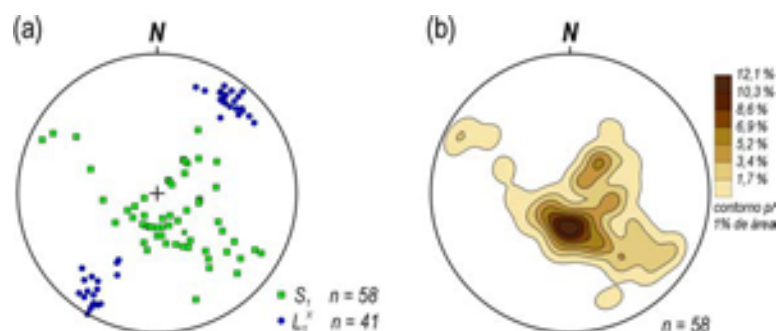


FIGURA 5-25: Estereogramas de Schindt (hemisfério inferior) para (a) os pólos de S_1 (quadrados verdes) e para as lineações de estiramento L_1^x (círculos azuis) na Ponta de Jericoacoara (CE). A superfície S_1 apresenta, em geral, mergulhos suaves para NE (b).

As mais notáveis estruturas observadas nos quartzitos da região de Jericoacoara foram originadas por uma intensa deformação frágil. São observados dois sistemas de fraturamentos bastante penetrativos e bem distribuídos, que podem ser associados a, pelo menos, dois eventos deformacionais distintos, cada qual com cinemática, estilo e idade distintos. A distinção entre os dois sistemas de fraturamento foi baseada, sobretudo, em critérios como a orientação dos mesmos, cinemática e a relação (ou não) com fluidos mineralizantes, enquanto que a cronologia relativa entre ambos foi determinada, principalmente, por evidências de reativação do sistema mais antigo.

O sistema mais antigo (fraturas D_1), que ocorre ao longo de toda a extensão do afloramento, é caracterizado por dois conjuntos principais de estruturas. Fraturas de alto ângulo e de direção principal NW-SE (figura 5-26a) demonstram tendência à abertura podendo ser caracterizadas, assim, como juntas distensionais (prancha 5-10, fotografia 1), exibindo estruturas plumosas com eixo subhorizontal (prancha 5-10, fotografia 2). As juntas constituem o principal conjuntos de fraturas e geralmente estão escalonadas em relação a falhas normais (prancha 5-10, fotografia 3) com direção WNW-ESE (figura 5-26b).

Um segundo conjunto de fraturas, relacionado ao sistema D_1 , ocorre de maneira mais local e de modo mais espaçado, em comparação às juntas distensionais. Estas estruturas exibem direção principal ENE-WSW (localmente E-W), em geral são subverticais (figura 5-26c) e mostram-se, via de regra, mais fechadas que as anteriores, não obstante possam exibir pequenas componentes de abertura em certos casos. A presença usual de estrias de abrasão subhorizontais, o deslocamento local de marcadores como veios de quartzo e a associação com juntas distensionais escalonadas indicam uma cinemática transcorrente dextral para as fraturas do segundo conjunto. Estruturas-em-dominó formadas em sítios transtrativos das fraturas ENE-WNW coadunam a cinemática dextral (prancha 5-10, fotografia 4).

A associação entre as juntas distensionais e falhas de movimento oblíquo (normal + transcorrente dextral – prancha 5-10, fotografias 5 e 6) também funciona como indicador cinemático para o conjunto de fraturas ENE-WSW.

Um terceiro conjunto de fraturas com direção WNW-ESE também apresenta cinemática transcorrente dextral (figura 5-26d).

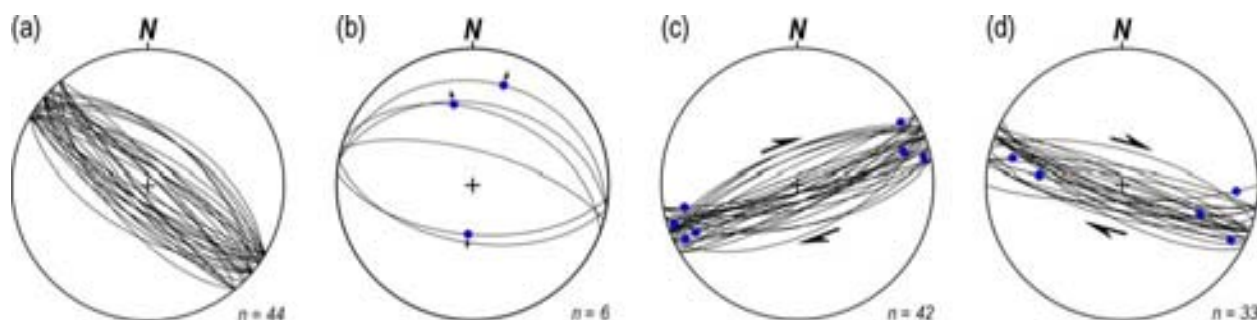


FIGURA 5-26: Estereogramas de Schimidt (hemisfério inferior) para as fraturas e as respectivas estrias relacionadas ao sistema D_1 na região da Ponta de Jericoacoara. (a) Juntas distensionais; (b) falhas normais; (c) e (d) falhas transcorrentes dextrais.

Comparadas às fraturas nos quartzitos relacionadas à deformação tardibrasileira, as fraturas do sistema D_1 apresentam feições (ausência dos preenchimentos típicos das fraturas tardibrasileiras, como quartzo macrocristalino; presença local de fibras finas de quartzo) que possibilitam associá-las a condições PT mais brandas, denotando que a deformação frágil ocorreu em níveis crustais relativamente rasos. Adicionalmente, a interferência local das fraturas do sistema D_1 sobre as fraturas tardibrasileiras (prancha 5-10, fotografia 3) assinala a idade mais jovem para as primeiras.

Em conjunto, as fraturas do sistema D_1 podem ser associadas a um regime cinemático de transcorrência dextral, com σ_1 oscilando entre WNW-ESE e NW-SE, e com um σ_3 que pode variar de NNE-SSW a NE-SW (figura 5-27), relacionado a um ou mais planos de falha de direção E-W. Este regime pode ser correlacionado à tectônica do Cretáceo Inferior. Neste contexto, as juntas distensionais podem ser interpretadas como fraturas do tipo T de Riedel (com falhas normais associadas), enquanto que as falhas transcorrentes são correlacionadas a fraturas sintéticas do tipo P (ENE-WSW) e R (WNW-ESE) (Carvalho Costa *et al.* 2001; 2002).

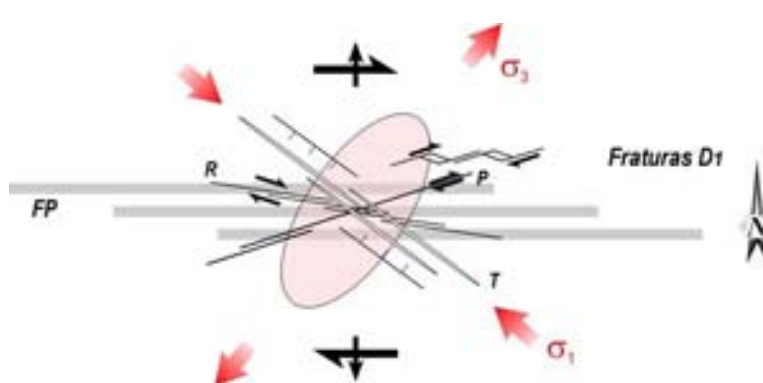


FIGURA 5-27: Regime cinemático e estado de esforços inferido a partir da análise das fraturas relacionadas ao sistema D_1 na Ponta de Jericoacoara (CE). O contexto definido mostra que as fraturas teriam sido originadas por um regime dominado por transtensão dextral relacionada a falhas principais (FP) atualmente de direção E-W. Os afloramentos devem estar situados nas proximidades de uma falha principal, provavelmente localizada costa afora.

As estruturas do sistema D_1 exibem reativações durante um segundo estágio de deformação frágil (sistema D_2), registrado notadamente entre a porção central e o extremo leste do afloramento de quartzitos. A característica mais marcante das fraturas do sistema D_2 é seu preenchimento constante por óxidos e hidróxidos de ferro (possivelmente goethita) e calcedônia (prancha 5-11, fotografias 1a e 1b, respectivamente). As fraturas do sistema D_2 são tipificadas por um padrão de reativação bastante

complexo, no qual estão presentes juntas de distensão, fraturas de cisalhamento e exemplos com comportamento híbrido.

Juntas distensionais apresentam direção WNW-ESE a NW-SE (figura 5-28a) e estão, via de regra, escalonadas em relação a falhas transcorrentes dextrais de direção E-W (prancha 5-11, fotografia 2) a ENE-WSW (figura 5-28b). Fraturas de cisalhamento com cinemática sinistral exibem direção NE-SW (figura 5-28c). Todas as fraturas podem estar preenchidas por calcedônia e por óxido de ferro, embora os preenchimentos silicosos sejam mais comuns nos quartzitos próximos à porção leste da faixa de afloramentos.

Estruturas-em-dominó, desenvolvidas em sítios transtrativos das fraturas de cisalhamento (prancha 5-11, fotografia 3), também estão normalmente preenchidas por óxido de ferro e corroboram a cinemática transcorrente dextral destas fraturas. Protofalhas transcorrentes sinistrais de direção NNW-SSE afetam tardiamente as fraturas WNW-ESE, imprimindo um dobramento suave (estilo *kink*) nestas estruturas que, por sua ocasião, também dá origem a sítios transtrativos com concentração de precipitados ferruginosos (prancha 5-11, fotografia 4). Em algumas porções do afloramento, as falhas transcorrentes sinistrais apresentam direções que oscilam entre N-S e NNE-SSW (figura 5-28d), e definem porções de intensa cataclase no quartzito hospedeiro (prancha 5-11, fotografia 5), e originando verdadeiras "bandas de cataclasitos" que podem atingir dois ou três decímetros de espessura.

Juntas distensionais, associadas às fraturas anteriores, possuem direção principalmente NNW-SSE a NW-SE (figura 5-28a). Os componentes de distensão também se mostram razoavelmente bem desenvolvidos em todas as falhas transcorrentes (como denotado pelos constantes preenchimentos), podendo ser reconhecidas situações extremas em alguns pontos da faixa de afloramentos, em que existem evidências de expansão geral no plano horizontal (prancha 5-11, fotografia 6), possivelmente associada a pressões de fluidos elevadas (atuação de um mecanismo de fraturamento hidráulico).

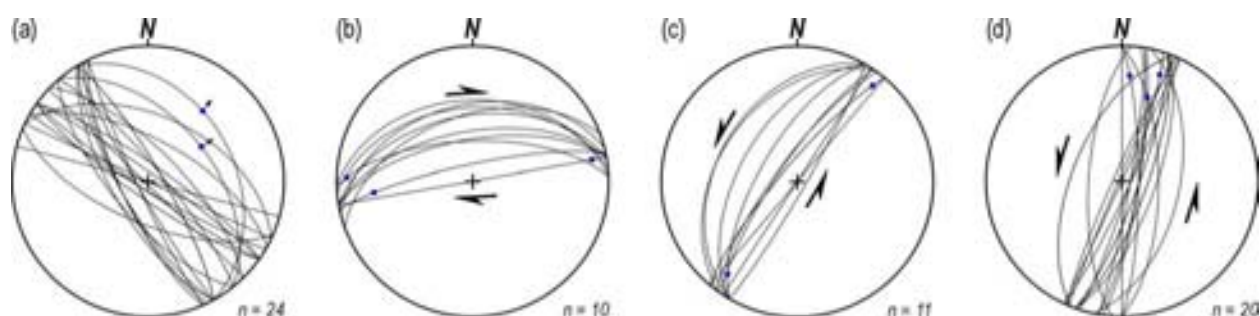


FIGURA 5-28: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para as fraturas e as respectivas estrias relacionadas ao sistema D_2 na região da Ponta de Jericoacoara (CE). (a) Falhas normais (indicadas pelas estrias) e juntas distensionais; (b) falhas transcorrentes dextrais; (c) e (d) falhas transcorrentes sinistrais.

A composição mineralógica dos preenchimentos, em particular daqueles formados por óxidos de ferro, e o padrão cinemático complexo denotado pelas estruturas, assemelham-se àqueles observados

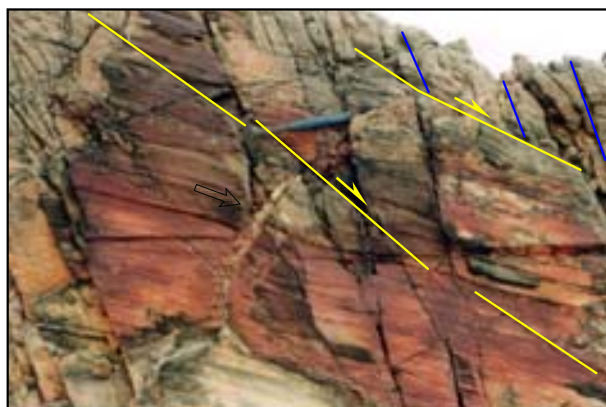
PRANCHA 5-10



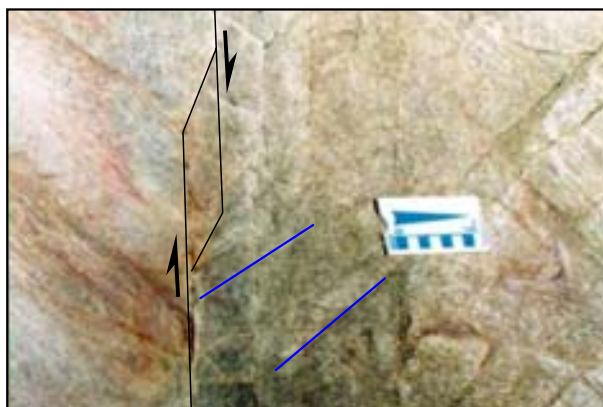
FOTOGRAFIA 1: Juntas distensionais com direção NW-SE, representando o principal conjunto de fraturas relacionadas ao sistema D1 na Ponta de Jericoacoara (CE). Notar a alta densidade e a regularidade no espaçamento das fraturas.



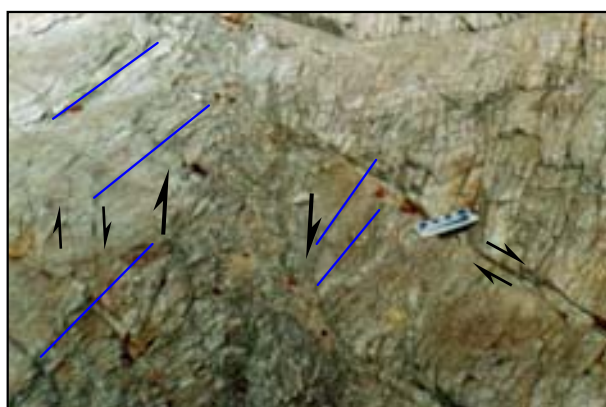
FOTOGRAFIA 2: Estrutura plumosa observada em uma junta distensional de direção NW-SE. O eixo da estrutura indica a direção de compressão máxima que a originou. Ponta de Jericoacoara (CE).



FOTOGRAFIA 3: Juntas distensionais (em azul) com direção NW-SE (o cabo do martelo indica o norte), escalonadas em relação a falhas normais (em amarelo) de ângulo baixo a moderado também de direção NW-SE, ambas relacionadas ao sistema D1. Notar a interferência das fraturas do sistema D1 sobre um veio de quartzo tardibrasiliânico (seta em verde). Jericoacoara (CE).



FOTOGRAFIA 4: Falha E-W transcorrente dextral apresentando sítio transtrativo onde foi originada uma estrutura-em-dominó. Juntas distensionais escalonadas (traços em azul) coadunam a cinemática interpretada. Ponta de Jericoacoara (CE).

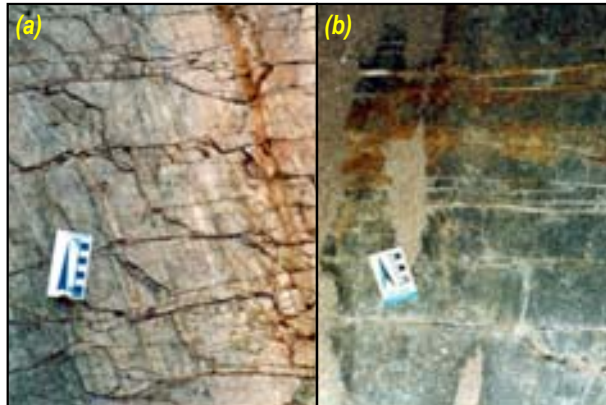


FOTOGRAFIA 5: Zona de falha oblíqua (normal + transcorrente dextral) de direção WNW-ESE, com juntas distensionais (em azul) escalonadas orientadas segundo NW-SE. Observar a presença de falhas transcorrentes dextrais escalonadas em relação à falha principal. O movimento normal pode ser observado na fotografia 5. Ponta de Jericoacoara (CE).



FOTOGRAFIA 6: Corte vertical da falha oblíqua mostrada na fotografia 5 evidenciando a movimentação normal da mesma, inferida a partir do escalonamento com juntas distensionais (em azul) NW-SE. Ponta de Jericoacoara (CE).

PRANCHA 5-11



FOTOGRAFIA 1: Fraturas com direção ENE-WSW a WNW-ESE relacionadas ao sistema D2 e mostrando preenchimentos por óxido de ferro (a) e calcedônia (b). Observe ainda na fotografia à esquerda a presença de fraturas com orientação NW-SE, NNW-SSE e WNW-ESE. Ponta de Jericoacoara (CE).



FOTOGRAFIA 2: Falha transcorrente dextral de direção E-W associada a juntas distensionais escalonadas WNW-ESE. O baixo ângulo entre as juntas e a falha indica um contexto transtrativo. Notar que ambos conjuntos apresentam preenchimento por calcedônia, mais desenvolvido nas fraturas WNW-ESE. Ponta de Jericoacoara (CE).



FOTOGRAFIA 3: Estruturas em dominó preenchidas por óxido de ferro. Estas estruturas são desenvolvidas em sítios transtrativos de falhas transcorrentes dextrais com direção WNW-ESE relacionadas ao sistema de fraturas D2 na Ponta de Jericoacoara (CE).



FOTOGRAFIA 4: Fraturas WNW-ESE (o cabo da marreta aponta para o norte) relacionadas ao sistema D2, afetadas por dobramento frágil/dúctil em estilo kink. A partir do dobramento e do desenvolvimento dos sítios transtrativos com maior concentração de óxido de ferro, pode ser inferida uma protofalha transcorrente sinistral com direção N-S/NNE-SSW.



FOTOGRAFIA 5: Falha transcorrente sinistral com direção N-S, preenchida por óxido de ferro e mostrando forte cataclase da rocha hospedeira, como evidenciado pela presença de fragmentos de quartzito em meio ao veio de óxido.



FOTOGRAFIA 6: Diversos conjuntos de fraturas, com direções variadas, mostrando preenchimento por óxido de ferro. As características destas estruturas permitem inferir um processo de expansão geral na superfície do afloramento, provavelmente associado a pressões de fluidos elevadas. O cabo da marreta aponta para o norte. Ponta de Jericoacoara (CE).

nas fraturas com goethita encontradas na região da Grotta da Fervedeira (Menezes 1999; vide também Seção 5.3.2 neste Capítulo). Menezes (1999) e Menezes & Jardim de Sá (1999) interpretam esses precipitados como lixiviações de rochas vulcânicas básicas (que são ricas em minerais ferromagnesianos) e/ou envolvendo contribuição direta de exalações vulcânicas. Neste sentido, é admissível indicar uma fonte similar para os fluidos ricos em ferro que caracterizam o Sistema de fraturas 2 nos quartzitos de Jericoacoara. Os veios de calcedônia também podem ter sido originados por ambos processos, uma vez que a sílica necessária para formar estes veios poderia provir da dissolução dos próprios quartzitos ou ser liberada, igualmente, a partir de rochas vulcânicas.

5.5 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS E A RELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA BRASILEIRA

A integração dos estudos realizados ao longo da porção setentrional do Estado do Ceará permite definir uma evolução tectono-estrutural bastante complexa para este segmento da Margem Equatorial Atlântica. A partir dos dados expostos ao longo deste Capítulo, é possível distinguir, na região, uma seqüência de eventos de deformação frágil cujas idades remontam a períodos que pré-datam a própria instalação da Margem Equatorial e culminam no Neógeno (vide Seção 4.3 e figura 4-1, no Capítulo 4).

Assim, podem ser definidos ao menos quatro grandes eventos de deformação frágil para este segmento da Margem Equatorial Atlântica, que tomaram lugar após o término da deformação dúctil relacionada à colagem do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano durante o Neoproterozóico: (i) uma deformação associada aos últimos pulsos da Orogênese Brasileira/Pan-Africana na transição Neoproterozóico III/Cambriano; (ii) uma deformação pós-siluriana (cretácea?) associada à reativação da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; (iii) uma deformação cretácea associada à instalação da Margem Equatorial Atlântica, a qual também poderia incluir as estruturas referidas no evento (ii); e (iv) uma deformação durante o Neógeno, que também pode incluir eventos mais recentes.

A distinção entre cada um destes eventos foi realizada por meio da identificação e interpretação de atributos como regime e condições PT de deformação, estilo estrutural, cinemática e orientação das estruturas, além da identificação dos marcadores estratigráficos afetados.

5.5.1 – TECTÔNICA FRÁGIL NO FINAL DO NEOPROTEROZÓICO E INÍCIO DO PALEOZÓICO

O primeiro registro de deformações frágeis pôde ser constatado nas áreas onde ocorre a exposição de rochas do substrato cristalino pré-cambriano do Estado do Ceará, o que inclui a região a sudoeste de Fortaleza, as pontas do Iguape e de Jericoacoara, e a região de Santana do Acaraú. Nestas áreas, veios de quartzo e diques de aplito/pegmatito preenchem fraturas originadas em regime dúctil/frágil a frágil. Os *slickenlines* são normalmente constituídos por fibras e acículas de minerais como epídoto,

clorita, muscovita e sericita, além do próprio quartzo, o que indica que o fraturamento tenha sido desenvolvido sob condições de temperatura e pressão comparativamente elevadas. Estas fraturas são normalmente desenvolvidas em continuidade cinemática com zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais brasileiras, em sua maior parte de direção NE-SW e, em geral, posicionam-se como juntas de distensão escalonadas em relação a estas estruturas, ou ocorrem de modo paralelo a elas. Isto permite concluir que os veios e diques teriam sido originados graças a um *continuum* da deformação associada ao Ciclo Orogenético Brasileiro, operando em nível crustal mais raso, podendo ser referidas como fraturas "tardibrasilianas" provavelmente originadas entre o final do Neoproterozóico e o Eossiluriano.

Em geral, a posição das fraturas com relação às zonas de cisalhamento denuncia um campo de tensões com encurtamento na direção entre E-W e ENE-WSW, e estiramento variando de N-S a NNE-SSW, corroborando a cinemática transcorrente dextral das zonas miloníticas.

5.5.2 – TECTÔNICA FRÁGIL PÓS-BRASILIANA (PÓS-SILURIANO, CRETÁCEO)

Sistemas de fraturas denotando uma importante deformação pós-Brasileira (mais jovens que as estruturas tardibrasilianas) foram mapeados nas rochas sedimentares do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú e nas rochas do substrato cristalino pré-cambriano das regiões de Fortaleza, Ponta do Iguape e Ponta de Jericoacoara.

No corpo siliciclástico de Santana do Acaraú, na região a nordeste da cidade homônima, a reativação frágil da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, de direção NE-SW, ocasionou o desenvolvimento de um sistema de fraturas (D_1) cuja cinemática e orientação denotam um campo de tensões com σ_1 na direção NW-SE e σ_3 orientado conforme NE-SW. Este sistema de fraturas associa-se à reativação transcorrente sinistral da referida zona de cisalhamento.

Nas regiões de Fortaleza, Ponta do Iguape e Ponta de Jericoacoara, ocorre um sistema de fraturamento principal composto por falhas transcorrentes de direção E-W com juntas distensionais NW-SE, cujo escalonamento é compatível com a cinemática dextral imposta pelo regime de evolução transcorrente/transformante da Margem Equatorial Atlântica. Fraturas subordinadas orientam-se de acordo com direções que podem ser interpretadas como estruturas de segunda ordem do tipo P, R e R'. Nos três casos, é clara a atuação de um regime cinemático regional dominado por uma tectônica transcorrente dextral de direção aproximadamente E-W. Em Jericoacoara, a disposição das fraturas denuncia um estado de esforços governado principalmente por transtensão. Vale salientar que a direção E-W é, *grosso modo*, a orientação atual da Margem Equatorial Atlântica, sendo bastante provável que, na época da formação destas estruturas, esta orientação fosse outra.

A partir das estruturas frágeis caracterizadas em todos estes casos (fraturas do sistema D_1), é possível inferir um campo de esforços caracterizado por contração (σ_1) NW-SE e (σ_3) distensão NE-

SW. Este campo é esperado ter operado no Cretáceo Inferior, relacionado à ativação de uma tectônica transcorrente/transformante dextral (Azevedo 1991; Matos 2000), de direção E-W (referida em relação à posição atual da Placa Sul-Americana) (figura 5-29). O regime cinemático regional gerou situações particulares em algumas áreas, de modo que na Ponta de Jericoacoara as fraturas do sistema D₁ denotam um contexto transtrativo, enquanto que nas demais áreas, a deformação transpressional é predominante, especialmente na região de Santana do Acaraú, ao longo de um segmento da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (figura 5-29). A orientação do eixo (NE-SW) do dobramento impresso no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú, assumido como de idade pós-litificação, é condizente com esta deformação transpressional (figura 5-29).

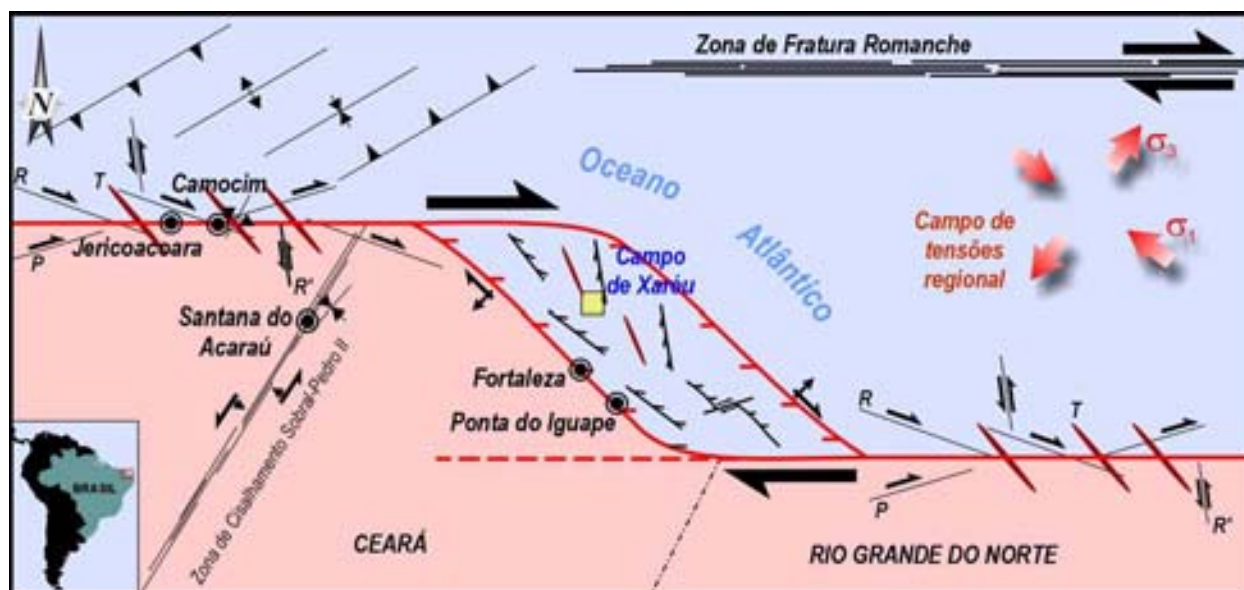


FIGURA 5-29: Contexto cinemático ao qual estaria submetido a Margem Equatorial Atlântica no Cretáceo Inferior. O desenvolvimento das estruturas frágeis em Santana do Acaraú, Fortaleza, Iguape e Jericoacoara deve ter sido condicionado por esta tectônica, durante a abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Por simplificação, a contraparte africana foi omitida.

A tectônica transcorrente deve ter iniciado quando as placas Sul-Americana e Africana ainda compunham uma única massa, durante os primeiros pulsos que culminariam com o rompimento do Gondwana e a conseqüente abertura do Oceano Atlântico Equatorial na região. Este regime tectônico deve ter comandado a implantação da estruturação principal do Campo de Xaréu (figura 5-29).

5.5.3 – TECTÔNICA FRÁGIL DO CENOZÓICO

O registro da deformação atribuída ao Cenozóico ocorre de forma mais complexa do que os eventos frágeis mais antigos, de modo que vários estilos e regimes cinemáticos puderam ser constatados.

Nos ortognaisses da região a sudoeste de Fortaleza e nos quartzitos da Ponta de Jericoacoara ocorrem fraturas contendo óxidos de ferro (em Jericoacoara também ocorrem preenchimentos de calcedônia), que são tentativamente interpretadas como reativações neógenas dos fraturamentos

originados no Cretáceo, não obstante a formação desses precipitados (ou, ao menos, de parte) também pudesse ter ocorrido durante a evolução cretácea; a formação de novas fraturas também foi identificada.

A orientação das estruturas do sistema D₂ em Jericoacoara permite inferir um campo de tensões variável no decorrer do tempo geológico, no qual σ_3 poderia ter oscilado entre as direções ENE-WSW e NNE-SSW (figura 5-30). Tendo em vista a ocorrência de rejeitos predominantemente normais ou transcorrentes, esta variação aparenta ter sido acompanhada por uma permuta entre as posições de σ_1 e σ_2 no plano horizontal, induzida por variações locais na pressão dos fluidos percolantes, atuando contrariamente à carga da coluna de rochas.

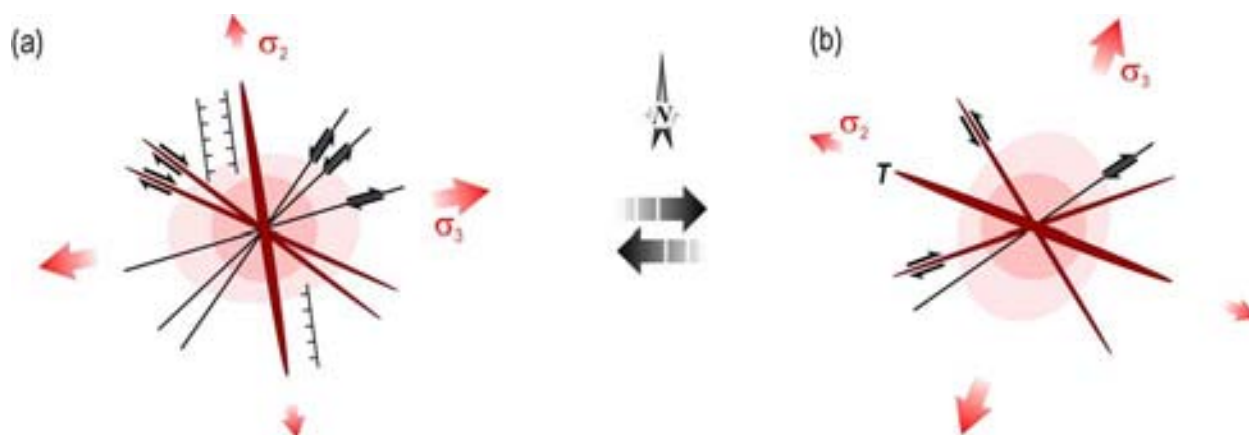


FIGURA 5-30: Regimes cinemáticos e orientação dos campos de tensões inferidos a partir da análise das fraturas relacionadas ao sistema D₂ em Jericoacoara (CE). A permuta entre os eixos σ_2 e σ_3 tipifica a deformação do Neógeno na região.

Tal contexto é sugestivo da ocorrência, nesta região da Província Borborema, de um regime tectônico similar àquele encontrado nos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba, onde é admitido que o aquecimento litosférico por uma pluma mantélica (à qual o Vulcanismo Macau/Mecejana estaria relacionado), durante o Neógeno, conduziu à formação de uma região dômica (o soerguimento do Planalto da Borborema). Este soerguimento conduziria a um regime de expansão geral no plano horizontal (Jardim de Sá *et al.* 1999), na crosta superior, com eixo principal de distensão na direção E-W (vide Seção 4.3.3 no Capítulo 4 e Seção 5.3.2, neste Capítulo). É incerto que a mesma estrutura dômica seja o elemento responsável ou contribuinte à deformação que originou as fraturas do sistema D₂ em Jericoacoara (sobretudo devido à distância que separa a região do foco das deformações nos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba). Todavia, deve ser notada a ocorrência de centros vulcânicos correlatos ao Vulcanismo Macau, ao norte da área e ao longo da plataforma continental adjacente (ver também Seção 2.2.4 no Capítulo 2), os quais poderiam atuar de modo semelhante, no tocante à deformação dômica e como fonte dos fluidos. Este modelo incorpora a idade neógena atribuída à deformação (fraturas do sistema D₂). O soerguimento crustal deve ser interpretado como um mecanismo auxiliar na geração/reativação das fraturas mais jovens em Jericoacoara. O padrão estrutural observado deve, de fato, ser o reflexo da interação com o campo de tensões resultantes da expansão da Dorsal Mesoatlântica

e a compressão provocada pela Orogênese Andina (vide figura 4-1), no contexto específico da Margem Equatorial Atlântica.

Em Camocim, a disposição dos dobramentos e de seus respectivos eixos define uma situação principal com contração WNW-ESE (eventualmente NW-SE) e distensão NNE-SSW. Costa afora, na Sub-Bacia de Icarai, dobramentos com orientação similar, afetando camadas cretáceas, foram mapeados por Castro (1992). A direção NNE-SSW dos eixos poderia retratar um contexto transtrativo maior (relacionado a possíveis falhas transcorrentes dextrais E-W), ou a um *jog* transpressivo ao longo de lineamentos E-W. A transtração poderia ser resultante da somatória do campo de tensões reliquiar do Cretáceo (com contração NW-SE), suposto como atualmente vigente nas terminações das zonas de fraturas E-W, com um regime de compressão geral na direção E-W (figura 5-31; ver também figura 5-29). Uma outra explicação poderia residir na reorientação local deste sistema de esforços, graças à deflexão ao longo de descontinuidades como zonas de cisalhamento brasileiras, zonas de fraturas transformantes ou a própria linha de costa.

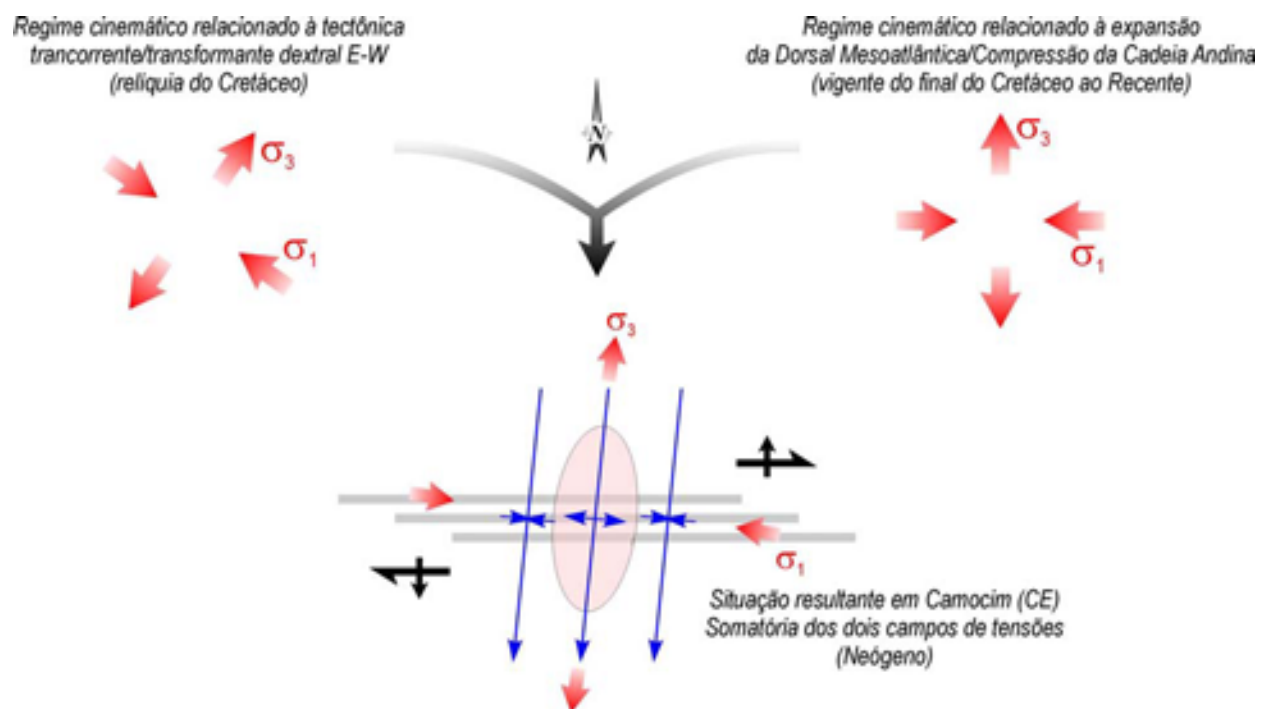


FIGURA 5-31: Modelo cinemático explicando a ocorrência de dobramentos com eixo NNE-SSW afetando conglomerados na Formação Camocim (Mioceno) na região homônima. A orientação atualmente observada nos eixos seria resultante da interação do campo de tensões remanescente da tectônica cretácea e o atualmente em vigor no interior da Placa Sul-Americana, definido por contração E-W.

Espera-se que este segundo regime tectônico também esteja presente no Campo de Xaréu. Deve ser observado que o mesmo coincide com a idade do episódio final de maturação e migração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar (Bertani *et al.* 1990).

PARTE III

GEOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU



CAPÍTULO 6

Estratigrafia e Geologia do Campo de Xaréu

A caracterização geológica do Campo de Xaréu foi efetuada lançando mão da interpretação de 16 seções sísmicas migradas em profundidade (figura 6-1), suítes de perfis geofísicos de 9 poços (raios gama, resistividade e densidade), 36 testemunhos de sondagem (figura 6-2 e tabela 6-1), e cerca de 100 seções delgadas dos testemunhos, o que possibilitou identificar no Campo as principais unidades litoestratigráficas, suas relações e respectivas composições litológicas. A análise dos testemunhos de sondagem, que amostram o intervalo superior da Formação Paracuru permitiu caracterizar litológica e petrograficamente suas litofácies mais importantes.

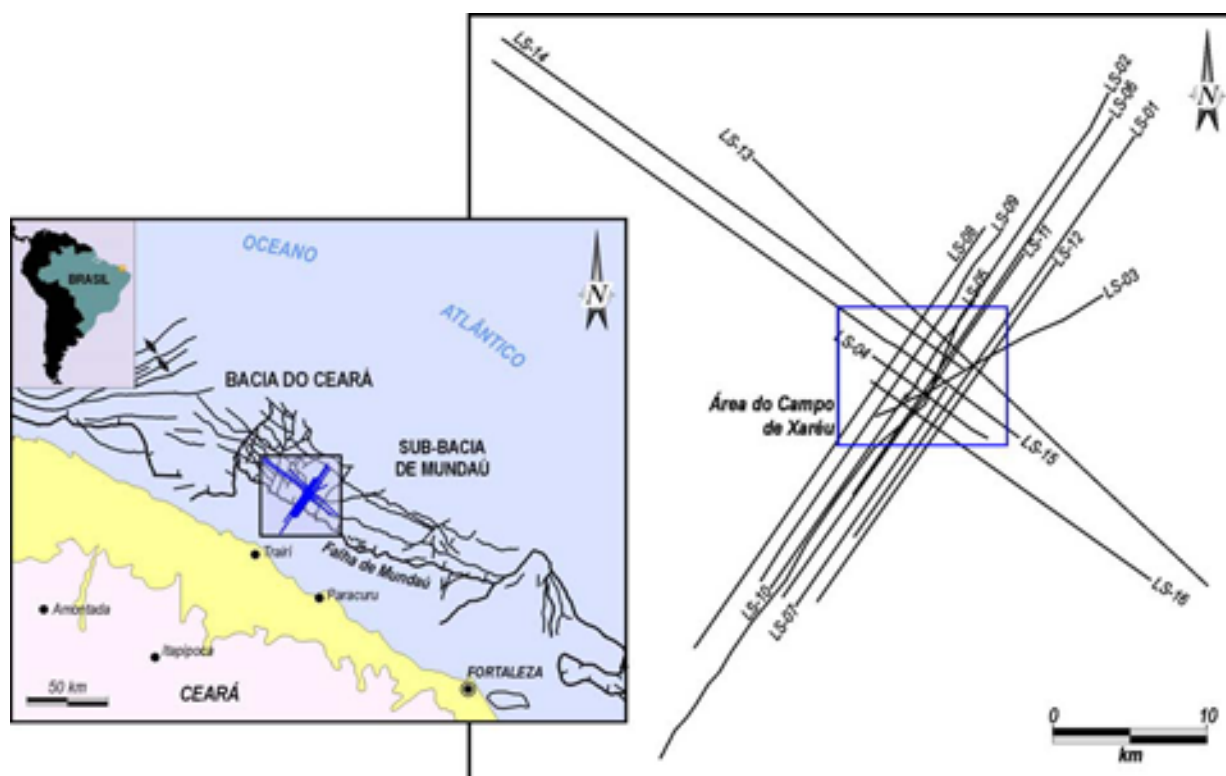


FIGURA 6-1: Mapas de localização do Campo de Xaréu e de disposição das linhas sísmicas interpretadas. Arcabouço estrutural da Bacia do Ceará compilado de Zalán (1985), Castro (1992), PETROBRAS (1996) e Matos et al. (1996).

O Campo é caracterizado por uma associação de diversas unidades litoestratigráficas que são o reflexo de uma evolução sedimentar caracterizada por sedimentações lacustres associadas às fases iniciais de formação do campo, durante o Cretáceo Inferior, seguidas por depósitos marinhos que retratam uma alternância de episódios de transgressão e regressão marinhas instaladas a partir do Cretáceo

Superior. A característica principal do Campo é seu controle por falhas normais e/ou oblíquas de direção NW-SE.

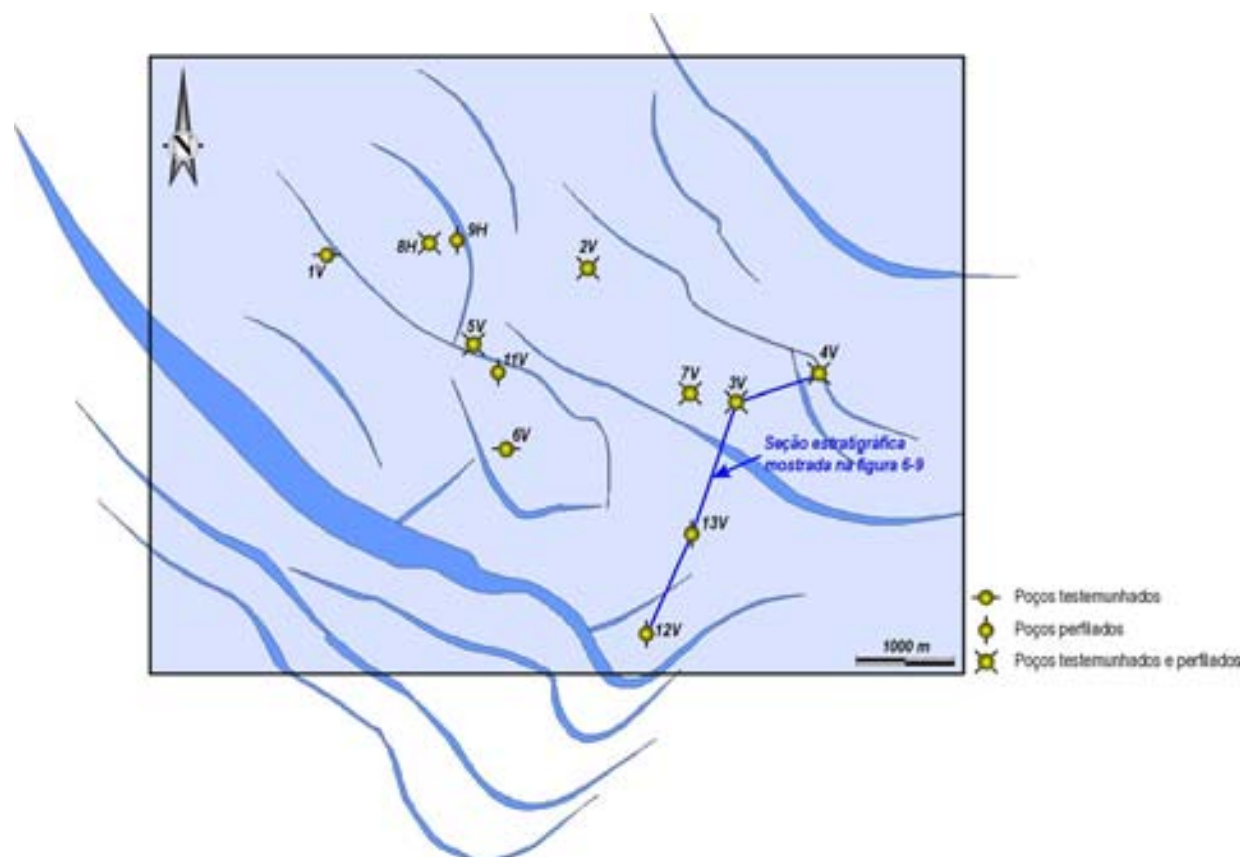


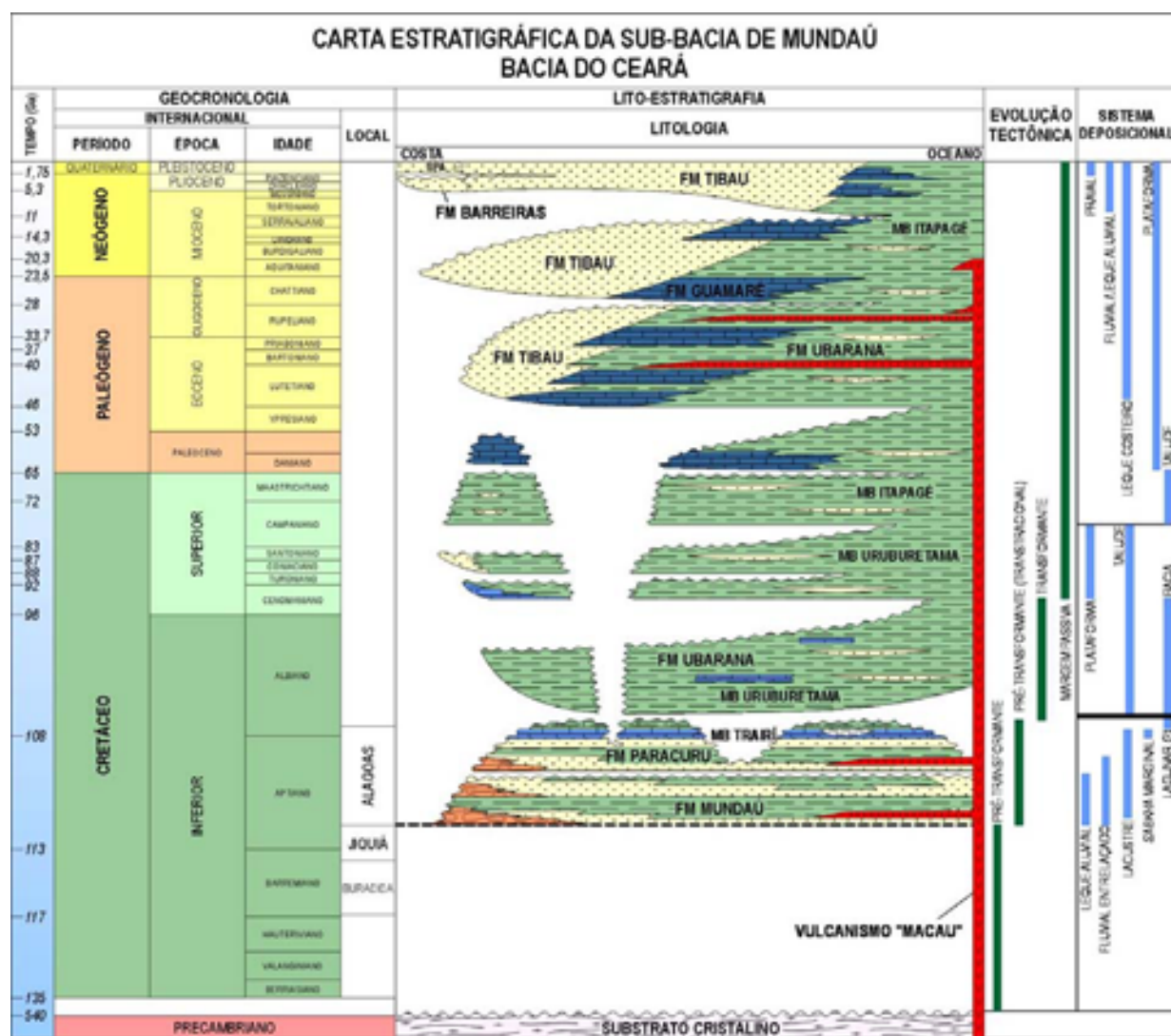
FIGURA 6-2: Mapa estrutural simplificado do Campo de Xaréu mostrando a localização dos poços perfilados e testemunhados, e da seção estratigráfica confeccionada, mostrada na figura 6-9, mais adiante. Os sufixos V e H são empregados para definir poços verticais e horizontais, respectivamente. Mapa estrutural do Campo de Xaréu produzido a partir da reinterpretação de dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS.

As principais seqüências sedimentares da Bacia do Ceará ocorrem no Campo de Xaréu (figura 6-3), o que inclui a Seqüência Ríftica da bacia (a Formação Mundaú), a Seqüência Transicional (a Formação Paracuru), e as seqüências de margem passiva, compreendendo as formações Ubarana (membros Uruburetama e Itapagé), Guamaré e Tibau. Todas as unidades foram identificadas e distinguidas umas das outras pela correlação entre dados de poços e sísmicos.

Nos itens que seguem, serão feitas descrições das principais seqüências identificadas pela interpretação de seções sísmicas e de perfis de poços, incluindo os critérios utilizados para a distinção de cada uma delas. Um maior detalhe será dado mais adiante às rochas da porção superior da Formação Paracuru, ao nível do Membro Trairí, do qual foram analisados 38 testemunhos de oito poços, além de seções delgadas. Em adição, serão feitas algumas considerações com respeito aos princípios da interpretação sismoestratigráfica e sobre a classificação de rochas carbonáticas, com o fim de promover uma melhor fundamentação dos conceitos expostos neste Capítulo.

6.1 – PRINCÍPIOS DE SISMO-ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia sísmica ou sismo-estratigrafia é um método de interpretação estratigráfica de dados sísmicos que permite uma melhor compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia. O método foi implementado graças ao aperfeiçoamento das técnicas de aquisição e processamento sísmicos, o que melhorou consideravelmente a resolução dos dados, proporcionando a observação dos detalhes de feições deposicionais e estratigráficas (Ribeiro 2001).



provêm de interfaces de acamamento e não de mudanças laterais de fácies, ou seja, na escala da resolução sísmica, estas mudanças não geram reflexões.

Um dos pressupostos básicos da sismoestratigrafia é o de que as reflexões sísmicas são produzidas, primariamente, onde há contraste de impedância acústica, por superfícies físicas que apresentam um caráter temporal geologicamente importante, isto é, possuem uma conotação cronoestratigráfica.

TABELA 6-1: Relação de poços e testemunhos descritos do Campo de Xaréu. Para localização dos poços vide figura 6-2. Os testemunhos foram cedidos pela PETROBRAS para a descrição.

Poço	TESTEMUNHO #	INTERVALO AMOSTRADO (m)	COMPRIMENTO (m)	TOTAL (m)
1V	01	1471,7 – 1480,7	9,0	30,4
	02	1502,6 – 1518,0	15,4	
	03	1557,4 – 1563,4	6,0	
2V	01	1582,2 – 1584,2	2,0	6,0
	02	1589,2 – 1593,2	4,0	
3V	01	1651,7 – 1660,4	8,7	13,7
	02	1841,0 – 1846,0	5,0	
4V	01	1659,0 – 1663,5	4,5	49,5
	02	1663,5 – 1672,5	9,0	
	03	1672,5 – 1681,5	9,0	
	04	1681,5 – 1690,5	9,0	
	05	1690,5 – 1699,5	9,0	
	06	1699,5 – 1708,5	9,0	
5V	01	1484,0 – 1495,5	11,5	142,8
	02	1495,5 – 1506,0	10,5	
	03	1506,0 – 1510,5	4,5	
	04	1510,5 – 1518,0	7,5	
	05	1518,0 – 1521,0	3,0	
	06	1521,0 – 1536,2	15,2	
	07	1536,2 – 1554,2	18,0	
	08	1554,2 – 1572,2	18,0	
	09	1690,4 – 1709,0	18,6	
	10	1709,0 – 1727,0	18,0	
	11	1727,0 – 1745,0	18,0	
6V	01	1462,0 – 1477,0	15,0	61,0
	02	1477,0 – 1487,5	10,5	
	03	1487,5 – 1500,5	13,0	
	04	1500,5 – 1505,5	5,0	
	05	1505,5 – 1509,5	4,0	
	06	1509,5 – 1523,0	13,5	
7V	01	1614,0 – 1615,9	1,9	37,9
	02	1615,9 – 1633,9	18,0	
	03	1633,9 – 1651,9	18,0	
8H	01	2144,0 – 2152,0	8,0	15,6
	02	2152,0 – 2157,0	5,0	
	03	2157,0 – 2159,6	2,6	
TOTAL GERAL	36 testemunhos		356,9 m	

Contrariamente ao senso comum, as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente aos contatos litológicos, visto que a impedância acústica não é um fiel definidor de litologias e, muitas vezes, os contatos entre litologias diferentes são gradacionais, não exibindo uma interface nítida entre diferentes pacotes rochosos superpostos ou lateralmente dispostos. Deste modo, uma vez que as unidades litoestratigráficas formais (Formação, Membro etc.) são definidas com base em variações litológicas, as

reflexões sísmicas não apresentam, obrigatoriamente, correspondência com os limites dessas unidades. Não raro, os limites sismoestratigráficos são definidos arbitrariamente e, na maior parte das vezes, cortam linhas de tempo (são diácronos). As reflexões sísmicas, no entanto, seguem linhas de tempo bem definidas.

Segundo Vail *et al.* (1977), as interfaces causadoras das reflexões sísmicas entre dois pacotes de camadas correspondem, principalmente, às superfícies estratais e às discordâncias. As *superfícies estratais* traduzem-se como o acamamento, consistindo, pois, em paleossuperfícies deposicionais que são praticamente sincrônicas em quase toda sua extensão, podendo, entretanto, haver pequenas variações temporais, porém sem significância em termos de escala de tempo geológico. As *discordâncias* são superfícies de erosão ou não deposição, o que implica na ausência física de um importante intervalo cronoestratigráfico e, assim, delimitando dois estratos de idades distintas um do outro, podendo ou não constituir uma superfície sincrônica.

6.1.2 – PADRÕES DE REFLEXÕES SÍSMICAS

Para Vail & Mitchum (1977) uma *seqüência sísmica* resulta da divisão de uma seção sísmica em pacotes de reflexões concordantes, separados por superfícies de descontinuidades, interpretados segundo o conceito de seqüência deposicional. A *seqüência deposicional* é então definida como uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, relativamente concordantes, limitados no topo e na base por discordâncias (Mitchum *et al.* 1977b). Desta maneira, a seqüência sísmica, então considerada unidade sismoestratigráfica básica, tinha seus limites reconhecidos pelas relações de terminação das reflexões. Assim, as reflexões e/ou os estratos estariam dispostos em paralelismo ou em ângulo relativamente aos limites de uma seqüência, ou seja, concordante ou discordantemente. No entanto, na moderna estratigrafia de seqüências, os padrões de terminação de reflexões não representam, somente, os limites de uma seqüência; de fato, tais padrões indicam superfícies que irão delimitar *unidades sísmicas* que, em última análise, serão interpretados como os tratos de sistemas deposicionais.

Os principais padrões de terminação de reflexões sísmicas mais comumente utilizados nas interpretações sismoestratigráficas são: *lapout*, *onlap*, *downlap*, *toplap*, truncamento erosional/estrutural e conformidade.

O *lapout* é um termo geral que engloba terminações de reflexões sísmicas nos limites inferior e superior das unidade sísmica estudada. Quando as terminações ocorrem no limite inferior, é aplicada a denominação *baselap*, e quando ocorrem na porção superior, é utilizado o termo *toplap*. O *baselap*, por sua vez, é separado em (i) *onlap*, quando a reflexão inicialmente horizontal (ou com uma ligeira inclinação) termina contra uma superfície (mais) inclinada (figura 6-4), e em (ii) *downlap*, quando uma reflexão (mais)

inclinada termina contra uma superfície horizontal (ou com uma ligeira inclinação - figura 6-4). No *toplap*, as reflexões terminam lateralmente, diminuindo gradualmente de espessura mergulho acima (figura 6-4), finalizando por um hiato deposicional. No *truncamento*, as reflexões terminam lateralmente devido ao seccionamento de seu limite deposicional original (figura 6-4), podendo ser erosional ou estrutural. Por fim, na *concordância*, as reflexões de duas unidades sísmicas adjacentes são paralelas à interface que as delimita (figura 6-4), podendo ocorrer tanto no topo como na base da unidade.

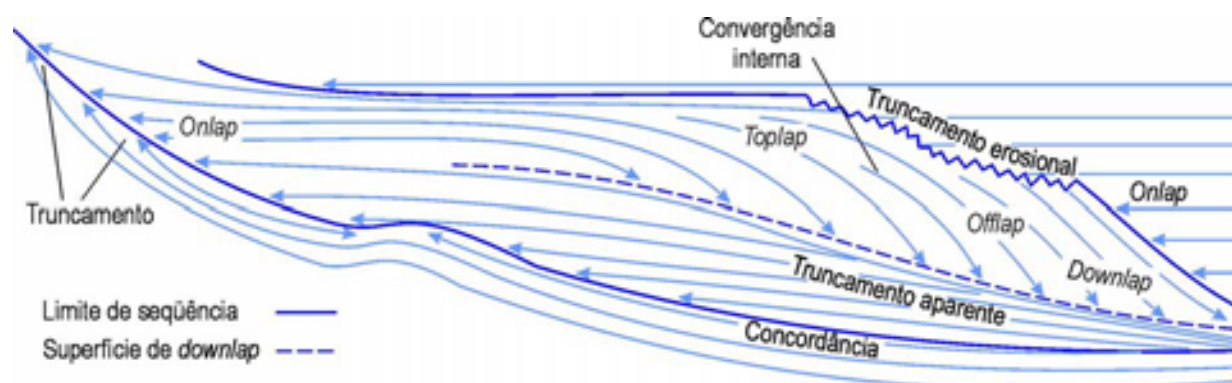


FIGURA 6-4: Padrões de terminações de reflexões sísmicas no interior de uma sequência sísmica idealizada (modificado de Mitchum et al. 1977a).

Além dos tipos citados acima, ocorre ainda o *offlap*, que é um padrão de terminações das reflexões em *onlap*, *toplap* ou *downlap*, dentro da unidade sísmica; a *convergência interna*, que ocorre graças ao adelgaçamento dos estratos no interior de uma unidade; e o *truncamento aparente*, que se forma quando as reflexões de uma unidade terminam sob uma superfície pouco inclinada (ver figura 6-4).

6.1.3 – ANÁLISE DE SISMOFÁCIES

A análise de sismo fácies visa o reconhecimento dos padrões de reflexões sísmicas e suas inter-relações no interior das unidades sísmicas, interpretando os seus significados geológicos (Mitchum & Vail 1977).

Sismo fácies (ou *fácies sísmicas*) são unidades tridimensionais, compostas por reflexões cujos parâmetros sísmicos diferem daqueles de fácies adjacentes (Brown & Fischer 1980), constituindo o registro, nas reflexões sísmicas, dos fatores geológicos que as geraram, tais como variação litológica, estratificação, estruturas deposicionais etc. Os parâmetros sísmicos que são considerados durante a interpretação sismoestratigráfica são a *configuração das reflexões*, que está diretamente associada à estratificação, processo deposicional, erosão, paleotopografia e contato entre fluidos; a *continuidade das reflexões*, que se relaciona à continuidade dos estratos e aos processos deposicionais; a *amplitude*, que define contrastes de velocidade (e densidade) entre os estratos, seu espaçamento e conteúdo em fluidos; a *frequência*, que está relacionada à espessura dos estratos e à presença de fluidos; a *velocidade*

intervalar, que possibilita estimativas litológicas, de porosidade e de fluidos; e a *forma externa e associação espacial das sismofácies*, que refletem o ambiente deposicional e a fonte sedimentar.

Dentre estes parâmetros, a configuração interna é o tipo que melhor caracteriza as reflexões, sendo o mais amplamente utilizado.

As configurações *(sub)paralelas* (figura 6-5) indicam uma taxa de deposição uniforme para os estratos, que ocorre sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente. Uma configuração *divergente*, por outro lado, pode indicar uma variação areal na taxa de deposição, basculamento progressivo do substrato, ou ambos.

Configurações *progradantes* (figura 6-5) ocorrem quando os estratos sobrepõem-se lateralmente, constituindo superfícies inclinadas (*clinoformas*) e ocorrendo em diversos tipos de ambientes. A geometria das clinoformas varia em função da taxa de deposição e da profundidade da lâmina d'água, podendo ser *obíquas (paralelas e tangenciais)*, que indicam condições de suprimento sedimentar relativamente alto, pouca ou nenhuma subsidência e nível do mar estacionário, implicando em águas rasas e alta energia de deposição; *sigmoidais*, indicativas de um baixo aporte de sedimentos, rápida e contínua subsidência ou elevação brusca do nível do mar, em um ambiente de baixa energia de deposição; *complexos oblíquo-sigmoidais*, originados em um ambiente de alta energia; e *shingled*, que está geralmente associado a unidades deposicionais de águas rasas.

As configurações *caóticas* (figura 6-5) são reflexões discordantes e descontínuas, dispostas em um arranjo desordenado, podendo indicar um ambiente de deposição de energia variável e/ou deformações sin- ou pós-sedimentares. As configurações *transparentes* (figura 6-5) compreendem intervalos com ausência de reflexões, podendo ser indicativas de pacotes intensamente deformados ou com mergulhos muito elevados, ou de litologias sismicamente homogêneas ou não-estratificadas.

As configurações básicas acima descritas podem sofrer algumas variações em sua geometria, tais como *hummocky*, lenticular, segmentado ou contorcido.

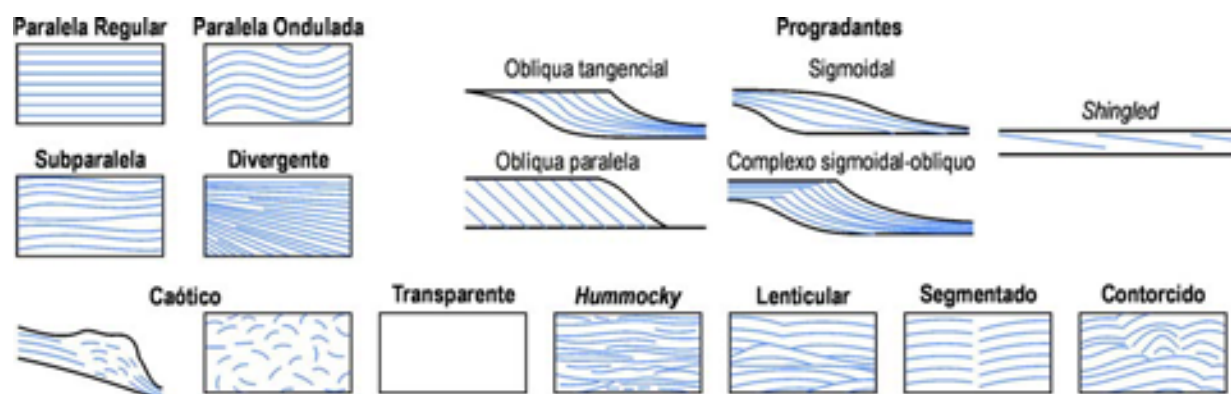


FIGURA 6-5: Padrões de configurações internas de sismofácies (compilado de Mitchum et al. 1977a).

6.2 – A SISMO-ESTRATIGRAFIA DO CAMPO DE XARÉU

A interpretação sísmica e de perfis compostos de poços do Campo de Xaréu possibilitou o reconhecimento de seis seqüências sísmicas principais, cada qual com características sismofaciológicas distintas das demais, informalmente denominadas, da base para o topo, de **SS1** a **SS6** (figuras 6-6 a 6-8). As seis seqüências são separadas entre si por cinco grandes discordâncias (figuras 6-6 e 6-8).

Na individualização das seqüências sísmicas (e, por conseguinte, das seqüências deposicionais) foram observados parâmetros como a configuração e a continuidade das reflexões, sua amplitude e freqüência, a forma externa e associação areal. A caracterização litológica de cada seqüência foi realizada a partir da análise de perfis de poços.

6.2.1 – SEQÜÊNCIAS SÍSMICAS MAPEADAS

A seqüência **SS1** compreende os pacotes sedimentares mais espessos nas seções sísmicas, podendo atingir isópacas em tempo da ordem de 3500 ms. Em sua porção basal foram identificados vários tipos de configurações de reflexões, sendo os mais comuns a paralela/subparalela, a segmentada e a transparente (figuras 6-6 e 6-7). Mais próximo ao contato com a SS2, as reflexões passam a exibir configurações mais constantes, sendo predominantemente paralelas a subparalelas, com porções transparentes associadas (figuras 6-6 e 6-7).

A SS1 foi informalmente caracterizada como o substrato para as seqüências sísmicas sobrejacentes (sem que esteja implícita, necessariamente, uma conotação de embasamento cristalino). Faltam informações litológicas com respeito a esta unidade, uma vez que ela não foi atravessada por poços.

A SS1 é separada da SS2 por uma forte reflexão, notoriamente identificada em seções longitudinais (figura 6-7). Em geral, o contato entre a SS1 e SS2 é concordante. Por outro lado, nas porções mais a SW de seções transversais, adjacentes à Plataforma de Fortaleza, SS2 encontra-se separada da SS1 por contatos tectônicos, definidos pela falha de borda da Sub-Bacia de Mundaú (a *Falha de Mundaú* nas figuras 6-6 e 6-8a).

A **SS2** é caracterizada por refletores espessos, com configurações predominantemente paralelas/subparalelas a levemente divergentes em seções transversais (figura 6-8b), e que exibem espessamento para SW. Porções com configuração transparente também são observadas. Apresenta isópacas em tempo que podem atingir mais de 2500 ms (tabela 6-2). Na maior parte das linhas sísmicas, podem ser observados alguns refletores internos bem marcados que apresentam configuração paralela, muitos dos quais sem muita continuidade lateral ao longo das seções (figuras 6-6, 6-7 e 6-8b).

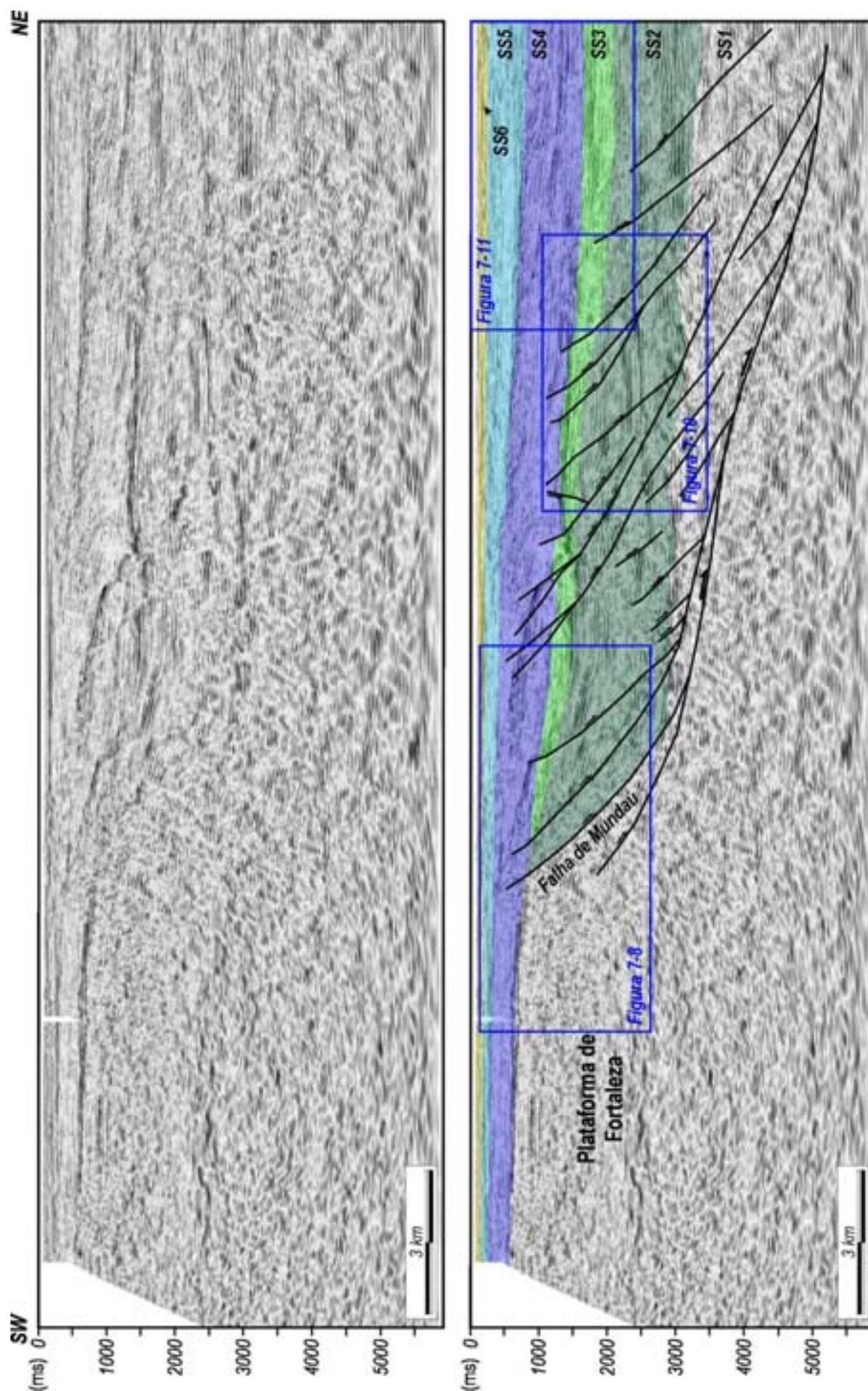


FIGURA 6-6: Seção sísmica LS-11, transversal à estruturação principal do Campo de Xaréu, mostrando as relações entre as seqüências sísmicas identificadas. Em destaque, detalhes que serão mostrados nas figuras seguintes. Para localização, vide figura 6-1. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

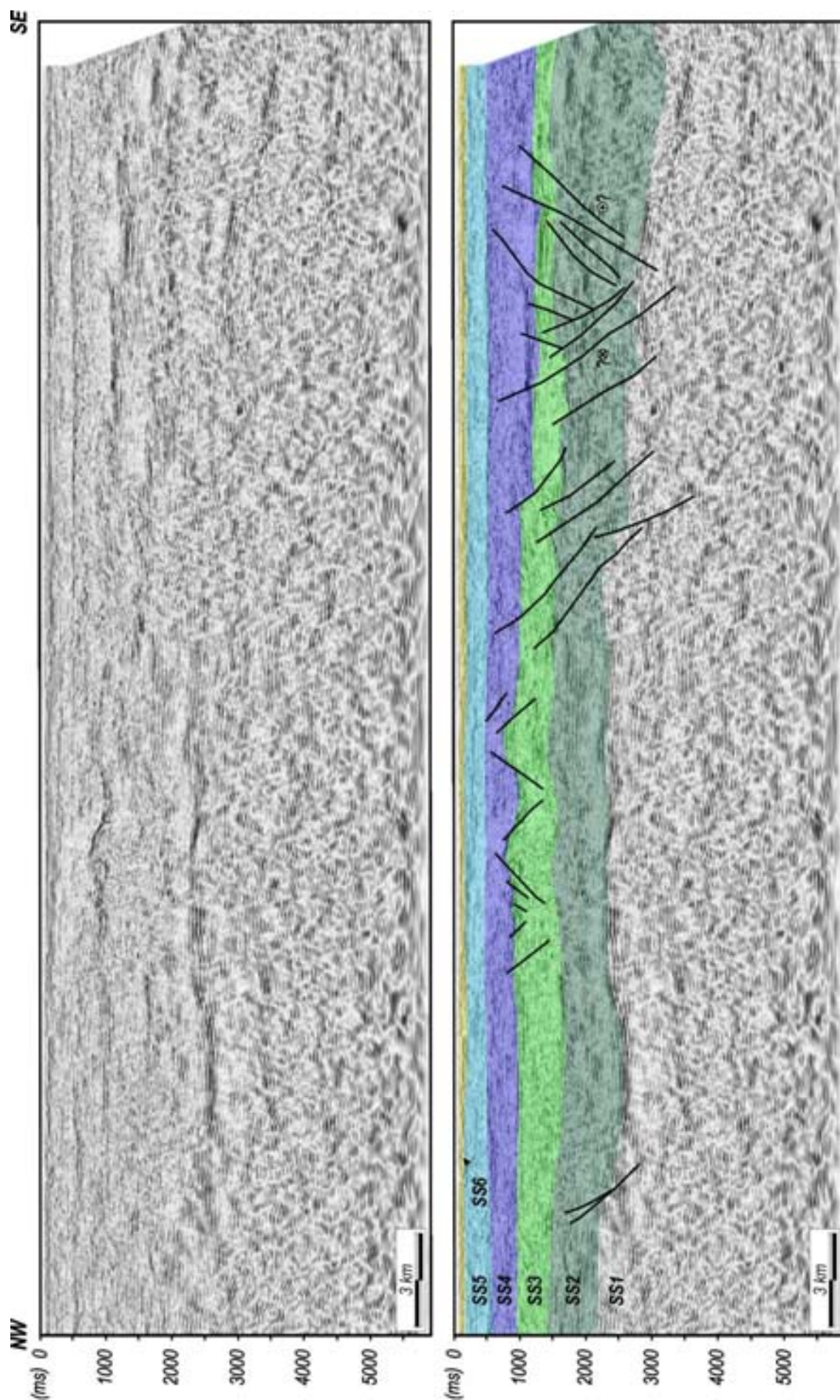


FIGURA 6-7: Seção sísmica LS-15, longitudinal à estruturação principal do Campo de Xaréu, mostrando as relações entre as seqüências sísmicas identificadas. Para localização, vide figura 6-1. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

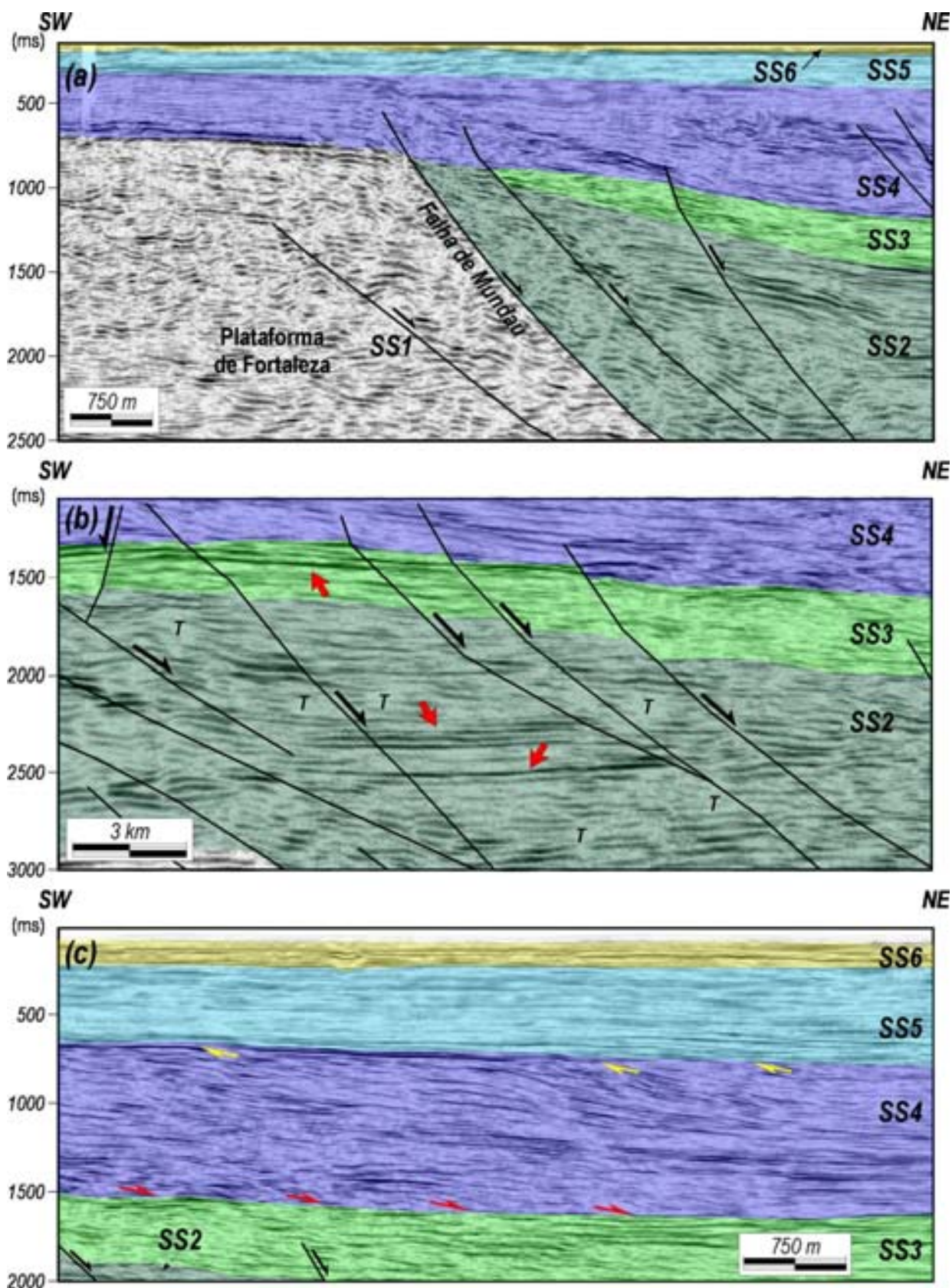


FIGURA 6-8: (a) Relações entre a SS1 e a SS2 nas proximidades da Plataforma de Fortaleza, onde o contato entre as duas seqüências é definido pela Falha de Mundaú. Notar que as seqüências SS2 e SS3 estão restritas ao bloco baixo da Falha de Mundaú e que, a SW da falha, a SS4 repousa diretamente sobre a SS1; (b) padrões de configuração paralela/subparalela (setas em vermelho) tipicamente observados no interior da SS2 e da SS3. Observar a presença de porções com configurações transparentes (T) na SS2; (c) padrões de configuração de reflexões em clinoformas sigmoidais, internas à SS4. Notar as terminações em baselap (setas em vermelho) contra a SS3, e toplap (setas em azul) contra a SS5. Todas as figuras são detalhes da seção LS-11. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

Em perfis de poços, a SS2 exibe uma dominância de folhelhos e siltitos com intercalações de arenitos e raros calcários (figura 6-9). Intrusões de rochas básicas (diques ou soleiras), correlacionados ao Vulcanismo Macau (Beltrami *et al.* 1994) são reportadas localmente.

As duas seqüências são limitadas entre si por uma paraconformidade, que é marcada por uma reflexão de alta amplitude, com boa continuidade nas seções sísmicas (figuras 6-8a e 6-8b).

A **SS3** é caracterizada por camadas relativamente delgadas, com isópacas em tempo de até 470 ms (tabela 6-2). É constituída essencialmente por refletores paralelos a subparalelos em seções transversais, com uma boa continuidade lateral, sendo interrompidos apenas por falhas (figura 6-8b). Tais aspectos possibilitam a interpretação de que esta unidade tenha sido depositada em um ambiente relativamente calmo, com subsidência pouco acentuada.

Litologicamente, a SS3 é composta predominantemente por folhelhos dominantes, com intercalações de arenitos, siltitos, margas e rochas carbonáticas (figura 6-9). Destaca-se nesta seqüência uma faixa intermediária composta por calcários com intercalações de folhelhos. Em direção à base da SS3, a quantidade de arenitos e siltitos aumenta.

A SS3 é separada da SS4 por uma importante discordância erosional de âmbito regional (figuras 6-6, 6-7 e 6-8b).

A **SS4** é formada por refletores com uma típica configuração de clinoformas progradantes sigmoidais em seções transversais (figuras 6-6 e 6-8c), que definem terminações em *downlap* sobre a SS3 e em *toplap* para a SS5. As clinoformas exibem mergulhos para NE, podendo ser interpretadas como superfícies de paleotalude. Na porção mais a sudoeste de seções transversais, a SS4 apresenta reflexões com configuração paralela/subparalela, ou mesmo localmente transparentes. O padrão de configuração sigmoidal sugere um baixo aporte de sedimentos, rápida e contínua subsidência ou elevação brusca do nível do mar, em um ambiente de baixa energia de deposição (Ribeiro 2001). A SS4 pode atingir isópacas em tempo superiores a 800 ms em suas porções mais distais (tabela 6-2).

A SS4 é constituída predominantemente por uma seqüência de siltitos com intercalações de folhelhos, arenitos, argilitos e rochas carbonáticas (figura 6-9).

A **SS5** é caracterizada por refletores delgados, com boa continuidade lateral e apresentando configuração divergente em seções transversais (figuras 6-6 e 6-8c), a seção espessando em direção a NE, provavelmente associada a uma variação espacial de sua taxa de deposição. Exibe isópacas em tempo que variam de 200 ms em suas porções proximais, a mais de 550 ms nos setores mais distais (tabela 6-2).

Folhelhos e arenitos são as principais litologias presentes nesta seqüência, exibindo, ainda, intercalações de siltitos, argilitos, arenitos e rochas carbonáticas (figura 6-9).

Uma paraconformidade separa a SS5 da SS6, sendo caracterizada por um forte refletor de ampla distribuição (figuras 6-6, 6-7 e 6-8c).

Por fim, a **SS6** compreende pacotes bastante delgados (é *spessuras* inferiores a 200 ms), com ampla distribuição espacial e formados por refletores também delgados, contínuos, com configuração essencialmente paralela (figura 6-8c), denunciando um ambiente de sedimentação bastante calmo. A seqüência está limitada no topo pelo fundo do mar.

Esta seqüência sísmica é constituída predominantemente por arenitos, especialmente próximo ao topo, onde ocorrem faixas contínuas de mais de 200 m de espessura. Em direção à base, intercalações de argilitos passam a ser mais freqüentes (figura 6-9). Próximo à base, ocorrem faixas contínuas e espessas (até 50-100 m) de rochas carbonáticas (figura 6-9).

6.2.2 – CORRELAÇÕES COM AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA SUB-BACIA DE MUNDAÚ

A partir da análise sismofaciológica realizada e da integração entre os dados sísmicos interpretados e perfis de poços, foi possível efetuar a correlação entre as seqüências mapeadas neste trabalho e as unidades litoestratigráficas formalmente definidas para a Sub-Bacia de Mundaú por Beltrami (1990) e Beltrami *et al.* (1994). Deste modo, a SS2 foi correlacionada à Formação Mundaú, e a SS3 à Formação Paracuru. A SS4 e a SS5 foram relacionadas aos membros Uruburetama e Itapagé, respectivamente, ambos pertencentes à Formação Ubarana. A porção basal da SS6, constituída por rochas carbonáticas, pode ser correlacionada à Formação Guamaré, ao passo que a seqüência de arenitos com intercalações de argilitos é correlata à Formação Tibau.

6.2.3 – ANÁLISE CRONOESTRATIGRÁFICA DAS SEQÜÊNCIAS SÍSMICAS NO CAMPO DE XARÉU

Uma das maneiras mais úteis para sumarizar a história de sedimentação de uma bacia é a utilização de cartas de correlação estratigráfica, também denominadas cartas cronoestratigráficas ou ainda diagramas de Wheeler (Mitchum & Vail 1977). A carta cronoestratigráfica confronta o tempo geológico, que é disposto no eixo vertical, e a distância ao longo da área de interesse, que é mostrada no eixo horizontal (figura 6-10).

A carta cronoestratigráfica pode suprir uma série de informações como: (i) relações entre as seqüências e as discordâncias que as cercam, denotando áreas de ocorrência de *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamentos; (ii) correlações entre as seqüências e as unidades geocronológicas formais como idades e épocas; (iii) definição de hiatos deposicionais; (iv) a correlação entre as seqüências deposicionais e as unidades litoestratigráficas encontradas regionalmente; (v) distribuição de fácies e de ambientes de sedimentação; (vi) correlações com dados de poços e de afloramento; e (vii) auxílio na identificação de unidades para mapeamento estratigráfico e/ou estrutural (Mitchum & Vail 1977).

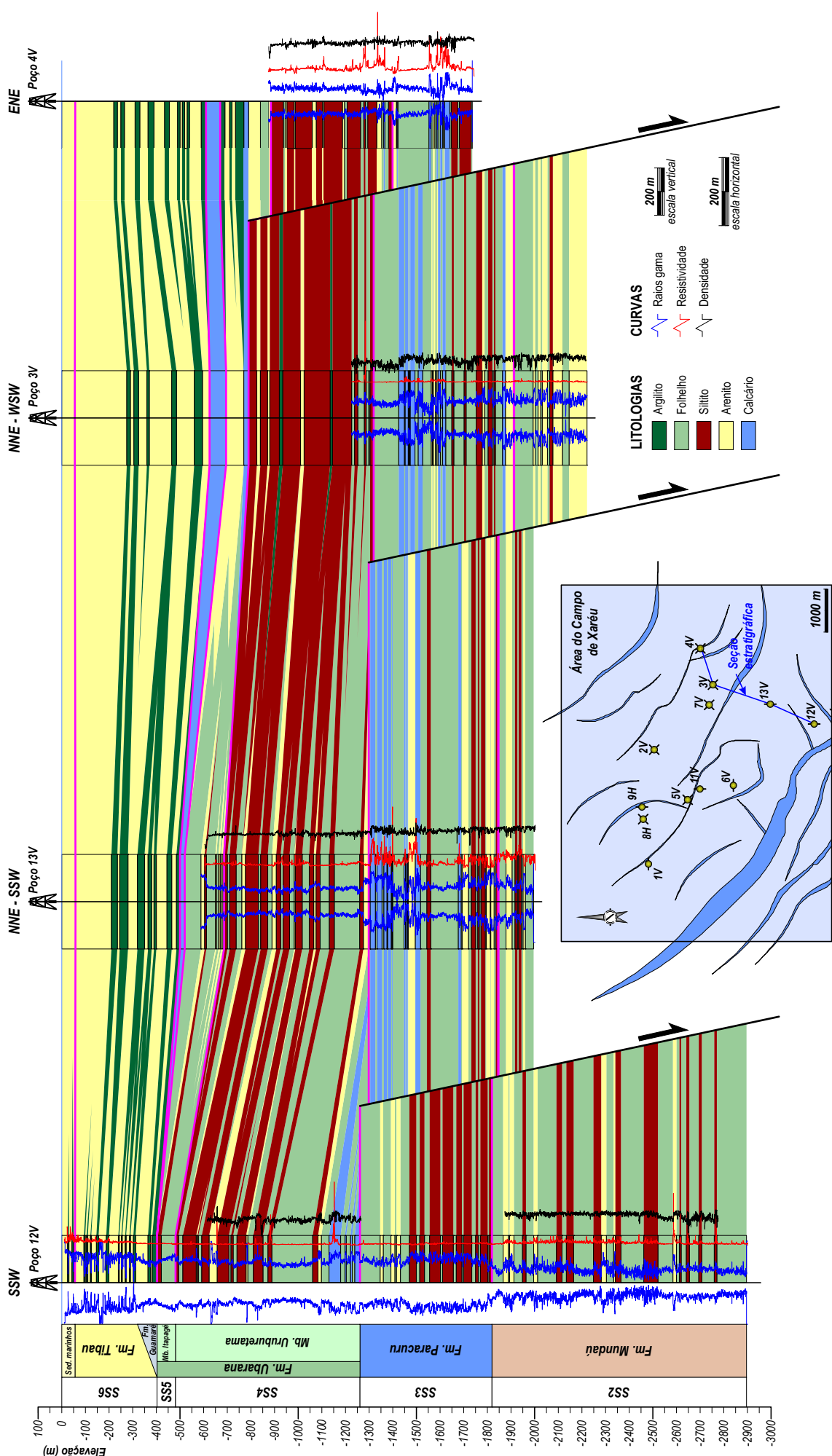


FIGURA 6-9. Diagrama de correlação estratigráfica, transversal à estruturação principal do Campo de Xaréu, passando pelos poços 12V, 13V, 3V e 4V. Estão caracterizadas na seção as principais unidades litostratigráficas, assim como as discordâncias que as limitam (linhas mais espessas em lilás). Para a interpretação e correlação entre os trechos dos poços não cobertos pelos perfis geofísicos foram utilizadas informações extraídas de perfis compostos cedidos pela PETROBRAS. Para localização da seção, vide detalhe e figura 6-2.

Para a construção de uma carta cronoestratigráfica a partir de uma seção estrutural, a escala vertical pode estar definida tanto em profundidade como em tempo (no caso de uma seção sísmica). O importante é que as seqüências estejam bem mapeadas e que as discordâncias estejam bem definidas.

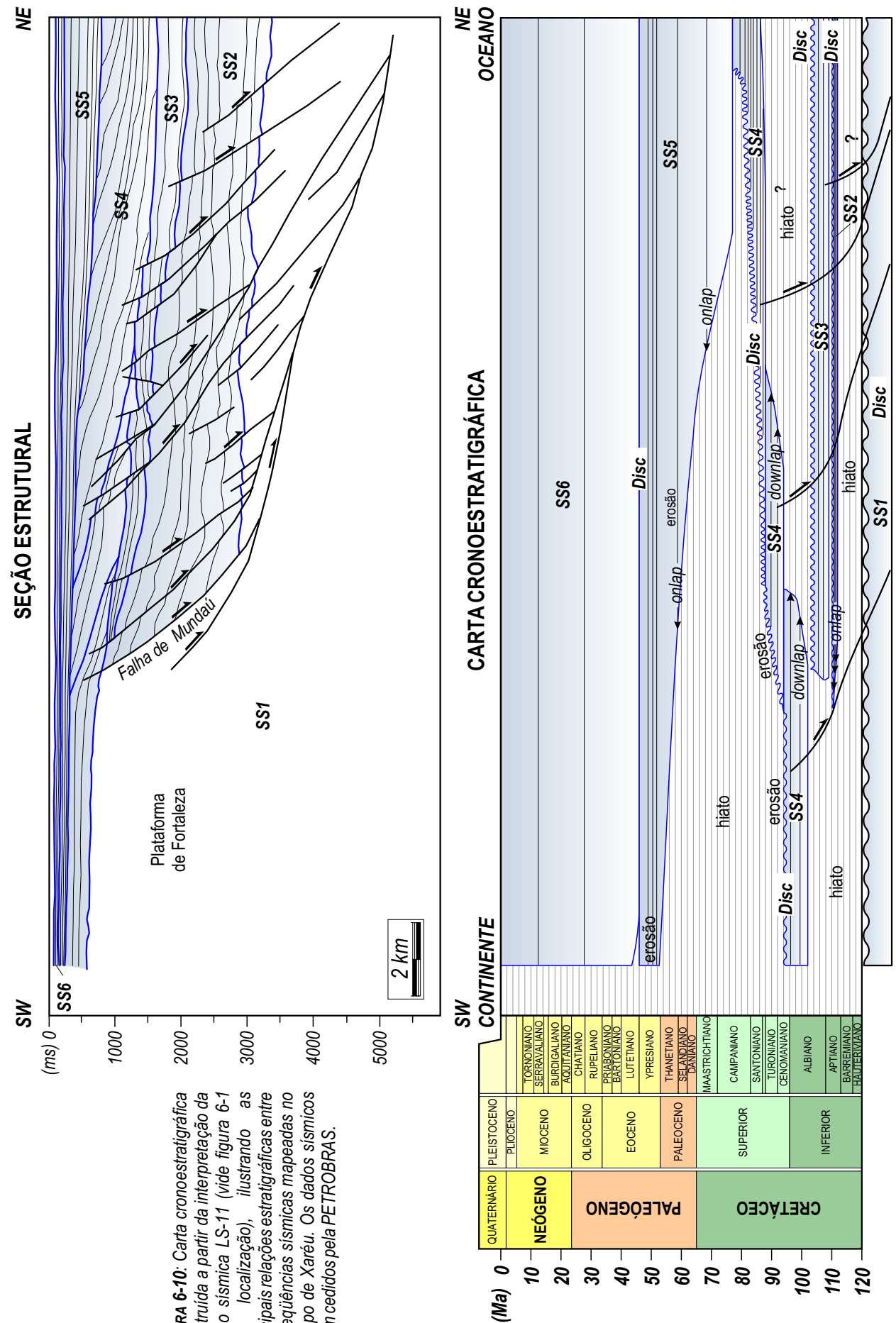
Pela evolução tectono-sedimentar do Campo de Xaréu, pode ser observado que as seqüências sísmicas anteriormente descritas foram depositadas sob diferentes taxas de sedimentação (tabela 6-2), o que, em última análise, é reflexo direto de variações ao longo do tempo geológico, nas taxas de subsidência da Sub-Bacia de Mundaú em relação à atividade tectônica. De um modo geral, é observado que entre a deposição da SS2 e da SS6, houve uma diminuição na taxa de sedimentação (tabela 6-2). É importante ressaltar que é provável que as espessuras medidas e, por conseguinte, as taxas de sedimentação calculadas para as seqüências mapeadas, possam estar subestimadas (particularmente para as seqüências SS2 e SS3), uma vez que todas as unidades sofreram, em maior ou menor grau, eventos erosivos que podem ter destruído espessuras consideráveis destes pacotes. Adicionado a isto, a compactação dos pacotes de rochas sedimentares causada pela sobrecarga também atua de modo a diminuir a espessura das seqüências interpretadas influenciando, assim, sobre a estimativa das taxas de sedimentação.

TABELA 6-2: Espessuras máximas, tempo de deposição e taxas de sedimentação para as seqüências sísmicas mapeadas no Campo de Xaréu. Notar o contraste entre as taxas de sedimentação, respectivamente muito elevada e baixa, para a SS2 e SS6. As espessuras das unidades foram determinadas por meio da figura 6-9. Discussões no texto.

SEQÜÊNCIA SÍSMICA	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	ESPESSURA MÁXIMA (m)	TEMPO DE DEPOSIÇÃO (Ma)	TAXA DE SEDIMENTAÇÃO (m/ano)
SS2	Formação Mundaú	2750,0	2,0	$1,375 \times 10^{-3}$
SS3	Formação Paracuru	470,0	6,0	$7,833 \times 10^{-5}$
SS4	Membro Uruburetama	875,0	25,0	$3,500 \times 10^{-5}$
SS5	Membro Itapagé	565,0	31,0	$1,823 \times 10^{-5}$
SS6	Formações Tibau e Guamaré	140,0	46,0	$3,043 \times 10^{-6}$

As maiores taxas de deposição podem ser atribuídas à seqüência SS2 (tabela 6-2) que, a despeito de ser uma das unidades mais espessas na bacia, foi depositada em um intervalo de tempo bastante curto, de cerca de 2 Ma, do Eo ao Mesoaptiano (figura 6-10). A rápida deposição da seqüência SS2 é explicada por uma taxa de subsidência do substrato muito elevada que, por sua ocasião, é resultado de uma importante atividade tectônica naquele intervalo de tempo (figura 6-10), durante o qual ocorreu o "fifteamento" da Sub-Bacia de Mundaú. Tal feição coaduna-se ao aumento gradual da espessura das camadas em direção a SW, indicativo de sedimentação concomitante a uma subsidência progressiva do substrato, graças à instalação de falhas com componentes normais, de direção NW e mergulhos para NE (para maiores detalhes a este respeito, vide Capítulo 8).

Após a deposição da SS2, a Sub-Bacia de Mundaú passou a experimentar, no decorrer do tempo, períodos de maior quiescência tectônica, o que exerceu forte influência sobre as seqüências sedimentares que viriam ser depositadas em seguida.



Não obstante apresente espessuras médias pelos menos seis vezes menores que a SS2, a SS3 foi depositada em um intervalo três vezes maior, de 6 Ma, durante o Neo-Aptiano e o Mesoalbiano (figura 6-10). Neste intervalo, possivelmente ocorreu a transição de um regime de rápida subsidência tectônica associada às falhas do "rifte" (sedimentação mais intensa), para uma subsidência termal (mais lenta), associada ao início da criação de assoalho na região, o que explicaria uma sedimentação mais lenta, relacionada à SS3.

A partir do Mesoalbiano, a influência térmica do "rifte" começa a atenuar-se, sendo que a subsidência do substrato (necessária à formação de espaço para a deposição de novas unidades) seria unicamente controlada pelo relaxamento térmico promovido pela implantação de uma margem passiva. Todas as seqüências sísmicas então depositadas apresentam taxas de sedimentação bastante lentas (inferiores a $3,5 \times 10^{-5}$ m/ano – tabela 6-2) tendo sido depositadas ao longo de intervalos de tempo muito longos (figura 6-10).

A deposição da SS4 marca uma importante etapa de transgressão marinha, que perdurou por cerca de 25 Ma, entre o Mesoalbiano e o Mesocampaniano (figura 6-10). A SS5, por seu turno, define uma época em que houve uma regressão do nível do mar, entre o Mesocampaniano e o Neoypresiano, durando aproximadamente 31 Ma (figura 6-10). Finalmente, a deposição da SS6 ocorreu em um período agradacional, do Eolutetiano até o Recente, que tem se estendido por cerca de 46 Ma (figura 6-10).

6.3 – LITOFACIAMENTO E PETROGRAFIA DO MEMBRO TRAIRÍ (FORMAÇÃO PARACURU)

A Formação Paracuru, de idade mesoaptiana a eoalbiana (Beltrami 1990; Beltrami *et al.* 1994), constitui a Seqüência Transicional na Bacia do Ceará, estando sobreposta à Formação Mundaú (Seqüência "Rifte" de idade aptiana) e sendo recoberta pelo Membro Uruburetama, da Formação Ubarana (Seqüência de Margem Passiva). É composta por uma associação de arenitos e folhelhos cinzentos basais, uma seção intermediária composta de camadas carbonáticas intercaladas em folhelhos negros (o Membro Trairí – principal reservatório petrolífero no Campo de Xaréu e alvo do estudo de litofaciamento), e folhelhos siltosos cinzentos no topo (figuras 6-3 e 6-11).

O Membro Trairí é composto predominantemente por calcilitos depositados em ambiente marginal lacustre, com *sabkha*¹ marginal associada, intercalados a folhelhos e lobos areníticos sublacustres (Della Fávera *et al.* 1984). Regionalmente, envolve acumulações evaporíticas restritas ao depocentro lacustre. Exposições subaéreas prolongadas associadas a esta sedimentação podem ter ocorrido, resultando na formação de terraços diagenéticos representados por solos pobremente formados e brechas de colapso (Ribeiro *et al.* 1986).

(1) O termo *sabkha* é utilizado na definição de planícies salinas caracterizadas por sedimentos com incrustações salinas (geralmente halita, com gipsita, anidrita e aragonita subordinados) formadas graças à evaporação das águas de mares restritos ou de lagos salinos. Além das incrustações evaporíticas, a ausência de fósseis, a presença de brechas e esteiras microbiais e intensos processos de dolomitização são características tipicamente observadas em sistemas de *sabkha* (Lapidus 1987).

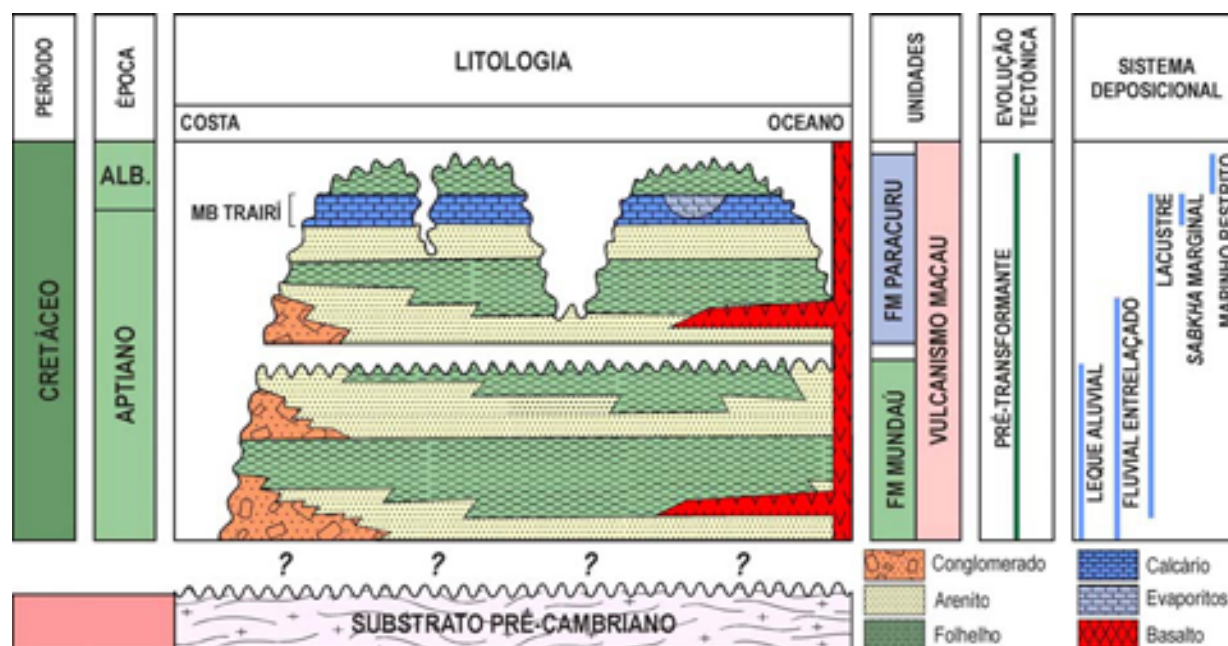


FIGURA 6-11: Detalhe da porção aptiana/albiana da coluna litoestratigráfica da Sub-Bacia de Mundaú, com destaque nas seqüências rifte (Formação Mundaú) e transicional (Formação Paracuru). Notar a ocorrência do Membro Trairí na parte superior da Formação Paracuru (modificado de Beltrami et al. 1994). Definição do ambiente tectônico adaptado de Matos (2000).

A deposição das litologias do Membro Trairí provavelmente deu-se ao longo de um grande lago que pode ter abrangido toda a área atualmente ocupada pela Sub-Bacia de Mundaú. Em escala menor, é possível que esta "grande" depressão lacustre tenha sido formada por uma série de pequenos lagos instalados em bacias do tipo *pull-apart*, que se desenvolveram graças ao deslocamento acomodado por falhas transcorrentes e de transferência de direção NE-SW associados a falhas normais NW-SE. Com a evolução dos falhamentos e a contínua subsidência, os pequenos lagos poderiam coalescer até constituir uma única bacia lacustre; no caso, a Sub-Bacia de Mundaú.

Registros de rochas carbonáticas correlatas ao Membro Trairí podem ser encontrados nas demais sub-bacias da Bacia do Ceará (Beltrami et al. 1994). Porém, uma vez que não existem descrições faciológicas e petrográficas detalhadas sobre estas rochas, não é lhes aplicado o termo Membro Trairí.

A repetição das seqüências de microfácies e a rápida variação vertical do Membro Trairí refletem avanços e recuos do nível de base do lago, podendo evidenciar uma alternância entre épocas chuvosas e secas (Ribeiro et al. 1986) ou mesmo a incursão ou o recuo marinho. O clima árido em ambiente marginal lacustre é evidenciado pela formação de brechas de calcrete laminado, gretas de contração abundantes, estruturas microscópicas de *birds-eyes*, pseudomorfos de halita, feições de raízes, estruturas *tepee*, abundância de tapetes microbiais, ausências de fósseis tipicamente marinhos e dolomitização intensa (Ribeiro et al. 1986).

Os aspectos petrográficos das principais litofácies identificadas, bem como sua evolução diagenética, serão apresentados a seguir. A partir das características petrográficas observadas, dos

processos de deposição associados e da posição geográfica das unidades ao longo do lago, as litofácies descritas foram agrupadas em associações de litofácies, o que será abordado ao final deste capítulo.

6.3.1 – CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS

Os esquemas de classificação mais práticos, para rochas carbonáticas, consideram a origem diversificada destas rochas e seus aspectos texturais. Os constituintes são prontamente identificados pela análise petrográfica de seções delgadas e uma gama de guias de referência padrão podem ser empregados (Prothero & Schwab 1996).

Uma rápida classificação pode ser utilizada pela observação macro ou mesoscópica, levando em consideração o tamanho dos grãos constituintes, à semelhança do que é feito com as rochas siliciclásticas (tabela 6-3).

TABELA 6-3: Classificação de rochas carbonáticas considerando o tamanho de seus grãos constituintes (aloquímicos) e os graus de cristalinidade da matriz (ortoquímicos). Para comparação, está também ilustrada a escala granulométrica utilizada na classificação de rochas siliciclásticas.

DIÂMETRO DAS PARTÍCULAS (mm)	TIPO CARBONÁTICO		TIPO SILICICLÁSTICO
	ALOQUÍMICOS	ORTOQUÍMICOS	
$\phi < 0,004$		Afanocristalinos	Argilito / Folhelho
$0,004 < \phi < 0,008$	Calclutito muito fino	Cristalinos muito finos	Siltito fino
$0,008 < \phi < 0,016$	Calclutito fino		
$0,016 < \phi < 0,032$	Calclutito médio	Cristalinos finos	Siltito grosso
$0,032 < \phi < 0,062$	Calclutito grosso		
$0,062 < \phi < 0,125$	Calcarenito muito fino	Cristalinos médios	Arenito muito fino
$0,125 < \phi < 0,250$	Calcarenito fino		Arenito fino
$0,250 < \phi < 0,500$	Calcarenito médio	Cristalinos grossos	Arenito médio
$0,500 < \phi < 1,000$	Calcarenito grosso		Arenito grosso
$1,000 < \phi < 2,000$	Calcirrudito fino	Cristalinos muito grossos	Arenito muito grosso
$2,000 < \phi < 4,000$			Cristalinos extremamente grossos
$4,000 < \phi < 16,000$	Calcirrudito médio		
$16,000 < \phi < 64,000$	Calcirrudito grosso		

Adaptado de Folk (1959).

Uma das classificações mais utilizadas foi desenvolvida por Folk (1959), que separa os constituintes das rochas carbonáticas em *aloquímicos* e *ortoquímicos*.

Os constituintes aloquímicos são quaisquer grãos carbonáticos que, após sua formação, foram transportados e depositados, analogamente aos fragmentos minerais e de rochas encontrados em litotipos terrígenos. Existem diferentes tipos de constituintes aloquímicos, sendo os principais os *intraclastos*, *oólitos* (ou *oóides*), *pisólitos* (ou *pisóides*), *oncólitos* (ou *oncóides*), *pelóides* e *bioclastos*.

Intraclastos são fragmentos de rochas carbonáticas preexistentes, provindas de fontes externa e intrabasinal. Oólitos são pequenas concreções calcárias (diâmetro inferior a 2 mm) que exibem lâminas concêntricas ao redor de um núcleo, que pode ser um grão de quartzo ou um fragmento fóssilífero, por

exemplo. Se a concreção exibe diâmetro superior a 2 mm, ela passa a ser chamada de pisólito. Ambos são formados por precipitação química de calcita em torno do núcleo. Os oncólitos são concreções com núcleo indistinto, formados por atividade biogênica. Os pelóides são clastos de calcita microcristalina, com diâmetro que varia de silte a areia, de formato esférico, elipsoidal ou mesmo irregular e sem estrutura interna reconhecível, formados pela micritização de outros tipos de grãos aloquímicos. Alguns pelóides também podem ser interpretados como pelotas fecais de peixes e crustáceos, fossilizadas.

Os constituintes ortoquímicos não sofrem transporte ou foram transportados por uma distância muito curta de sua fonte. Dois tipos de componentes ortoquímicos são reconhecidos: (i) uma matriz de calcita microcristalina, conhecida por micrita ou lama carbonática e (ii) um cimento de calcita espática, ou esparita. Considerando estes constituintes, Folk (1959) elaborou o esquema de classificação mostrado na figura 6-12.

A classificação de Folk (1959) considera a presença de fósseis, pelóides, oóides (incluindo também pisóides e oncóides) e intraclastos, identificando-os pelos prefixos *bio-*, *pel-*, *oo-* e *intra-*, respectivamente, para definir os principais grãos do arcabouço (constituintes aloquímicos) presentes, e o tipo de componente ortoquímico, se micrita ou esparita, em que os grãos estão inclusos (figura 6-12).

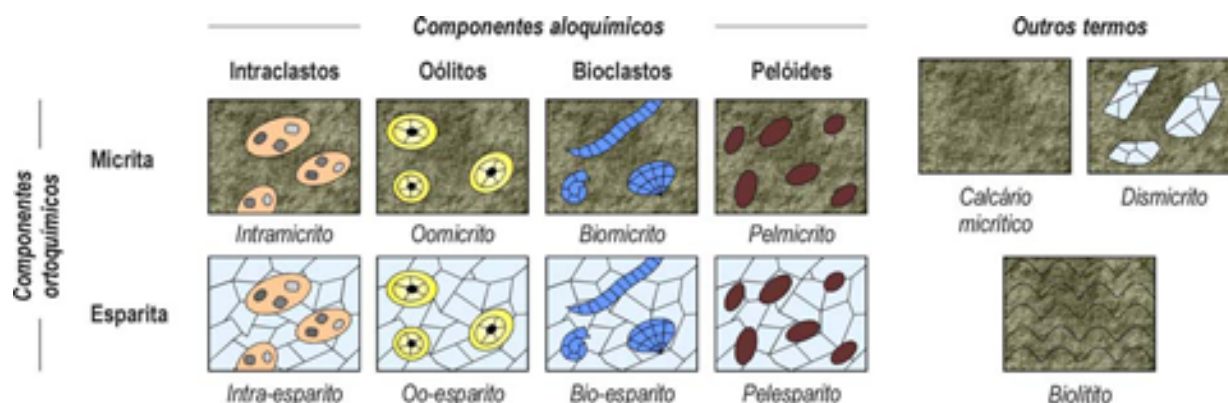


FIGURA 6-12: Esquema de classificação de rochas carbonáticas proposto por Folk (1959), que enfatiza as proporções relativas de constituintes aloquímicos (intraclastos, oólitos, bioclastos e pelóides) e ortoquímicos (micrita e esparita).

Uma segunda proposta de classificação, também muito difundida, foi elaborada por Dunham (1962), a qual enfatiza a textura da rocha carbonática, especialmente o empacotamento dos grãos aloquímicos e suas relações com a matriz (figura 6-13). A classificação de Dunham (1962) efetua uma distinção entre calcários cujo cimento espático possui origem primária ou secundária. Calcários nos quais os grãos tocam uns aos outros (arranjo suportado por grãos), foram originalmente porosos e posteriormente cimentados; a calcita espática possui, neste caso, uma origem primária. Se, por outro lado, o calcário for suportado pelo cimento, ele terá sido formado por grãos dispersos em uma matriz micrítica que foi recristalizada, originando um cimento secundário.

Dunham (1962) define cinco tipos de calcários (figura 6-13), cuja deposição deu-se como componentes clásticos, à exceção dos *boundstones*, que são formado pela atividade biogênica em recifes coralinos.

Neste trabalho, para descrever macroscopicamente os litotipos carbonáticos será adotada a classificação exposta na tabela 6-3. Ao nível de seção delgada, salvo indicação, será empregada a terminologia introduzida por Dunham (1962).

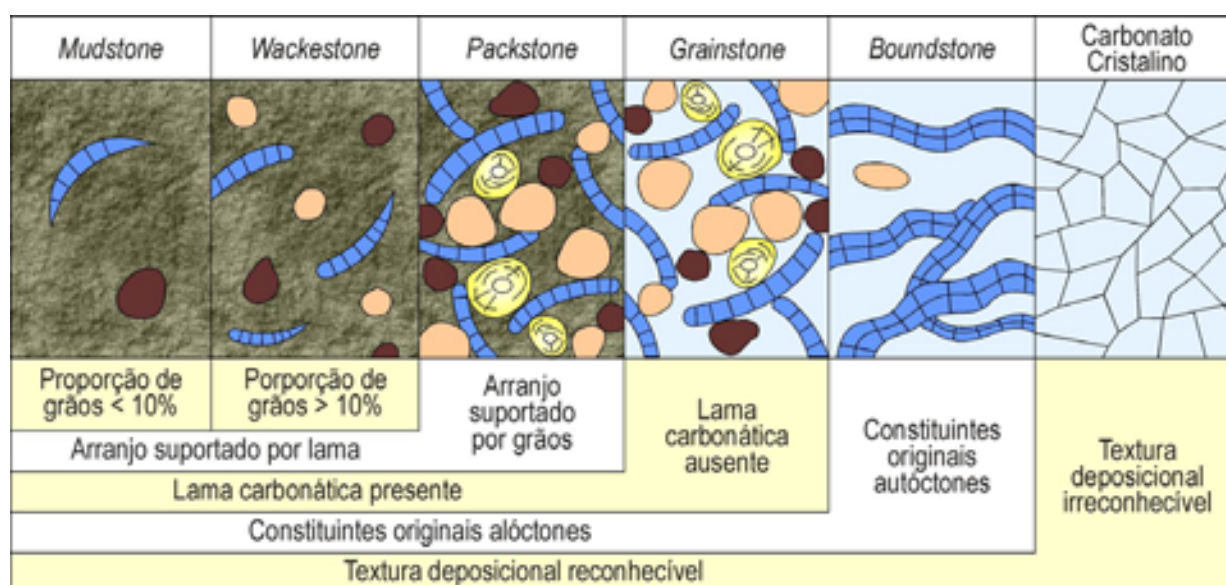


FIGURA 6-13: Diagrama para a classificação de rochas carbonáticas proposto por Dunham (1962).

6.3.2 – CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E PETROGRAFIA DAS LITOFÁCIES IDENTIFICADAS

Conforme a descrição dos testemunhos, foram identificadas, ao todo, doze litofácies no Campo de Xaréu. A princípio, para maiores simplificações, as litofácies serão descritas e agrupadas de acordo com sua composição mineralógica predominante (relação grãos terrígenos *versus* constituintes carbonáticos). Em um item subsequente, as litologias identificadas serão reagrupadas em associações de litofácies que levam em consideração a sua posição relativa no lago e os processos sedimentares envolvidos.

A - LITOFÁCIES SILICICLÁSTICAS

As litofácies siliciclásticas são os tipos predominantes nos testemunhos estudados, representando de 70 a 80% das litologias analisadas e exibindo intercalações de litofácies carbonáticas (figuras 6-14 a 6-16). São representadas por: (i) ruditos siliciclásticos, (ii) arenitos médios a muito grossos, (iii) arenitos muito finos a finos, (iv) siltitos e (v) folhelhos e margas.

Os **Ruditos Siliciclásticos (RSil)** englobam, de fato, uma grande variedade de litologias com características bastantes distintas umas das outras, tendo em comum apenas o fato de exibirem uma matriz composta por constituintes siliciclásticos.

Compreendem principalmente conglomerados de coloração bastante variada (cinza, bege, marrom), polimíticos, contendo clastos de rochas graníticas e folhelhos, grânulos e seixos de quartzo e feldspatos, distribuídos em uma matriz argilosa a arenosa (figuras 6-14a e 6-14c). Apresentam arranjos matriz-suportados (paraconglomerados ou diamictitos - figuras 6-14a e 6-14c) e estão associados intimamente a alguns litotipos da litofácies de ruditos carbonáticos, que serão descritos mais adiante, para os quais passam lateralmente. Os clastos de folhelho possuem geralmente forma alongada, via de regra denunciando o acamamento destas rochas (figura 6-14c), enquanto que os demais fragmentos apresentam-se arredondados a subarredondados, estando distribuídos caoticamente.

Ortoconglomerados contendo seixos de quartzo, feldspatos, folhelho e de rochas graníticas, também são litologias incluídas nesta litofácies. Apresentam gradação normal para os arenitos médios a muito grossos, sendo que os clastos são envoltos por uma matriz arenosa grossa a muito grossa, localmente exibindo cimentação carbonática.

Os **Arenitos Médios a Muito Grossos (ArnMMG)** são os litotipos siliciclásticos mais comuns nos testemunhos. Correspondem a rochas de aspecto muito variado, podendo apresentar estratificações cruzadas, serem maciças (figura 6-14b), ou mesmo intensamente bioturbadas ou com estruturas de escape de fluidos (pilares e diques de areia, principalmente). Estruturas de escorregamento também podem ser encontradas. Níveis conglomeráticos são observados na base de algumas seqüências, podendo gradar para os conglomerados da litofácies *RSil*. São rochas que possuem cor variando entre bege, cinza-claro e verde-claro.

A cimentação é predominantemente silicosa, podendo ser encontrados alguns litotipos que apresentam cimentação carbonática e, raramente, por óxidos de ferro.

São rochas que exibem baixo selecionamento, cujos grãos mostram baixa esfericidade e arredondamento (prancha 6-1, fotografias 1 e 2), o que pode ser explicado por um baixo transporte sofrido desde sua área fonte. O quartzo é o principal constituinte do arcabouço (média de 90 a 95% dos grãos), sendo representado principalmente por grãos monocristalinos (localmente policristalinos), podendo exibir extinção ondulante. Os feldspatos (plagioclásio e K-feldspato) aparecem subordinadamente (até cerca de 5% dos grãos) (prancha 6-1, fotografias 1 e 2). Biotita, muscovita, anfibólio e opacos são os principais minerais acessórios.

Os contatos entre os grãos são principalmente pontuais e retos, com raros exemplos côncavo-convexos. As biotitas e alguns anfibólios mostram-se comumente encurvados ou mesmo quebrados, em meio aos grãos do arcabouço, indicativo de uma significativa compactação mecânica. A maior parte dos feldspatos mostra alteração para argilominerais e carbonato.

Estes litotipos apresentam uma importante porosidade interpartícula, que compreende cerca de 5-10%, favorecida pelo seu baixo grau de empacotamento. Os poros são irregulares, de dimensões muito variadas e sem orientação preferencial, podendo estar parcialmente preenchidos por cimento carbonático.

Os **Arenitos Muito Finos a Finos (ArnMFF)** ocorrem associados aos siltitos e aos arenitos médios a muito grossos, sendo rochas de cor que varia entre bege, verde-claro a escuro, ou marrom. Normalmente possuem aspecto maciço, podendo exibir, em alguns casos, níveis laminados com estratificação plano-paralela, ou estratificações cruzadas de pequeno porte. Níveis bioturbados ou com estruturas de escape de fluidos também podem ocorrer (figura 6-14d).

Os arenitos muito finos a finos são rochas moderadamente selecionadas, essencialmente quartzosas (grãos monocristalinos compondo cerca de 95% do arcabouço), podendo apresentar grãos de feldspatos que se mostram, na maior parte das vezes, alterados, além de biotita e anfibólio. Os grãos exibem arredondamento moderado e baixa esfericidade, indicando pouco transporte desde sua área fonte, além de possuírem contatos predominantemente pontuais a retos (raros côncavo-convexos). A presença de feldspatos, de biotita e de anfibólios implica em uma baixa maturidade textural. Apesar das diferenças granulométricas, são rochas textural e mineralogicamente muito semelhantes à litofácies **ArnMMG**.

Localmente apresentam cimentação carbonática e, à semelhança da litofácies **ArnMMG**, a porosidade interpartícula é importante nestas rochas, também com forma irregular e sem orientação principal.

Os **Siltitos (Silt)** aparecem de modo subordinado nos testemunhos estudados, estando normalmente associados aos arenitos (em geral aos arenitos muito finos a finos) e aos folhelhos.

Tratam-se de rochas de estrutura essencialmente maciça (prancha 6-1, fotografia 3), raramente apresentando uma estratificação subhorizontal incipiente. Apresentam coloração, em geral vermelho-escuro, podendo ser também marrom ou verde-escuro. São compostos por diminutos grãos de quartzo, com feldspatos, micas e minerais opacos aparecendo subordinadamente.

Os **Folhelhos e Margas (FM)** são rochas de cor dominante verde-escuro, cinza-claro a escuro, ou negro, estes últimos apresentando enriquecimento em matéria orgânica. Exemplos intemperizados possuem colorações em tons de verde-claro, vermelho e marrom.

São rochas finamente laminadas (prancha 6-1, fotografias 4 a 6), comumente fossilíferas, sendo ricas em filamentos e fragmentos de matéria orgânica carbonizada (essencialmente restos de algas e fragmentos de troncos de gimnospermas), além da presença local de valvas de ostrácodes e conchostráceos. Nódulos e concreções de calcita, sílica, pirita e minerais fosfáticos aparecem em determinados níveis. As porções com coloração cinza-escuro a negro mostram-se bem preservadas, mostrando um aspecto compacto na maior parte dos casos. O intemperismo físico-químico dos níveis

piritosos produz a coloração em tons de verde-claro observada em alguns folhelhos. Neste caso, observa-se uma importante porosidade horizontal (prancha 6-1, fotografia 4), muito provavelmente originada pela descompressão e/ou desidratação dos argilominerais constituintes quando trazidos à superfície após a testemunhagem.

Próximos aos contatos com as rochas calcárias, uma cimentação carbonática está freqüentemente presente, e os folhelhos passam gradualmente para margas (prancha 6-1, fotografias 5 e 6). Estas normalmente exibem cor cinza-escuro a marrom-escuro. Excetuando a presença da cimentação carbonática, as margas encontradas não exibem características macroscópicas muito distintas dos folhelhos mais puros. Algumas margas apresentam enriquecimento em carapaças de ostrácodes, podendo passar verticalmente para ostracoditos. Níveis de argilitos aparecem associados aos folhelhos.

Estruturas de escorregamento são relativamente comuns em ambos litotipos, sendo originadas por deslizamentos das camadas, provavelmente associados a instabilidades gravitacionais e microssismos ao longo das margens do lago, causadas pela atividade de falhas.

B - LITOFÁCIES CARBONÁTICAS

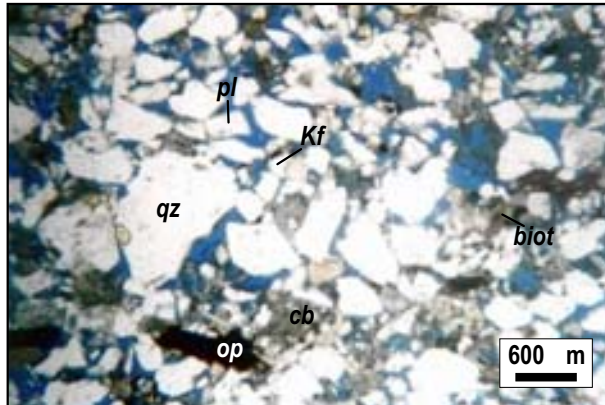
As litofácies carbonáticas (e exemplares de composição mista) são representadas por: (i) ruditos carbonáticos, (ii) ostracoditos, (iii) calcarenitos, (iv) calcilutitos e calcissiltitos laminados, (v) interlaminações carbonáticas, (vi) calcilutitos e calcissiltitos maciços e (vii) laminitos microbiais. Ocorrem intercaladas nas litofácies siliciclásticas (figuras 6-14 a 6-16).

Os **Ruditos Carbonáticos (RCb)** englobam litologias extremamente abundantes, identificadas em quase todos os testemunhos descritos. São rochas de cores variadas (bege-escuro, cinza-escuro a negro, marrom), mal selecionadas, cujos clastos podem variar de 5 a 150 mm de comprimento, englobando desde exemplos matriz-suportados (paraconglomerados ou diamictitos) até aqueles suportados por clastos (ortoconglomerados - figura 6-15a). Estes litotipos exibem clastos de folhelho, arenitos, calcilutitos maciços e acamadados, laminitos microbiais e ostracoditos. Na maior parte dos casos, os clastos estão distribuídos caoticamente. No entanto, arranjos orientados, definindo uma estratificação, também podem ocorrer.

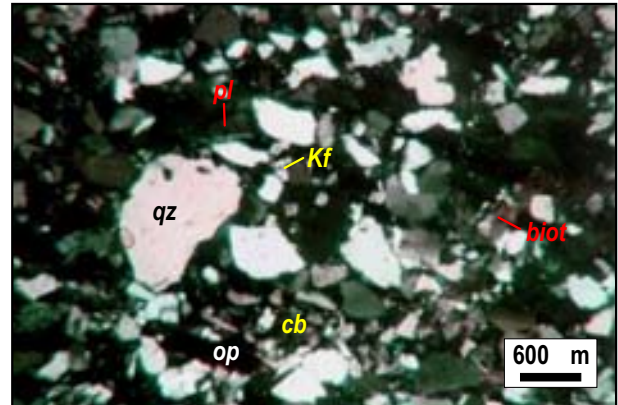
A composição da matriz varia, podendo ser margosa ou micrítica (*mudstones* a *packstones*), contendo pelóides, oólitos (prancha 6-2, fotografia 1), intraclastos de *mudstones* e *wackestones/packstones* (prancha 6-2, fotografia 2), carapaças articuladas e desarticuladas de ostrácodes, fragmentos de algas filamentosas e de gimnospermas.

Algumas vezes a matriz carbonática está recristalizada para calcita espática que, por sua vez, pode estar localmente substituída para calcedônia. Pelóides e intraclastos exibem, não raro, cimentação por franjas de calcita, enquanto que os núcleos de alguns oólitos podem mostrar processos de silicificação.

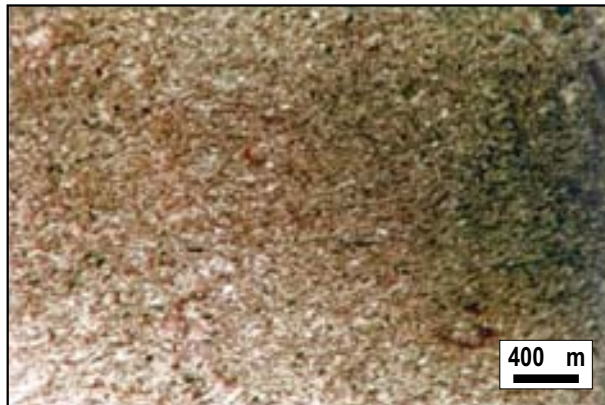
PRANCHA 6-1



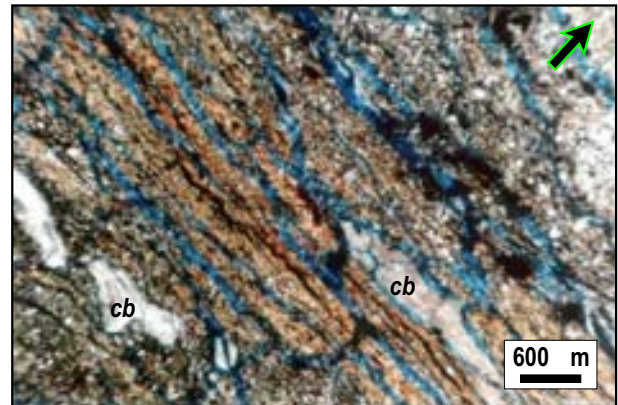
FOTOGRAFIA 1: Arenito médio a grosso (subarcósio), com grãos de K-feldspato (Kf), plagioclásio (pl), biotita (biot) e opacos (opacos). Notar a importante porosidade interpartícula (em azul) e a presença de cimentação carbonática (cb) preenchendo alguns poros. **Litofácies ArnMMG.** Seção delgada 41198. Nicóis paralelos.



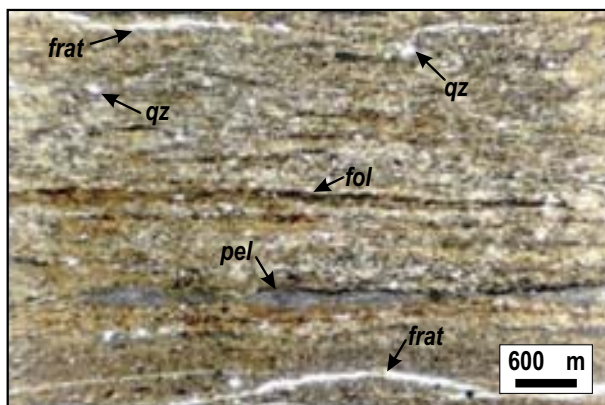
FOTOGRAFIA 2: Arenito médio a grosso (subarcósio) ilustrado na fotografia anterior. **Litofácies ArnMMG.** Seção delgada 41198. Nicóis cruzados.



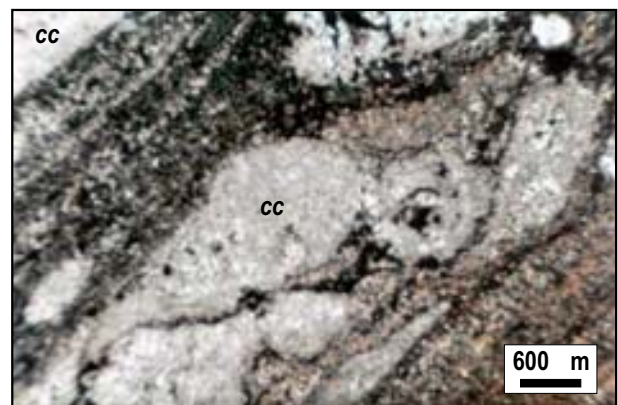
FOTOGRAFIA 3: Siltito com laminação incipiente e grãos de quartzo e opacos dispersos. **Litofácies SArnMFF.** Seção delgada 27121. Nicóis paralelos.



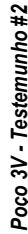
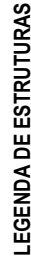
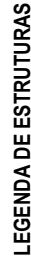
FOTOGRAFIA 4: Folhelho apresentando importante porosidade horizontal gerada pela descompressão do testemunho e/ou pela desidratação dos argilominerais presentes. Notar a presença de fragmentos de rochas carbonáticas (cb). A seta indica o topo estratigráfico da seção. **Litofácies FAM.** Seção delgada 39739. Nicóis cruzados.



FOTOGRAFIA 5: Marga com granulometria de silte a areia muito fina, apresentando grãos de quartzo (qz) dispersos, níveis de folhelho (fol) intercalados e de pelóides (pel) intensamente achatados. Fraturas abertas (frat) aparecem próximo ao topo e à base da fotografia. **Litofácies FAM.** Seção delgada 41199. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 6: Marga exibindo intercalações de calcita finamente cristalizada (cc). **Litofácies FAM.** Seção delgada 39738. Nicóis paralelos.



	Arenito		Conglomerado (matriz arenosa)
	Arenito calcífero		Conglomerado (matriz argilosa)
	Siltito		Conglomerado (matriz margosa)
	Argilito		Calcário (indiferenciado)
	Folhelho		

FIGURA 6-14: Testemunhos dos porcos 1V e 3V apresentando algumas feições das principais Litofácies Siliciclásticas: A- Conglomerado com matriz margosa com clastos de folhelho (f), rochas graníticas (gr) e seixos de quartzo (qz) e folhelho (fd); B- conglomerado com clastos orientados de folhelho (f), seixos/grânulos de quartzo e de folhelho (fd), e nódulos fosfáticos (P); C- arenito muito grosso a conglomerático, com grânulos de quartzo; D- arenito muito fino a fino, verde-escuro com laminação subhorizontal, apresentando evidências de escape de fluidos (indicadas pelas setas). Para localização dos porcos, vide figura 6-2.

É muito comum a presença de veios de calcita cinza cristalina, com estrutura blocosa ou em cone-em-cone e de espessura milimétrica a centimétrica ao longo destas rochas, indicando importante atividade de fluidos (brechas hidráulicas?). Geralmente os veios são subhorizontais, não obstante exemplos inclinados e verticais também possam ser encontrados. A calcita destes veios apresenta um aspecto fibroso, cujos cristais estão orientados perpendicularmente às paredes da fratura, indicando a direção de abertura da mesma.

Os **Ostracoditos (Ost)** são litotipos que correspondem, em granulometria, a calcarenitos finos a médios (figura 6-15b), compostos essencialmente por carapaças de ostrácodes, imersas em uma matriz carbonática (prancha 6-2, fotografias 3 e 4). As carapaças mostram-se bem preservadas na maior parte das vezes, exibindo preenchimento por calcita cristalina (prancha 6-3, fotografia 3) e, em alguns casos, por minerais opacos, provavelmente pirita. Podem ser reconhecidos exemplos tanto articulados como desarticulados.

São litologias que variam de *packstones* (matriz micrítica de composição calcítica) a *grainstones* bioclásticos. Estes litotipos normalmente não apresentam estruturas observáveis. Porém, em níveis mais compactados, as carapaças estão completamente desarticuladas, fragmentadas e achatadas, estando orientadas e definindo uma laminação subhorizontal (prancha 6-2, fotografia 4). No interior de alguns ostrácodes, a matriz micrítica pode estar substituída para calcita espática, assim como pode apresentar dolomitização e piritização.

A porosidade é dada principalmente por fraturas subverticais abertas, moldes de carapaças (que podem estar orientados horizontalmente nos tipos margosos) e cavidades não-orientadas, irregulares e distribuídas erráticamente, originadas pela dissolução da matriz.

Associam-se normalmente à litofácies *RCb* e aos calcarenitos da litofácies *CalcArn*, para os quais podem passar lateralmente.

Os **Calcarenitos (CalcArn)** são litotipos caracteristicamente de aspecto maciço, de coloração cinza a bege, e granulometria que varia do silte à areia fina. Tipos com um acamamento horizontal incipiente podem ser encontrados. Ocorrem intercalados em camadas de calcilitos maciços, ou mesmo entre os folhelhos. Podem exibir carapaças de ostrácodes e concreções carbonáticas, além de impregnação por óleo.

São representados dominantemente por *wackestones/packstones* peloidais, bioclásticos e oolíticos (prancha 6-2, fotografia 5), e *grainstones* bioclásticos a oolíticos (prancha 6-2, fotografia 6). A matriz micrítica dos *wackestones/packstones* possui composição calcítica. Os ostrácodes são os principais microfósseis observados, podendo ser encontrados, também, fragmentos de algas clorofíceas (prancha 6-3, fotografia 1).

Uma importante porosidade vugular pode estar presente, principalmente nos litotipos mais recristalizados e dolomitizados. As cavidades são irregulares, possuindo tamanhos variados e sem orientação predominante, podendo apresentar impregnação por hidrocarbonetos (prancha 6-3, fotografia 2).

Os **Calcilutitos e Calcissiltitos Laminados (CalcLam)** são litologias caracterizadas por uma alternância entre faixas de cor cinza-claro a escuro e faixas de cor branca a bege-claro (figura 6-15c). As faixas são finamente laminadas, sendo as mais escuras compostas por materiais de granulometria mais fina que as de coloração mais clara e, em geral, pode ser observada uma passagem gradual entre elas, seguindo uma gradação normal (figura 6-15c). Os ciclos gradacionais apresentam espessuras que podem variar entre 10 e 100 mm.

As faixas escuras são representadas essencialmente por *mudstones* a *wackestones* bioclásticos, peloidais (prancha 6-3, fotografia 3) e oolíticos. As faixas mais claras, de granulometria relativamente mais grossa, variam de *wackestones* a *packstones* peloidais, oolíticos e bioclásticos. Os pelóides definem a laminação destas rochas, apresentando forma elíptica, cujo eixo maior está disposto na direção horizontal (prancha 6-3, fotografias 3 e 4). Muitos deles são constituídos por agregados de oólitos envoltos por uma matriz micrítica que pode estar recristalizada. Valvas de ostrácodes presentes em alguns exemplos também estão orientadas horizontalmente segundo seu comprimento maior. São comuns níveis contínuos de lama carbonática, intercalados com faixas ricas em pelóides, (prancha 6-3, fotografia 5), provavelmente constituindo antigos pelóides intensamente achatados e aglutinados.

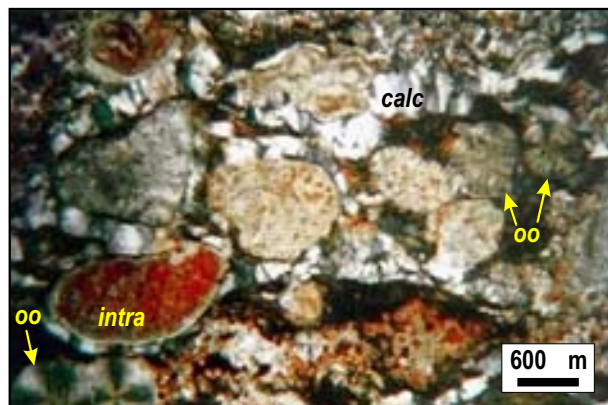
Os pelóides podem apresentar substituição por pirita. Pseudomorfos fibrorradiais de calcita sobre aragonita e veios com estrutura cone-em-cone aparecem ocasionalmente.

Apresentam porosidade vugular originada pela dissolução dos pelóides e da calcita espática. Quando originados da dissolução de pelóides, os poros estão distribuídos, grosso modo, horizontalmente. Fragmentos dissolvidos de vértebras de peixes aparecem de modo errático, criando uma porosidade móldica (prancha 6-3, fotografia 6). A porosidade horizontal originada pela descompressão/desidratação de níveis margosos ocorre localmente.

As **Interlaminções Carbonáticas (IntCb)** são caracterizadas como litotipos que apresentam uma alternância rítmica entre finas camadas (até 20 mm de espessura) de rochas carbonáticas e unidades siliciclásticas (figura 6-16c, prancha 6-4, fotografia 1).

As camadas de rochas carbonáticas possuem colorações que variam do cinza ao marrom, podendo serem constituídas por *mudstones* a *wackestones*, eventualmente bioclásticos (ostracoidais) ou peloidais e, mais raramente, por *packstones* bioclásticos. Todos estes litotipos podem exibir variadas proporções de fragmentos de minerais opacos, que podem constituir matéria orgânica parcialmente

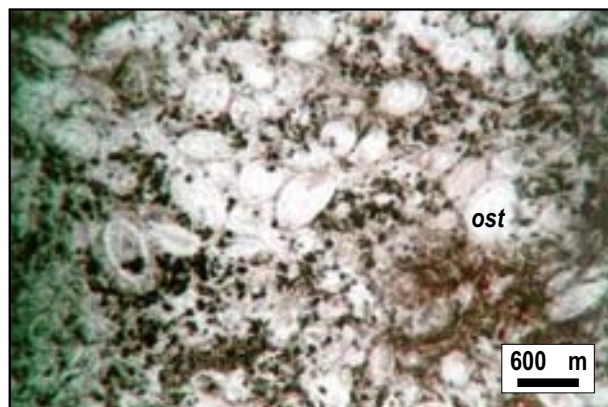
PRANCHA 6-2



FOTOGRAFIA 1: Intraclastos (intra) e oólitos (oo) envolvidos por veios preenchidos por cimento fibroso de calcita cristalina (calc). **Litofácies RCb.** Seção delgada 44168. Nicóis paralelos.



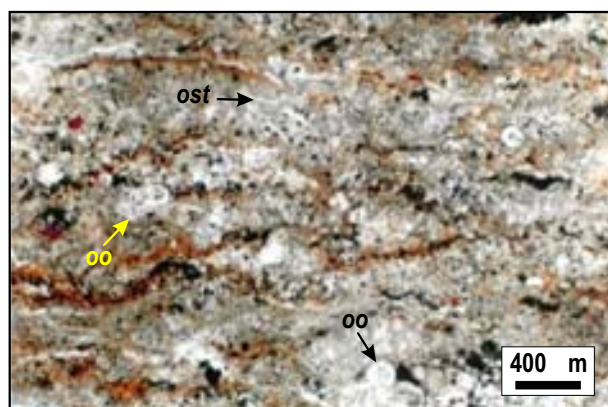
FOTOGRAFIA 2: Intraclastos (intra) de mudstones dispersos em matriz margosa (marg) exibindo veios de calcita cristalina (porções em branco). **Litofácies RCb.** Seção delgada 44165. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 3: Grainstone bioclástico rico em carapaças articuladas e recristalizadas de ostrácodes (ost). **Litofácies CalArnOst.** Seção delgada SD-24b. Nicóis paralelos.



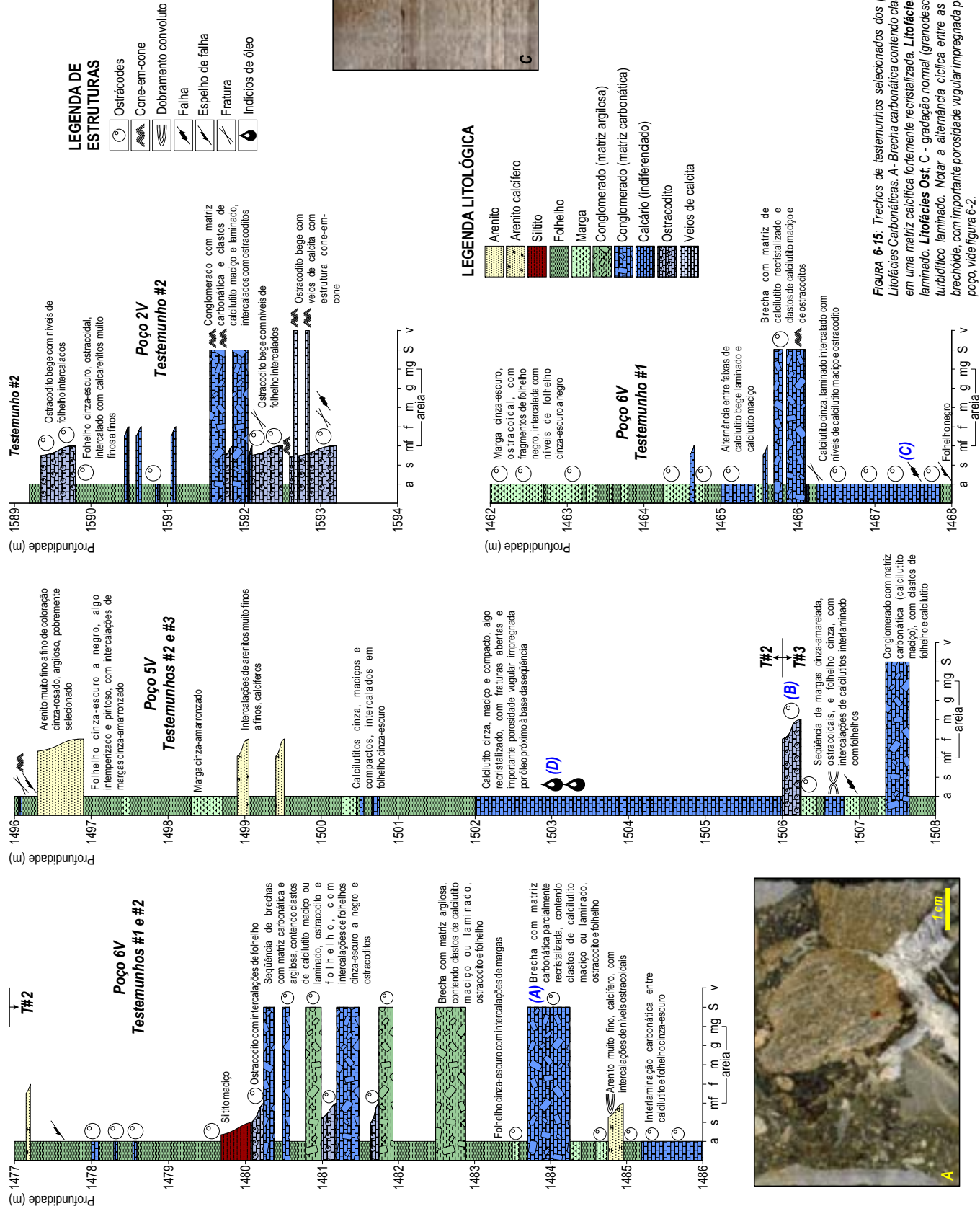
FOTOGRAFIA 4: Marga bioclástica contendo carapaças desarticuladas de ostrácodes. **Litofácies CalArnOst.** Seção delgada 41199. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 5: Wackestone parcialmente piritizado, contendo oólitos (oo) e fragmentos de carapaças de ostrácodes (ost) dispersos na matriz. Notar um acamamento incipiente subhorizontal. **Litofácies CalArnS.** Seção delgada 44162. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 6: Grainstone oolítico maciço contendo grão de pirita (pir). **Litofácies CalArnS.** Seção delgada 44162. Nicóis paralelos.



piritizada. As camadas de siliciclásticos, por seu turno, são representadas principalmente por folhelhos e margas, com raros siltitos e argilitos, também possuidores de opacos.

Esta litofácies não apresenta uma porosidade apreciável, porém, quando presente, ela é essencialmente representada por fraturas abertas e raros cavidades.

Os **Calcilutitos e Calcissiltitos Maciços (CalcMac)** correspondem aos litotipos carbonáticos mais comuns. São rochas que, em geral, apresentam cor cinza-claro a bege, aspecto maciço compacto predominante, (figura 6-16a) podendo, no entanto, apresentar um acamamento incipiente em alguns casos (figura 6-16b). Podem gradar para calcilutitos, calcissiltitos e calcarenitos muito finos, e para calcilutitos brechóides (figura 6-16c).

São principalmente *mudstones* a *wackestones*, com matriz micrítica (prancha 6-4, fotografia 2) ou síltico-peloidal (prancha 6-4, fotografia 3), composta por calcita microcristalina e apresentando cristais de pirita substituindo a matéria orgânica e raros grãos de quartzo diminutos. Os *wackestones* podem apresentar bioclastos (ostrácodes, fragmentos de gimnospermas – prancha 6-4, fotografia 4), pelóides e oólitos. A laminação incipiente observada em alguns exemplos desta litofácies é, muitas vezes, definida por uma orientação preferencial horizontal dos pelóides ou de intraclastos micríticos.

A matriz micrítica da litofácies **CalcMac** apresenta muitas vezes cavidades preenchidas por calcita espática e também envolvendo intraclastos micríticos, originando os tipos de aspecto brechóide (prancha 6-4, fotografia 5). A cimentação é feita predominantemente por calcita dolomitizada, podendo ocorrer concreções e/ou nódulos carbonáticos e, menos comumente, silicosos e fosfáticos. Veios de calcita, ora blocosa ora com estrutura cone-em-cone, podem estar presentes.

A porosidade é principalmente vugular e por fraturas, ambas podendo exibir impregnação de hidrocarbonetos (figura 6-16d). As cavidades distribuem-se aleatoriamente, eventualmente exibindo preenchimentos secundários de caolinita, e sílica fibrosa e granular (calcedônia e *chert*, respectivamente). Via-de-regra, as fraturas estão abertas, sendo verticais (prancha 6-4, fotografia 3) ou com mergulhos oblíquos.

A litofácies **CalcMac** pode passar vertical e horizontalmente para interlaminações carbonáticas, calcilutitos laminados e margas.

Os **Laminitos Microbiais (LamMic)** ocorrem como camadas delgadas com espessura média de 1 a 5 cm podendo alcançar, excepcionalmente, 15 cm. Compreendem litotipos de cor branca a bege-claro (figura 6-16d), finamente laminados (prancha 6-4, fotografia 6), de consistência friável e exibindo um aspecto similar a greda. Podem exibir intercalações de lâminas de calcilutitos e calcissiltitos maciços, e de folhelhos negros.

Composicionalmente podem ser classificados como *mudstones* ou como biolititos na classificação de Folk (1959), compostos estritamente por uma matriz micrítica laminada, de constituição calcítica

dolomitizada. As lâminas possuem uma boa continuidade, mostrando, em alguns exemplos, dobras convolutas e microfalhas.

Em meio às lâminas de carbonato, podem estar presentes níveis de óxidos de ferro. Dissolução e preenchimento por calcita espática podem ser observados localmente. A porosidade é representada por espaços abertos remanescentes da formação destas litologias (porosidade fenestral) e por cavidades de dissolução. Em ambos os casos, os poros orientam-se na posição horizontal, podendo estar preenchidos por cimento de dolomita.

6.3.3 – HISTÓRIA DIAGENÉTICA DAS LITOFÁCIES CARBONÁTICAS

A partir das observações extraídas do estudo de seções delgadas, as litofácies identificadas, principalmente as carbonáticas, passaram por três grandes etapas diagenéticas: eo, meso e telodiagênese. Durante a evolução diagenética das litofácies carbonáticas, alguns dos processos envolvidos podem sobrepor-se, enquanto que outros somente são acionados em função da interrupção dos demais (figura 6-17).

A **etapa de eodiagênese** englobou processos que ocorreram próximo à superfície, onde as características químicas das águas intersticiais foram essencialmente controladas pelo ambiente superficial, antes do soterramento efetivo dos sedimentos. Associados a esta etapa diagenética, foram identificados nas litofácies carbonáticas do Campo de Xaréu os seguintes processos: (i) geração e deposição da matriz micrítica; (ii) cimentação em franja; (iii) cimentação em mosaico mesocristalino; (iv) piritização; (v) dolomitização e (vi) dismicritização; (figura 6-17).

Os primeiros eventos eodiagenéticos foram registrados pela geração e deposição da matriz micrítica, que ocorreu durante e logo após a deposição dos grãos calcários. A matriz micrítica pode ter possuído uma série de origens: a maior parte dela pode ter sido formada pela desintegração do esqueleto aragonítico de algas clorofíceas, pela desagregação dos pelóides e intraclastos, e pela abrasão mecânica e biológica de grãos carbonáticos. A presença da matriz micrítica foi constatada principalmente nas litofácies *CalcMac*, *CalcLam* e *LamMic*, e subordinadamente na litofácies *CalcAm*.

Durante as quedas do nível de água do lago, as camadas de micrita ficam expostas subaereamente e desagregam-se, formando brechas intraformacionais constituídas por intraclastos (calcilutitos brechóides).

Duas gerações de cimentação eodiagenética foram identificadas nas litofácies, notadamente na *RCb*: (i) a mais precoce é caracterizada por franjas de carbonato, que aparecem envolvendo principalmente os pelóides e intraclastos das litofácies *RCb* (prancha 6-5, fotografia 1). Estas franjas se

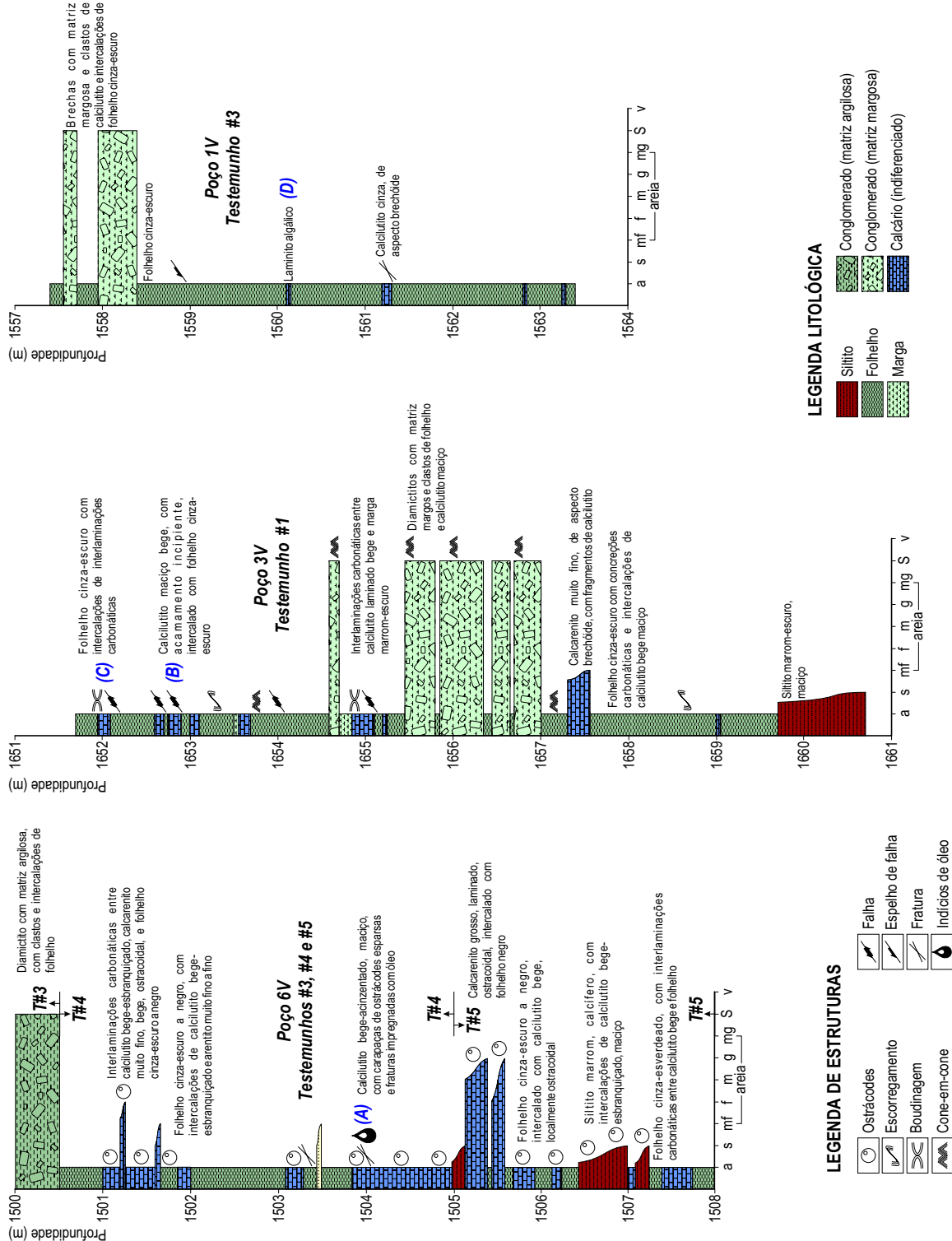
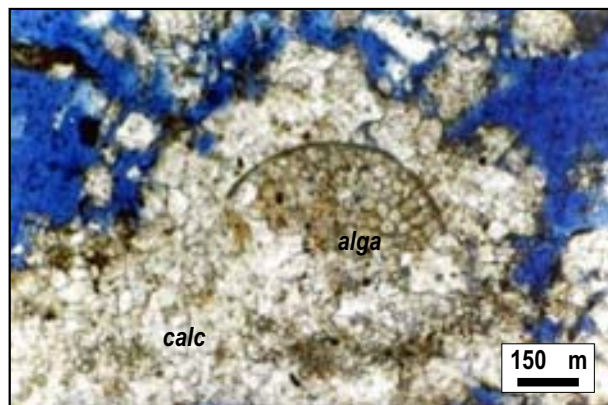
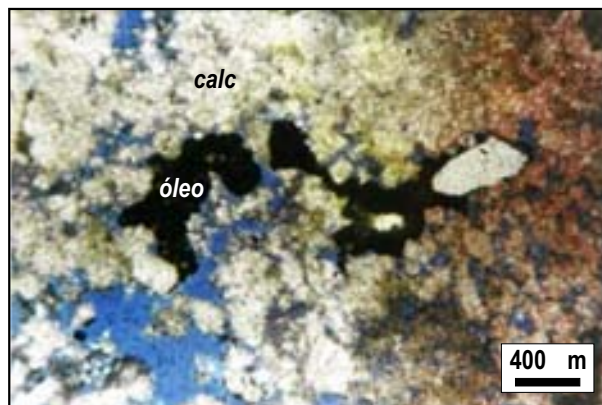


FIGURA 6-16: Trechos selecionados de testemunhos dos poços 1V, 3V e 6V, apresentando as principais Litofácies Carbonáticas. Nota-se que as rochas carbonáticas ocorrem tipicamente como intercalações em meio às Litofácies Siliciolásticas: A - Calcilutito maciço, compacto, recristalizado; B - calcilutito bege, apresentando acamamento subhorizontal incipiente; Litofácies CalcMac; C - Interalminação carbonática entre calcilutito bege-claro e marga marrom-claro; Litofácies IntCb; D - laminito microbiano intercalado em folhelho. Litofácies LamMic. Para localização dos poços, vide figura 6-2.

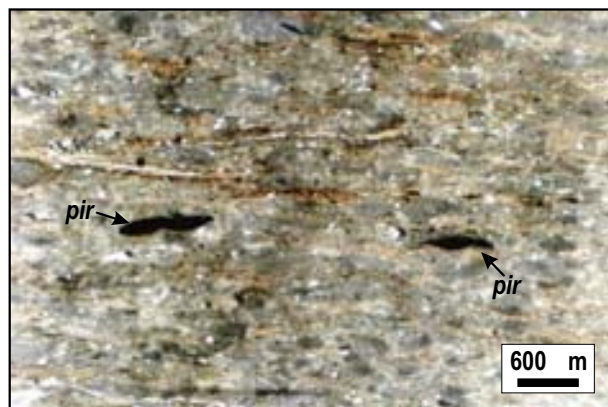
PRANCHA 6-3



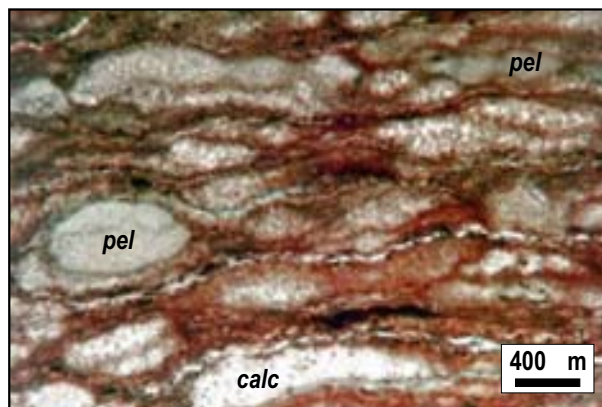
FOTOGRAFIA 1: Fragmento de alga clorofícea englobado por cristais de calcita dedolomitizada (calc). Notar a importante porosidade vugular originada pela dissolução dos antigos cristais de dolomita. **Litofácies CalArnS.** Seção delgada 44161. Nicóis paralelos.



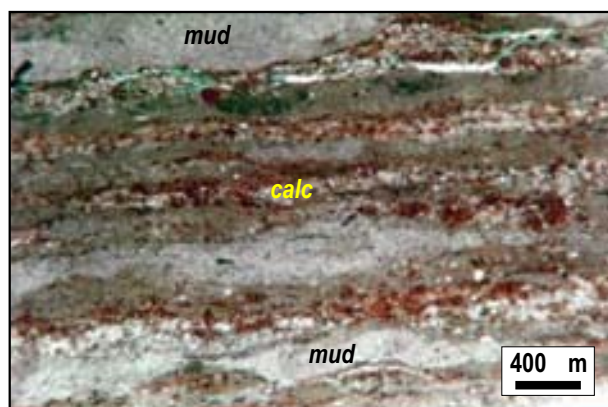
FOTOGRAFIA 2: Porosidade vugular (porções em azul) afetando calcita dedolomitizada (calc), parcialmente preenchida por óleo. **Litofácies CalArnS.** Seção delgada 41161. Nicóis paralelos.



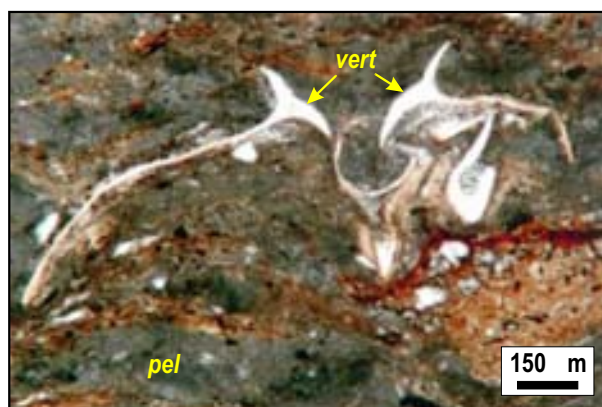
FOTOGRAFIA 3: Wackestone bioclástico/peloidal, laminado, apresentando pelóides piritizados (pir) dispersos em uma matriz siltito-peloidal. **Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos).** Seção delgada 41196. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 4: Packstone peloidal, laminado, exibindo pelóides (pel) elípticos e alongados, orientados horizontalmente. Algumas cavidades exibem preenchimento de calcita fina (calc). **Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos).** Seção delgada SD-14b. Nicóis paralelos.

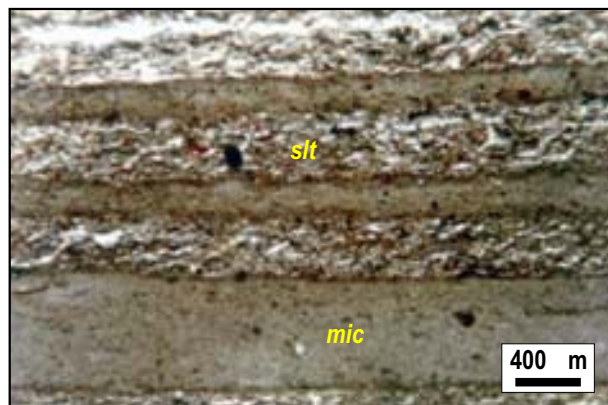


FOTOGRAFIA 5: Lâminas de mudstones (mud) intercaladas com níveis de calcita fina recristalizada (calc). Os níveis de mudstones possivelmente foram formados pelo forte estiramento de pelóides. **Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos).** Seção delgada SD-32. Nicóis paralelos.

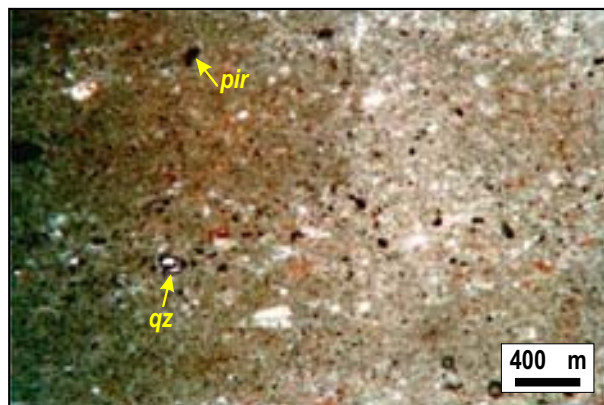


FOTOGRAFIA 6: Seções de possíveis vértebras de peixes imersas em uma matriz micrítica de wackestone bioclástico/peloidal. O conteúdo dos moldes foi completamente dissolvido. **Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos).** Seção delgada 41196. Nicóis paralelos.

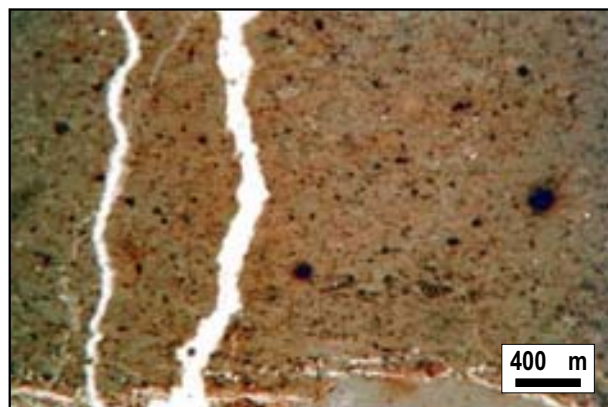
PRANCHA 6-4



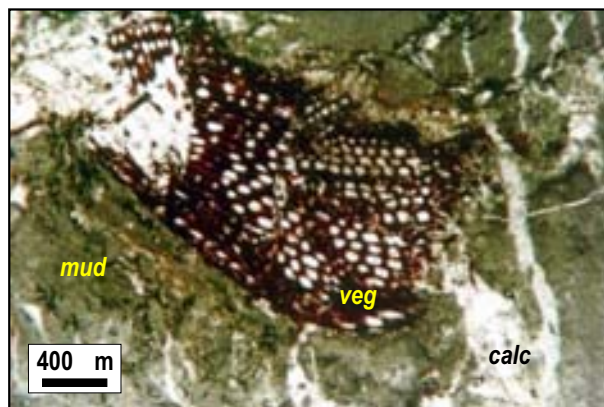
FOTOGRAFIA 1: Alternância cíclica entre camadas de lama carbonática (mic) e siltitos (slt). A ciclicidade observada é registro de mudanças sazonais ocorridas durante a deposição desta litofácies. **Litofácies IntCb.** Seção delgada SD-15. Nicóis paralelos.



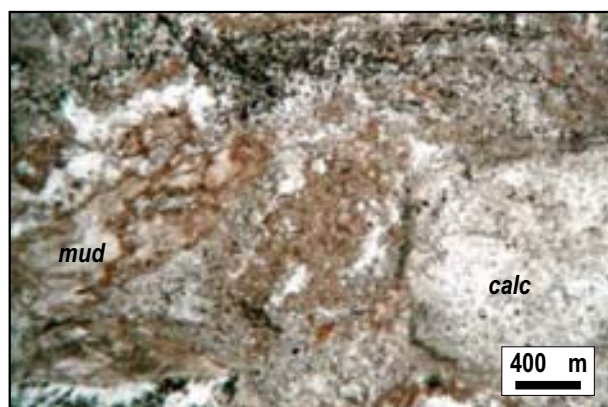
FOTOGRAFIA 2: Mudstone maciço contendo pequenos cristais de pirita (pir) e grãos de quartzo (qz) dispersos em meio à matriz micrítica. **Litofácies CalMac.** Seção delgada 24249. Nicóis paralelos.



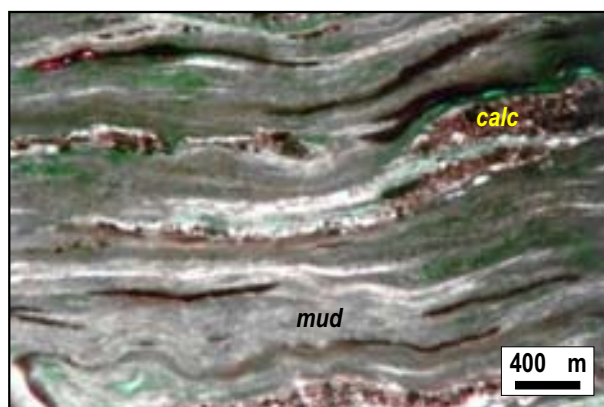
FOTOGRAFIA 3: Mudstone com laminação horizontal incipiente, constituído por uma matriz siltito-peloidal, exibindo fraturas verticais abertas. **Litofácies CalMac.** Seção delgada 27116. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 4: Fragmento de gimnosperma (veg) imerso em uma matriz micrítica (mud) em calcilito brechóide. Notar também a presença de veios preenchidos por calcita (calc). **Litofácies CalMac.** Seção delgada 24247. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 5: Aspecto microscópico de um calcilito brechóide formado pela recristalização parcial para calcita (calc) da matriz micrítica de alguns mustones (mud). **Litofácies CalMac.** Seção delgada 49935. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 6: Mudstone finamente laminado (mud) originado por atividades bioquímicas de cianobactérias, constituindo uma bio-herma. Observar a presença de intercalações de calcita finamente recristalizada (calc). **Litofácies LamMic (laminito microbial).** Seção delgada SD-52. Nicóis paralelos.

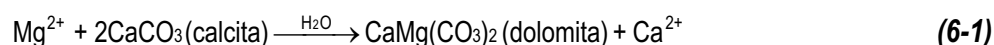
formam pela precipitação direta de aragonita em forma de agulhas microscópicas (prancha 6-5, fotografias 2 e 3) em torno dos grãos aloquímicos, graças à passagem de água carbonatada através de uma porosidade interpartícula primária. Uma vez que a aragonita é instável sob condições de temperatura e pressão superficiais, ela é prontamente transformada em calcita; (ii) uma segunda geração de cimento carbonático (figura 6-17), observada praticamente em todas as litofácies, é constituída por mosaicos de calcita espática preenchendo os espaços porosos remanescentes. O cimento em franja pode, em geral, faltar, enquanto que o cimento blocoso está usualmente presente. Apenas na litofácies **RCb** foram observadas relações diretas entre os mosaicos e as franjas de calcita (prancha 6-5, fotografia 1).

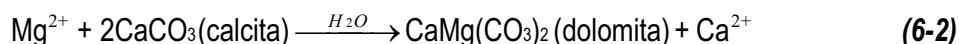
PROCESSOS	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Formação e deposição da matriz micítica	■		
Cimentação em franja	■ ■ ■ ■		
Cimentação em mosaico mesocristalino	■ ■ ■ ■		
Piritização	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Dismicritização	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Dolomitização	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■		
Compactação mecânica		■ ■ ■ ■	
Compactação química		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Dissolução		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Cimentação tardia		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Silicificação		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Fosfatização		■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	
Oxidação			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■
Dedolomitização			■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■

FIGURA 6-17: Evolução diagenética proposta para as litofácies carbonáticas do Membro Trairi no Campo de Xaréu.

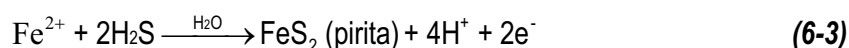
Dolomitização é um processo relativamente comum nas litofácies identificadas, especialmente nos *CalcArn* (prancha 6-5, fotografias 4 e 5), onde normalmente originam cristais euédricos (prancha 6-5, fotografia 6). O mecanismo envolvido durante o processo de dolomitização não é muito claro: alguns autores atribuem a formação de sedimentos dolomíticos em vários lagos salinos atuais e em porções rasas do mar, a elevações de pH causadas pelo crescimento de plantas em águas salinas rasas (Deer *et al.* 1992). Porém, de modo geral, é aceito que a dolomitização ocorra graças à mistura entre águas de origem marinha (que é rica em Mg^{2+}) e pluvial, podendo, pois, indicar as primeiras invasões marinhas no lago.

A dolomitização pode envolver a substituição de parte dos cátions de cálcio por cátions de magnésio, ou o simples acréscimo de Mg^{2+} à calcita, conforme mostrado nas reações 6-1 e 6-2:





A piritização pode estar relacionada a esta etapa diagenética (figura 6-17). O processo foi observado em quase todas as litofácies, notadamente nas de *CalcMac*, *CalcLam*, *CalcArn* (prancha 6-6, fotografia 1) e *RCb* (prancha 6-6, fotografia 2). A pirita formada apresenta-se sob os hábitos granular subeuédrico a euédrico (prancha 6-6, fotografia 3) e amebóide. É possível que a pirita euédrica seja de origem autigênica, enquanto que as amebóides sejam secundárias. Neste caso, ela pode provir de atividades metabólicas microbianas (bactérias anaeróbias), em ambiente redutor. Durante o metabolismo, as bactérias liberam ácido sulfídrico (H_2S) que reage com o ferro ferroso originalmente presente nos componentes aloquímicos ou provindo da contaminação dos calcários por grãos detríticos de minerais máficos (biotita, anfibólio, opacos), conforme a reação 6-3:



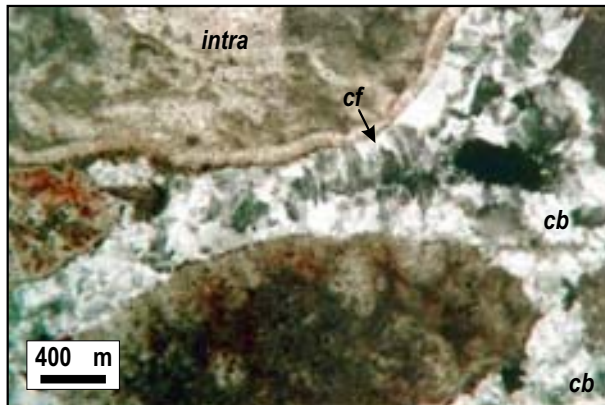
Nas etapas mais adiantadas da eodiagênese ocorreu a recristalização da matriz micrítica das litofácies analisadas. A dismicritização (transformação da matriz microcristalina micrítica em calcita mesocristalina, promovida pelo aumento gradual das condições de pressão e temperatura durante o soterramento) foi um processo observado praticamente em todas as litofácies portadoras de matriz, predominando, porém, nas litofácies *CalcMac*, *CalcLam* e *LamMic* (prancha 6-6, fotografia 4). Estas litofácies exibem, em geral, porções de calcita recristalizada em meio à matriz microcristalina.

A **etapa de mesodiagênese** ocorre em subsuperfície, após o soterramento efetivo. O soterramento provoca um aumento de temperatura e pressão, causando importantes modificações diagenéticas nos sedimentos. Além disto, os processos mesodiagenéticos são também governados pela química das águas intersticiais e pela percolação de fluidos oriundos de porções mais profundas na bacia. A mesodiagênese foi diagnosticada nas litofácies pelos seguintes processos: (i) compactação mecânica; (ii) compactação química; (iii) dissolução; (iv) cimentação tardia; (v) silicificação; e (vi) fosfatização (figura 6-17).

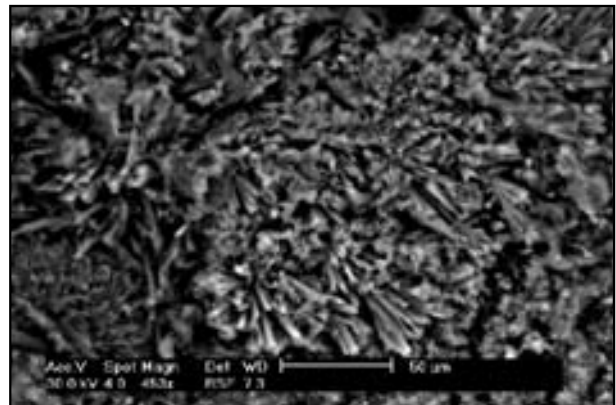
O principal evento marcador da mesodiagênese nas litofácies carbonáticas estudadas é a compactação mecânica, que deixou seu registro nas litofácies pela rotação e quebramento de grãos do arcabouço, principalmente de valvas de ostrácodes e de bivalves. Tais feições foram identificadas principalmente na litofácies *Ost* (prancha 6-6, fotografia 5). A compactação química ocorreu localmente, tendo sido observada apenas na litofácies *RCb*, pela formação de contatos côncavo-convexos em agregados de intraclastos (prancha 6-6, fotografia 6) e de pelóides.

A dissolução é um evento difundido entre as litofácies, principalmente nas que apresentam maior grau de dolomitização, como os *CalcArn* e os *CalcMac* (prancha 6-7, fotografias 1 e 2). O processo

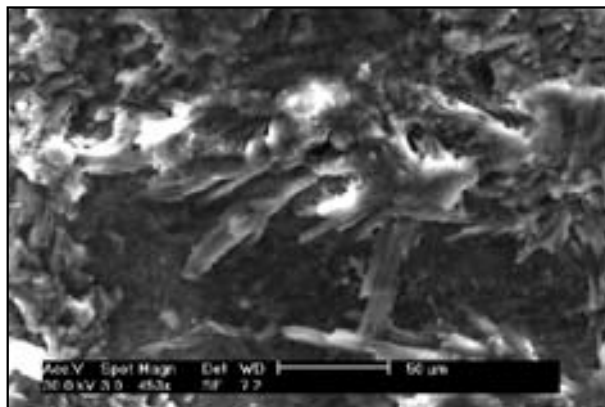
PRANCHA 6-5



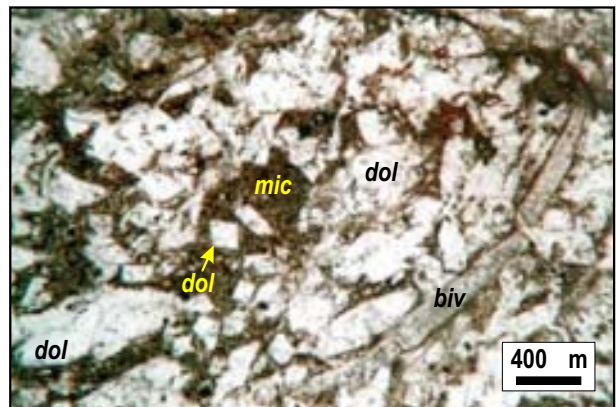
FOTOGRAFIA 1: Cimentação por franjas fibrosas (cf) de aragonita recristalizada para calcita em torno de intraclastos de mudstones. Notar também a existência de cimentação por mosaicos tardios de calcita blocosa (cb). **Litofácies RCB.** Seção delgada 41225. Nicóis cruzados.



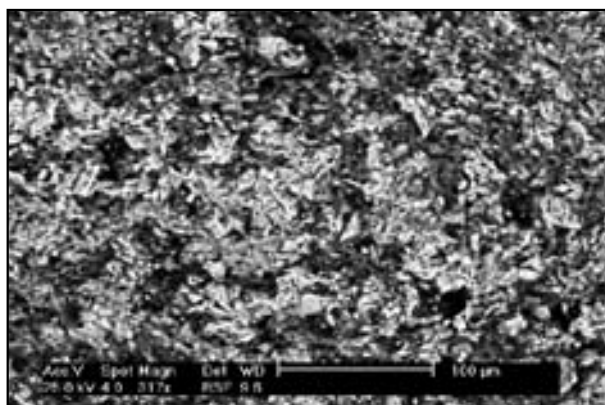
FOTOGRAFIA 2: Franja de aragonita substituída para calcita pseudomórfica. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada 24247.



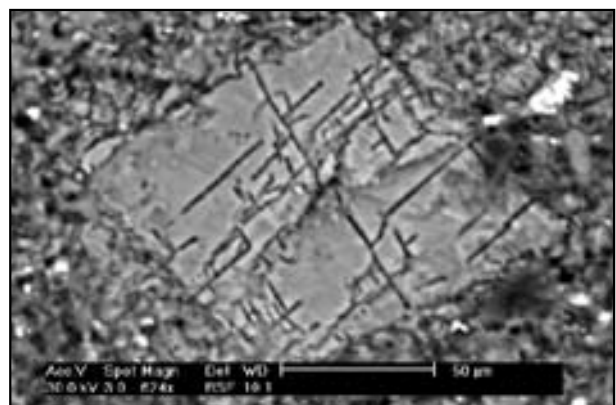
FOTOGRAFIA 3: Agulhas de aragonita substituída para calcita pseudomórfica. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron secundário. Seção delgada 24247.



FOTOGRAFIA 4: Grainstone exibindo cristais romboédricos de dolomita (dol) em meio a uma matriz micrítica (mic). Observar a presença de um fragmento de bivalve (biv). **Litofácies CalArns.** Seção delgada 49937. Nicóis paralelos.

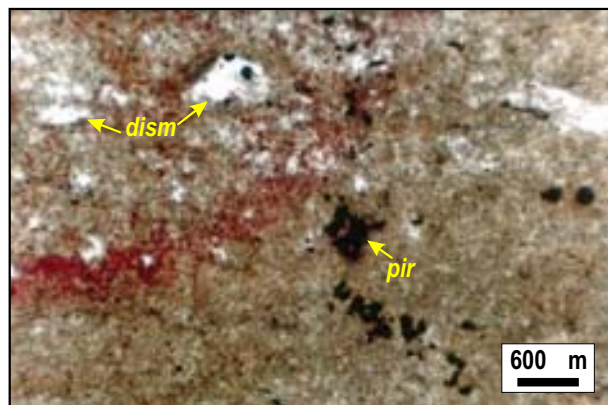


FOTOGRAFIA 5: Processo de dolomitização (cristais em cor cinza-claro) afetando calcilutito maciço. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada SD-34.



FOTOGRAFIA 6: Microcristal euédrico de dolomita. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada 49937.

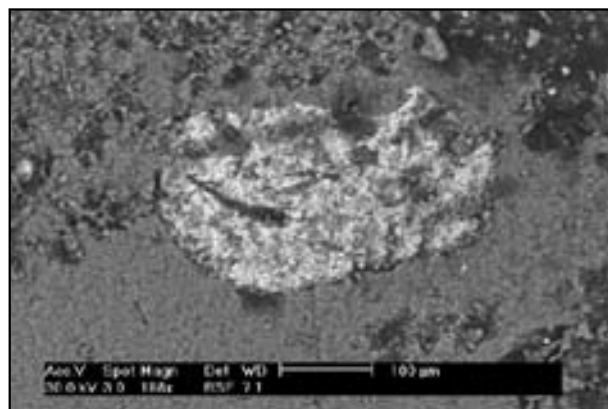
PRANCHA 6-6



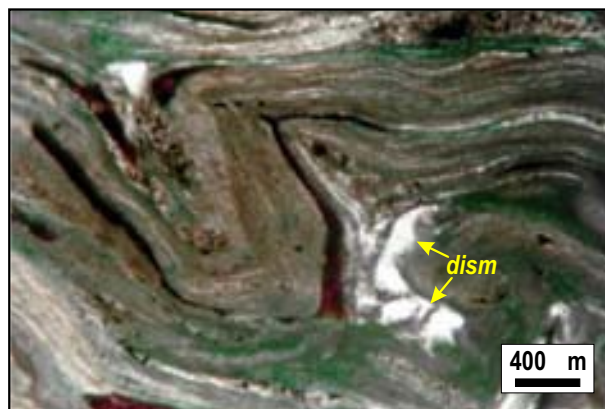
FOTOGRAFIA 1: Wackestone exibindo processos de piritização (pir) e dismicritização da matriz (dism). **Litofácies CalArnS.** Seção delgada 44164. Nicóis paralelos.



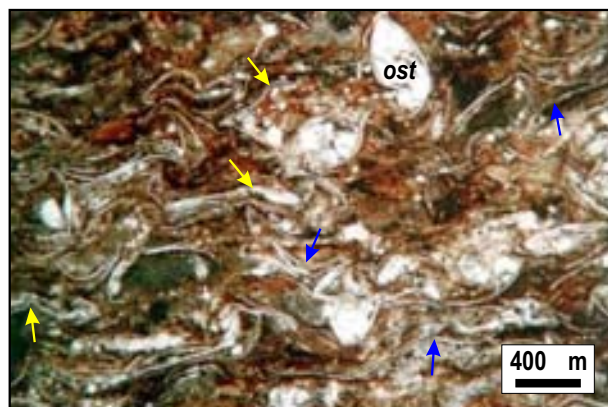
FOTOGRAFIA 2: Intraclasto (?) exibindo adiantado processo de piritização (pir). Notar a forma subeuédrica a euédrica dos cristais de pirita. **Litofácies RCb.** Seção delgada 44170. Nicóis paralelos.



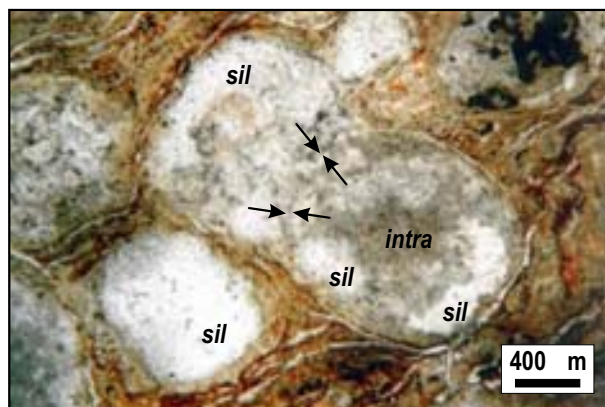
FOTOGRAFIA 3: Microcristal subeuédrico de pirita (porção cinza-clara) eodiagenética. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada 44164.



FOTOGRAFIA 4: Mudstone finamente laminado (esteira microbial) exibindo dobra convoluta e processos de dismicritização (dism) da matriz. **Litofácies LamMic (laminitos microbiais).** Seção delgada SD-52. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 5: Marga bioclástica contendo carapaças desarticuladas e fragmentadas (mostradas pelas setas em azul e amarelo) de ostrácodos (ost), indicativo da atuação de compactação mecânica. **Litofácies CalArnOst.** Seção delgada 44197. Nicóis paralelos.



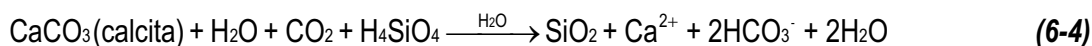
FOTOGRAFIA 6: Contato côncavo-convexo (indicado pelas setas) entre intraclastos (intra) de mudstone denotando processo de compactação química ocorrido durante a eodiagênese. Notar também a silicificação (sil) dos intraclastos. **Litofácies RCb.** Seção delgada 44165. Nicóis paralelos.

dá-se pela percolação de fluidos subsaturados em CaCO_3 em meio aos constituintes da rocha, sendo responsável pela geração de uma importante porosidade vugular nas litofácies afetadas.

Em seguida à dissolução, foi identificada a formação de um cimento carbonático tardio (figura 6-17), que preenche as cavidades geradas pela remoção total ou parcial dos componentes calcários, e fraturas. O cimento é composto por dolomita, que pode exibir dois hábitos distintos: cristais de granulometria grossa que formam mosaicos irregulares, presentes principalmente em cavidades (figura 6-21) e algumas fraturas (prancha 6-7, fotografia 3), e cristais de hábito acicular a fibroso, com estrutura cone-em-cone, preenchendo fraturas (prancha 6-7, fotografia 4). Além da dolomita, cimentação por franjas de caolinita também ocorre em algumas cavidades abertas (prancha 6-7, fotografia 6).

Muitos pelóides, intraclastos e, principalmente, cavidades preenchidas por cimento carbonático da litofácies *RCb* apresentam o interior silicificado, normalmente dado pela substituição da calcita por calcedônia (prancha 6-7, fotografia 5). Algumas vezes o quartzo macrocristalino pode estar presente. Em alguns calcilitos maciços são também observadas cavidades preenchidas por até duas gerações de cimento silicoso (prancha 6-7, fotografia 6): o preenchimento da cavidade com calcedônia e a ocupação do espaço poroso remanescente por quartzo macrocristalino.

As condições químicas necessárias para a dissolução de calcita e a precipitação simultânea de sílica, como calcedônia, *chert* ou quartzo macrocristalino, são favorecidas por um pH relativamente baixo, baixa temperatura, e a presença de uma solução saturada em sílica. A reação de silicificação dos constituintes carbonáticos pode ser representada pela equação 6-4:



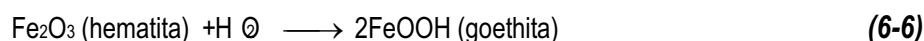
O último evento relacionado à eodiagênese é a fosfatização de pelóides e intraclastos (figura 6-17) das litofácies *CalcLam* e *RCb*. Durante o processo, ocorre substituição parcial ou total da calcita micrítica por material fosfático microcristalino (colofana). A fosfatização dá-se graças à percolação de águas provindas do mar, em ambiente marginal raso.

Finalmente, a **etapa de telodiagênese** ocorre graças ao soerguimento e erosão do pacote sedimentar, ocorrendo próximo à superfície, englobando os processos diagenéticos que afetaram as litofácies estudadas quando de sua exposição subaérea. Nas litofácies carbonáticas estudadas, a telodiagênese compreende os processos de oxidação e dedolomitização (figura 6-17).

A formação de óxidos e hidróxidos de ferro foi constatada na maior parte das litofácies carbonáticas. A oxidação dá-se pela reação entre o ferro presente nos grãos de pirita e em outros constituintes máficos e o oxigênio, graças à exposição subaérea das litofácies carbonáticas, como na equação 6-5:



Esta reação explica a presença de enxofre livre em alguns exemplares das litofácies *FM*, *CalcLam* e *IntCb*. Em ambiente subaquático raso, a hematita também pode reagir com a água, formando goethita, como mostrado na reação 6-6:



A dedolomitização ocorre graças à retirada de magnésio da dolomita, ocorrida devido à lixiviação por águas meteóricas, transformando-a novamente em calcita, porém preservando o hábito cristalino romboédrico característico (pseudomorfos de calcita sobre dolomita). O processo foi reconhecido na litofácies *CalcArn* e obedece a uma reação que é exatamente o oposto da dolomitização, como visto na equação 6-7:



6.3.4 – ASSOCIAÇÕES DE LITOFÁCIES NO CAMPO DE XARÉU

A partir das observações extraídas dos estudos macroscópicos de testemunhos e da subsequente análise petrográfica, as litofácies identificadas no Campo de Xaréu foram agrupadas em três associações litofaciológicas principais (tabela 6-4 e figura 6-18). Cada associação de litofácies ocorre em uma localização geográfica específica no lago (figura 6-18) e foi formada por processos sedimentares intrínsecos a cada uma delas (tabela 6-4).

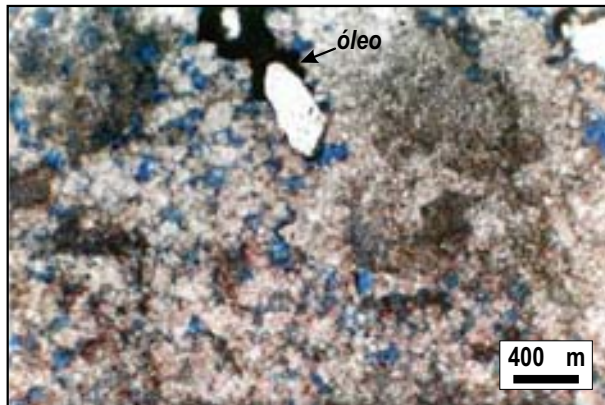
Além das associações acima identificadas e descritas em seguida, litologias relacionadas à sedimentação deltaica foram identificados por Farias *et al.* (1998) no Campo de Xaréu, no entanto, estas não serão descritas neste trabalho.

A - ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES DE PLANÍCIE MARGINAL

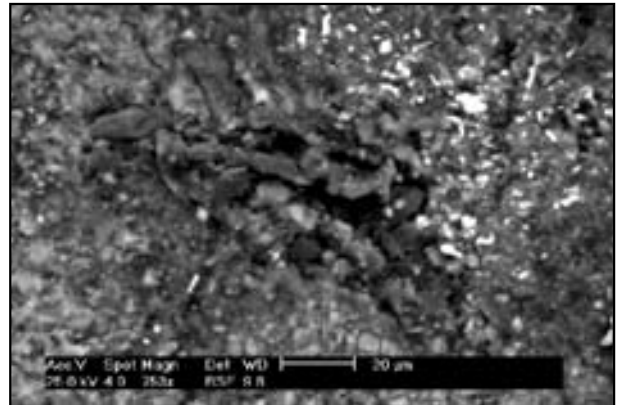
A *Associação de Litofácies Carbonáticas de Planície Marginal* é representada por litologias depositadas em águas bastante rasas (menos de 1 metro de profundidade), em praias lacustres com baixa incidência de ondas e protegidas da sedimentação terrígena relacionada a rios e deltas. No Campo de Xaréu, apenas os laminitos microbiais (*LamMic*) estariam relacionados a esta sedimentação (figura 6-18).

Os laminitos microbiais são formados pela litificação de camadas de matéria gelatinosa (esteiras ou tapetes microbiais) produzida pela atividade de cianobactérias que crescem sobre o substrato sedimentar e capturam sedimentos pelíticos (James 1983). A altura dos tapetes é controlada pela altura da lâmina d'água. Os tapetes podem se distribuir ao longo de vastas áreas, sendo que sua ocorrência é amplamente controlada pelo clima, pela salinidade e pela presença ou ausência de outros organismos

PRANCHA 6-7



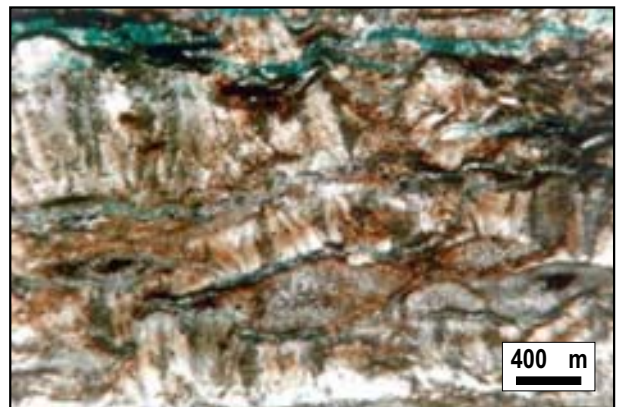
FOTOGRAFIA 1: Grainstone mostrando forte dissolução (poros azuis) dos cristais de calcita dedolomitizada. Observar ainda que parte do espaço originado está impregnado por óleo. **Litofácies CalArnS.** Seção delgada 44161. Nicóis paralelos.



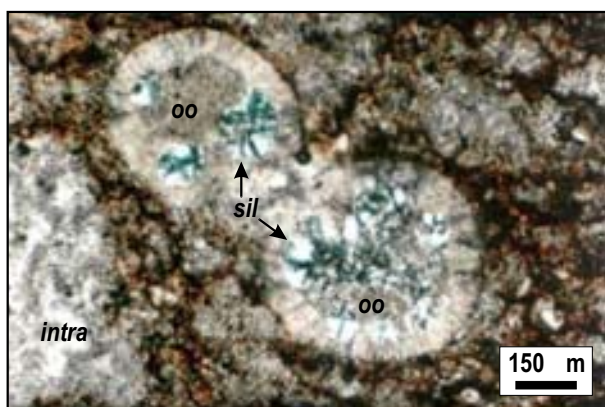
FOTOGRAFIA 2: Poro com preenchimento tardio e parcial por microcristais de calcita subeuédricos. Fotomicrografia de microscópio eletrônico de varredura em modo de elétron retroespalhado. Seção delgada SD-03.



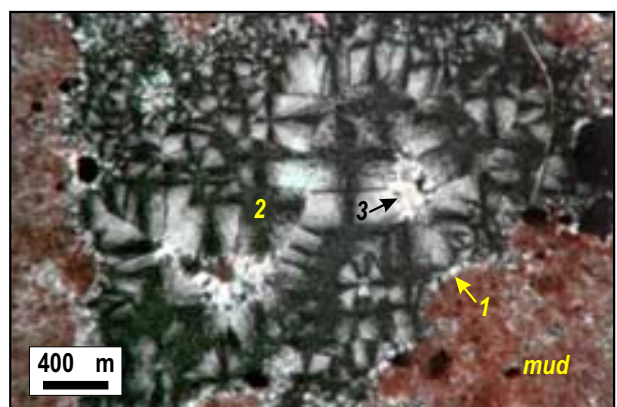
FOTOGRAFIA 3: Fratura preenchida por cimentação constituída por mosaico irregular de calcita subidiomórfica mesocristalina. **Litofácies CalMac.** Seção delgada 49936. Nicóis cruzados.



FOTOGRAFIA 4: Fraturas subhorizontais preenchidas por cimentação constituída por calcita cristalina com estrutura cone-em-cone. O sentido de abertura das fraturas se dá na direção das agulhas. **Litofácies CalLam (turbiditos carbonáticos).** Seção delgada SD-14a. Nicóis cruzados.



FOTOGRAFIA 5: Cavidades preenchidas por franja de calcita fibrosa exibindo processo de silicificação (sil) por calcedônia. Observar ainda a presença de intraclastos (intra). **Litofácies RCb.** Seção delgada 41202. Nicóis cruzados.



FOTOGRAFIA 6: Mudstone maciço (mud) exibindo três gerações de cimentação mesodiagenética: 1 - franja fibrosa de caolinita na parede do poro; 2 - preenchimento fibroso (calcedônia) da cavidade; e 3 - quartzo microcristalino ocupando o espaço remanescente. **Litofácies CalMac.** Seção delgada 44164. Nicóis cruzados.

vivos. São mais prolíficos em regiões de clima quente e chuvoso do que em zonas áridas (James 1983). Oscilações no nível d'água do lago ora expõem ora recobrem os tapetes. A exposição subaérea provoca o seu ressecamento e a conseqüente formação de gretas de contração. Os flocos de micrita formadas por este processo são envolvidos pela matriz, formando os calcilutitos brechóides, importantes reservatórios do Campo de Xaréu (Ribeiro *et al.* 1986; Farias *et al.* 1998).

TABELA 6-4: Associações de litofácies e principais litofácies identificadas no Membro Trairí no Campo de Xaréu.

ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES	LITOFÁCIES	PROCESSOS SEDIMENTARES ENVOLVIDOS
Planície Marginal	Laminitos microbiais (LamMic)	Precipitação e deposição induzida por atividade biogênica Exposição subaérea e fragmentação Aglomeração por matriz micrítica
Rampa	Ruditos siliciclásticos (RSil) Arenitos médios a muito grossos (ArnMMG) Arenitos muito finos a finos (ArnMFF) Siltitos (Silt) Ruditos carbonáticos (RCb) Ostracoditos (Ost) Calcarenitos (CalcArn) Calcilutitos laminados (CalcLam)	Fluxos de detritos Fluxos de lama Escorregamentos Fluxos turbidíticos
Fundo Lacustre	Folhelhos e margas (FM) Interlaminações carbonáticas (IntCb) Calcilutitos/calcissiltitos maciços (CalcMac)	Decantação

B - ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES DE RAMPA

A Associação de Litofácies de Rampa é composta pelas litologias depositadas ao longo das bordas do lago, ambiente caracterizado por apresentar um substrato com mergulhos suaves a moderados, que se horizontalizam em direção à planície interna e às margens lacustres (figura 6-18). Esta associação é representada no Campo de Xaréu pelas litofácies de ruditos siliciclásticos (RSil) e carbonáticos (RCb), pelos arenitos médios a muito grossos (ArnMMG) e arenitos muito finos a finos (ArnMFF), pelos siltitos (Silt), pelos ostracoditos (Ost), calcarenitos (CalcArn) e calcilutitos laminados (CalcLam).

As litologias desta associação foram depositadas principalmente por fluxo de detritos e por correntes de turbidez, muito embora outros processos como escorregamento e fluxo de lama também possam aparecer subordinadamente (figura 6-18).

Fluxos de detritos e de lama são caracterizados como movimentos de massa mais ou menos laminares, envolvendo uma mistura comparativamente densa de sedimentos com comportamento plástico. Durante o fluxo, grãos do arcabouço e clastos flutuam em e são suportados por uma matriz argilosa coesa (Einsele 1991). Em alguns casos, clastos alongados podem alinhar-se, indicando a direção de fluxo. O

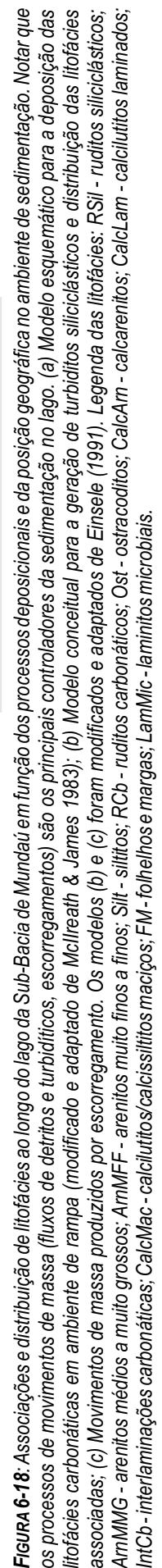


Figura 6-18: Associações e distribuição de litofácies ao longo do lago da Sub-Bacia de Mundau em função dos processos deposicionais e da posição geográfica no ambiente de sedimentação. Notar que os processos de movimentos de massa (fluxos de detritos e turbidíticos, escorregamentos) são os principais controladores da sedimentação no lago. (a) Modelo esquemático para a deposição das litofácies carbonáticas em ambiente de rampa (modificado e adaptado de McIlreath & James 1983); (b) Modelo conceitual para a geração de turbiditos siliciclásticos e distribuição das litofácies associadas; (c) Movimentos de massa produzidos por escorregamento. Os modelos (b) e (c) foram modificados e adaptados de Einsele (1991). Legenda das litofácies: RSil - ruditos siliciclásticos; ArnMMG - arenitos médios a muito grossos; ArnMFF - arenitos muito finos a finos; Silt - siltitos; RCb - ruditos carbonáticos; Ost - ostracoditos; CalcAm - calcarenitos; CalcLam - calcilitos laminados; IntCb - interlaminas carbonáticas; CalcMac - calcilitos/calcissiltitos macios; FM - folhelhos e margas; LamMic - laminitos microbiais.

topo da camada pode apresentar um contato brusco ou gradual para uma seqüência turbidítica sobrejacente (Einsele 1991).

Os paraconglomerados das litofácies *RSil* e *RCb* podem ter sido depositados por este processo (figura 6-18). Além disto, a presença freqüente de dobras, nestas litologias, permite também interpretar que o escorregamento tenha sido um mecanismo sedimentar associado à deposição das litofácies *RSil* e *RCb*, podendo ter operado em etapas pouco mais tardias que o fluxo de detritos, uma vez que este processo necessita de um grau de litificação pouco maior para ser efetivo, do que o de fluxo de detritos.

Fluxos turbidíticos, por sua vez, são originados por correntes de densidade que transportam grande quantidade de material em suspensão, desde partículas finas, em fração argila, até as mais grossas, em fração areia ou maior. Os fluxos são originados, principalmente, por sismos e instabilidades gravitacionais ocorridas devido ao acúmulo sedimentar em depósitos subaquáticos (Einsele 1991). As correntes de turbidez podem evoluir a partir dos fluxos de detritos (figura 6-18), graças ao aumento no nível d'água na bacia (Walker 1983; Einsele 1991). Fluxos turbidíticos de alta densidade deslocam-se a grandes velocidades e podem transportar em suspensão areia grossa, seixos e fragmentos líticos. Correntes de turbidez de baixa densidade, por outro lado, apresentam limitada capacidade de transporte por deslocarem-se a velocidades muito baixas, carregando em suspensão apenas sedimentos nas frações argila e silte, e podendo representar o estágio final de fluxos de alta densidade que perderam seus constituintes mais grossos (Einsele 1991).

Ortoconglomerados siliciclásticos da litofácies *RSil* (que podem apresentar gradação para arenitos), os arenitos das litofácies *ArnMMG* e *ArnMFF* e os siltitos (*Silt*) representariam litotipos ligados a um ou mais pulsos de sedimentação turbidítica, essencialmente siliciclástica, provavelmente associada à entrada de terrígenos no lago através de rios e deltas (figura 6-18). Os *RSil* constituiriam uma litofácies proximal, os *ArnMMG* a litofácies mediana, e os *ArnMFF* e os *Silt* seriam as unidades mais distais da sedimentação (figura 6-18).

Os ostracoditos (*Ost*), calcarenitos (*CalcArn*) e calcilitos laminados (*CalcLam*), por sua vez, poderiam ter sido depositados por intermédios de fluxos turbidíticos predominantemente carbonáticos (figura 6-18). Eventualmente, a litofácies *Ost* poderia representar bioacumulações por tempestades, enquanto que os *CalcArn* poderiam tratar-se de depósitos de barras carbonáticas de alta energia. Ortoconglomerados carbonáticos relacionados à litofácies *RCb* ocorrem de modo subordinado e podem representar a unidade mais proximal nestes turbiditos (figura 6-18). A litofácies *Ost* também seria formada nas porções proximais do lobo turbidítico (figura 6-18). A constante presença de carapaças de ostrácodes desarticuladas nestas litologias denota uma deposição associada a alta energia sedimentar (Neumann 1999), facilmente encontrada em fluxos de alta densidade. Os *CalcArn* seriam depositados nas porções

mais medianas, ao passo que a litofácies *CalcLam* ocorreria associada aos níveis mais distais da sedimentação turbidítica carbonática (figura 6-18).

C - ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES DE FUNDO LACUSTRE

É caracterizada por litologias depositadas nas porções mais profundas do lago, a partir de sedimentos em suspensão (figura 6-18). A esta associação de litofácies estão relacionados os folhelhos carbonosos e as margas (*FM*), as interlaminações carbonáticas (*IntCb*) e os calcilitos e calcissilitos maciços (*CalcMac*).

Os folhelhos carbonosos foram depositados nas porções mais interiores e profundas do lago, onde ocorre o predomínio das condições anóxicas necessárias à preservação da matéria orgânica neles presentes. Tais condições são geridas por um regime de águas tranqüilo e temperaturas razoavelmente baixas, com muito pouca ou nenhuma circulação, impossibilitando a mistura com águas provindas de níveis mais rasos e enriquecidas em oxigênio (Neumann 1999). Os folhelhos apresentam intercalações de margas, que aumentam em proporção em direção às margens, onde há também uma maior quantidade de rochas carbonáticas (figura 6-18).

As interlaminações carbonáticas (*IntCb*) também seriam depositadas neste ambiente, todavia em níveis relativamente mais rasos, representando uma litofácies transitória entre os tipos siliciclásticos encontrados no interior lacustre e aqueles estritamente carbonáticos dispostos em direção às margens (figura 6-18). A alternância rítmica entre as finas camadas de rochas carbonáticas e siliciclásticas pode ter origem em variações sazonais ocorridas ao longo da evolução do sistema lacustre (Glenn & Kelts 1991). As camadas de terrígenos seriam depositadas durante as estações mais frias e chuvosas, ao passo que as carbonáticas seriam depositadas em estações quentes e secas. As variações da razão carbonato/argila que realmente produzem estes ritmos podem ser o resultado tanto de processos deposicionais primários como de fatores diagenéticos (Eicher & Diner 1991). Litologias similares foram identificadas e descritas na Bacia do Araripe (vide Capítulo 6) por Neumann (1999), que interpreta que elas seriam formadas quando o sistema lacustre atingisse seu nível máximo. A presença local de estruturas de escorregamento na litofácies *IntCb* é indicativa de que ela também foi depositada próximo às margens do lago.

Em níveis ainda mais rasos, já em um ambiente francamente óxico, foram depositados os calcilitos e calcissilitos maciços (e os tipos brechóides associados) a partir da decantação de uma lama carbonática em suspensão (figura 6-18). Nesta porção da bacia, a *Associação de Litofácies de Fundo Lacustre* está interdigitada com a *Associação de Litofácies de Rampa*.

6.3.5 – SÍNTESE, COMPARAÇÕES COM TRABALHOS JÁ EXISTENTES E AVANÇOS NO CONHECIMENTO

Ao nível do Campo de Xaréu, o Membro Trairí é representando por uma complexa associação de litofácies de natureza siliciclástica e carbonática, com pouca continuidade lateral, depositadas em um sistema lacustre dominado por *sabkha* marginal, com influência deltaica local. O posicionamento as inter-relações faciológicas e o posicionamento espacial das litofácies no lago permitem agrupá-las em três associações distintas (Planície Marginal, Rampa e Fundo Lacustre). Na diferenciação das litofácies estudadas nesta Tese, os trabalhos de Ribeiro *et al.* (1986) e Farias *et al.* (1998) foram empregados como pontos de partida, de modo que, as nomenclaturas aqui adotadas seguiram, em geral, aquela originalmente introduzida por estes autores.

Descrições disponíveis para o Membro Trairí referem-se à existência de cinco associações de litofácies (Farias *et al.* 1998), cuja distinção foi essencialmente fundamentada na proporção entre os constituintes sedimentares predominantes, ou seja, siliciclásticos (três associações) *versus* carbonáticos (duas associações).

Durante a análise litofaciológica e as descrições petrográficas do Membro Trairí realizadas nesta Tese, foi observado que as relações entre as litofácies siliciclásticas e carbonáticas são relativamente complexas, de modo que, em algumas situações, pode haver uma passagem gradual de uma litofácies para outra, a exemplo da transição folhelho-marga-calcilituto laminado e/ou maciço, que é característica da Associação de Litofácies de Fundo Lacustre. Isto é, em lugar de uma distinção essencialmente descritiva para as associações de litofácies, optou-se, neste trabalho, por uma classificação de cunho mais genético.

Embora as descrições até então realizadas tenham sido baseadas tanto em análises macroscópicas como microscópicas (Ribeiro *et al.* 1986; Farias *et al.* 1998), poucas são as informações disponíveis com relação à evolução diagenética das litofácies identificadas. Assim sendo, embora tenha estado algo fora do escopo principal desta Tese de Doutorado, foi efetuada uma descrição diagenética das litofácies carbonáticas, incluindo a proposição de um quadro evolutivo de âmbito preliminar.

CAPÍTULO 7

O Arcabouço Estrutural do Campo de Xaréu

A caracterização estrutural do Campo de Xaréu foi realizada por meio de diversas técnicas, em diferentes escalas de abordagem. A interpretação de seções sísmicas proporcionou o reconhecimento da macroestruturação do Campo (dimensões da ordem de 10^5 a 10^4 m). Estudos de testemunhos de sondagem e a interpretação de perfis de imagens de alguns poços permitiram definir o padrão de fraturamento e falhamento em escala mesoscópica (dimensões da ordem de 10^{-1} a 10^{-2} m). Estudos petroectônicos de seções delgadas de testemunhos, em microscópios petrográfico e eletrônico, auxiliaram na determinação do padrão de fraturamento e dos mecanismos de deformação em microescala (escalas da ordem de 10^{-3} a 10^{-5} m).

Neste Capítulo serão descritos os resultados obtidos com a interpretação tectono-estrutural dos dados sísmicos do Campo de Xaréu (vide também o Capítulo 6 para informações com respeito à interpretação sismo-estratigráfica). Itens contendo a fundamentação teórica de algumas das técnicas e conceitos abordados permeiam as descrições e interpretações dos dados, objetivando familiarizar o leitor com o contexto deste Capítulo.

7.1 – GEOMETRIA E DEFORMAÇÃO ASSOCIADAS A SISTEMAS DE FALHAS NORMAIS

Falhas normais estão mais comumente relacionadas a ambientes tectônicos submetidos à distensão (ainda que as falhas normais também possam ser encontradas em ambientes dominados por transcorrências e mesmo por contração), caracterizados por um regime de esforços regional no qual o tensor principal máximo, σ_1 , dispõe-se em uma posição próxima à vertical, e os demais tensores, σ_2 e σ_3 , estão contidos em um plano subhorizontal (figura 7-1), conforme o conceito originalmente formalizado por Anderson (1951 *apud* Twiss & Moores 1992). Esta definição “dinâmica” leva em consideração que o processo de falhamento na crosta estaria condicionado ao fato de que sempre um dos tensores principais seria ortogonal à superfície da Terra e que nenhuma tensão cisalhante estaria presente, nessa superfície, o que nem sempre é o caso.

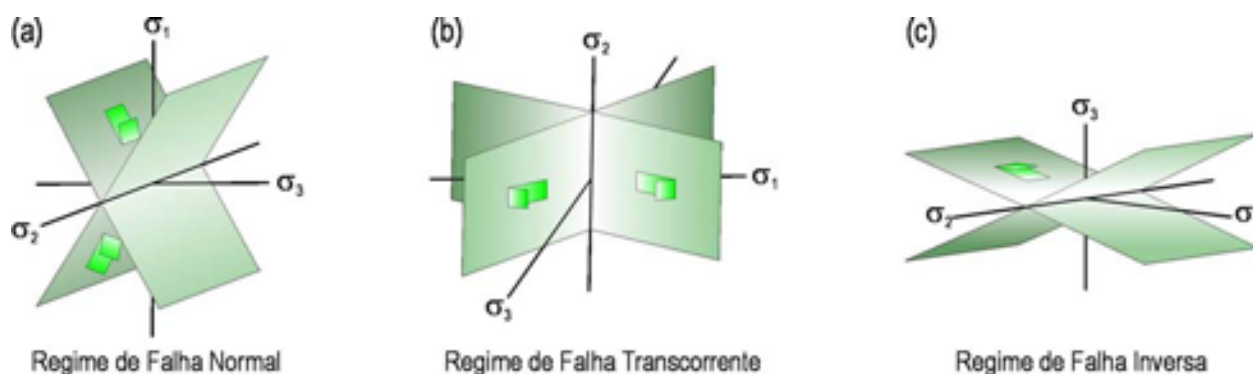


FIGURA 7-1: Estados de tensões e a formação de falhas segundo o conceito de Anderson (1951 apud Twiss & Moores 1992). Nesta classificação, é assumido que um dos eixos principais de tensões (σ_1 , σ_2 ou σ_3) sempre estará disposto ortogonalmente à superfície terrestre.

De observações da natureza e experimentos de laboratório é sabido que pode existir uma transição completa entre as falhas normais definidas conforme o conceito de Anderson (1951 apud Twiss & Moores 1992) e os demais termos-finais da classificação, as falhas inversas (ou reversas) e as transcorrentes, o que levou à caracterização das chamadas falhas oblíquas e à observação de que a orientação dos campos de tensões locais ou regionais podem diferir daquela concebida por Anderson (1951 apud Twiss & Moores 1992). Uma outra vertente de classificação, baseada apenas na separação entre marcadores falhados, adota o termo "falha distensional" como um sinônimo para falhas normais.

Classificações geométricas de sistemas de falhas distensionais foram originalmente propostas por Wernicke & Burchfiel (1982) e Gibbs (1984) que, em um sentido amplo, categorizaram dois termos básicos, baseados na geometria da superfície de falha e no efeito que ela produz sobre as camadas e mesmo em outras falhas, distinguindo entre falhas planas e lítricas (figura 7-2).

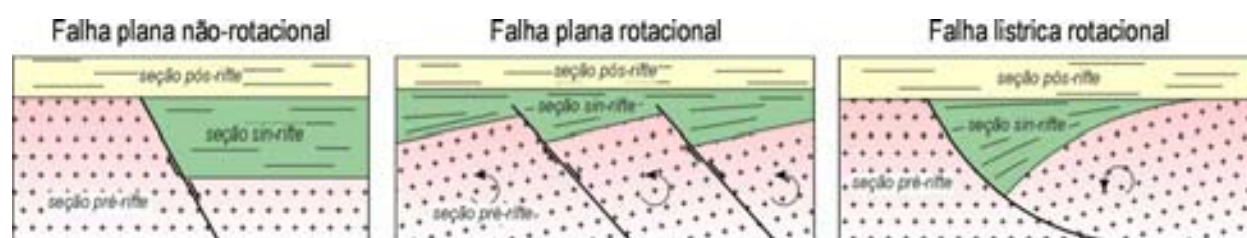


FIGURA 7-2: Geometria de falhas planas (rotacionais e não-rotacionais) e lítricas.

Sistemas de falhas distensionais planas podem envolver (ou não) a rotação dos blocos falhados (figuras 7-2a e 7-2b), enquanto que as falhas lítricas são tipicamente caracterizadas pela rotação do bloco do teto (figura 7-2c). Em ambos os tipos, é assumido que as falhas são nucleadas e propagam-se em direção ao bloco do muro, no qual as falhas recém-formadas rotacionam as falhas mais antigas no teto. Todavia, estudos de campo e experimentais mostram que o falhamento em sistemas distensionais ocorre conforme uma geometria muito mais complexa do que até então imaginado (McClay & Ellis 1987), produzindo no teto, como resultado, um padrão de deformação igualmente complexo. Falhas planas não-rotacionais podem ser caracteristicamente observadas em sistemas de *horst-graben* (figura 7-2a) que, por

sua vez, são típicas estruturas relacionadas a ambientes que experimentaram distensão horizontal uniforme. A evolução de falhas planas rotacionais envolve a rotação rígida dos blocos falhados e das próprias falhas (Wernicke & Burchfiel 1982), provocando o embricamento (ou “entelhamento”) dos blocos afetados (figura 7-2b). Este modelo, apropriadamente chamado de “dominó”, apresenta certos problemas de espaço, de vez que, durante a evolução da estrutura, são criados vazios na base dos blocos falhados. De uma maneira geral, é admitido que estes espaços venham a ser preenchidos por materiais provenientes da catáclase ou do colapso das rochas afetadas, ou ainda pelo aporte de material de características dúcteis, como folhelho, sal ou magma.

Por definição, as *falhas lítricas distensionais* (figuras 7-2c e 7-3) são estruturas que apresentam um perfil curvilíneo e côncavo em profundidade, e arqueada em mapa, em geral contendo um anticlinal *rollover* no bloco baixo (Wernicke & Burchfiel 1982). Se a falha lítrica desenvolve-se concomitantemente à sedimentação de uma seqüência, então lhe é aplicada a denominação de *falha de crescimento* (Wernicke & Burchfiel 1982). Espessamento sedimentar no bloco baixo da falha ocorre em virtude de subsidência contínua promovida pelo falhamento contemporaneamente à deposição dos estratos.

Os anticlinais *rollover* (em português também é utilizado o termo “dobras de compensação”) nada mais são que dobramentos associados ao colapso do bloco baixo em resposta ao deslocamento ao longo de falhas lítricas distensionais (Xiao & Suppe 1992). O colapso do bloco baixo da falha é dado pelo fato de que este é freqüentemente constituído por rochas de baixa resistência à deformação, que se flexionam pela necessidade de acomodar o espaço originado pela distensão. Esta compensação pode ser promovida por movimentos verticais das partículas formadoras do bloco (deformação por cisalhamento vertical) ou por movimentos segundo ângulos inferiores a 90° (caso em que a deformação é acomodada por cisalhamento inclinado), freqüentemente em posição antitética à falha principal (Gibbs 1983; Jackson & Galloway 1984; White *et al.* 1986). Em alguns casos, a compactação diferencial das camadas durante o falhamento pode inibir a formação do anticlinal *rollover* em algumas falhas lítricas (Xiao & Suppe 1989).

Em profundidade, a falha tende à horizontalidade, geralmente enraizando-se ao longo de uma superfície de descolamento, que pode ser um *décollement* ou um *detachment*, dependendo se o descolamento paraleliza-se ou corta um *limite reológico*¹, respectivamente. No ápice dos anticlinais *rollover* pode haver colapso da seção sedimentar devido ao estiramento induzido pela superfície côncava da falha, originando falhas antitéticas de alto ângulo ou um *graben* de compensação (também denominado de *graben* de colapso de crista) (figura 7-3). As falhas antitéticas tendem a diminuir de mergulho em direção à falha principal e, via de regra, sua deformação é absorvida ao longo de uma zona de descolamento interestratal de baixo ângulo, ao longo do anticlinal *rollover* (figura 7-3).

(1) Um **limite reológico** é caracterizado pela passagem brusca entre “camadas” que respondem de maneira distinta à deformação aplicada, podendo ser representado pelo contato entre estratos diferentes em um pacote sedimentar, pelo contato entre o depósito sedimentar e o embasamento cristalino, ou ainda pelos limites crosta superior/crosta inferior, crosta/manto, litosfera/astenosfera *etc.*

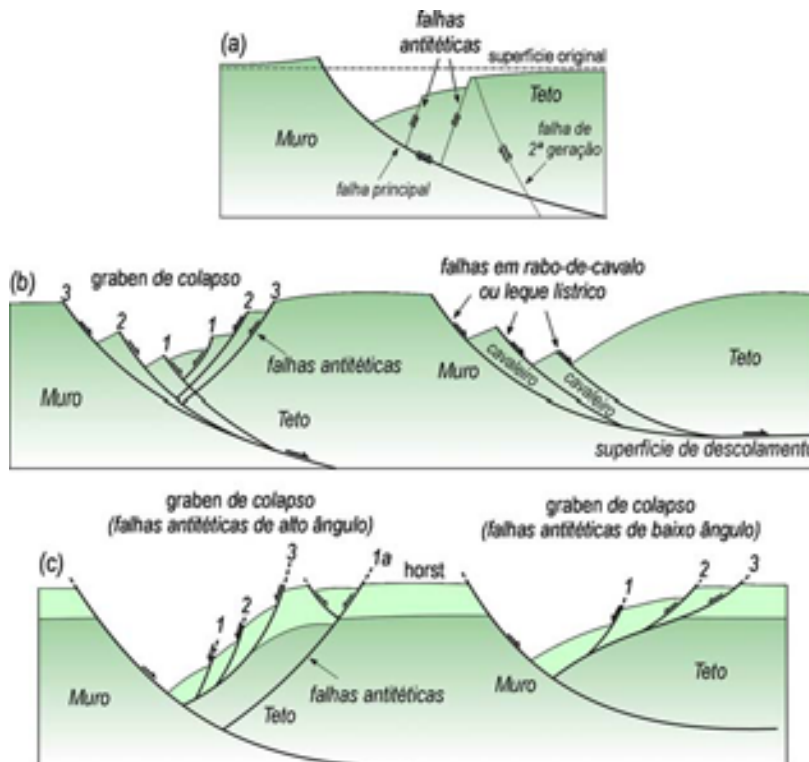


FIGURA 7-3: Geometrias e estruturas associadas a falhas lístricas distensionais: (a) relação entre a falha lístrica principal, uma falha lístrica de segunda geração e as falhas antitéticas; (b) distinção entre diferentes geometrias de leques lístricos; (c) relações entre a geometria do anticlinal rollover e o desenvolvimento de falhas antitéticas de alto ângulo (à esquerda) e de baixo ângulo (à direita). Os números indicam a seqüência de formação das falhas, onde 1 é a mais jovem e 3 a mais antiga. Compilado de Gibbs (1984).

A forma peculiar das falhas lístricas pode ter origem tanto em fatores tectônicos como atectônicos (Mandl 1988), muito embora a distinção entre ambos seja muito sutil.

Os principais fatores atectônicos podem incluir (i) o aumento da resistência à ruptura das rochas, em função do aumento da profundidade; (ii) mudança na intensidade e orientação de σ_1 devido ao fluxo e atrito em camadas dúcteis sotopostas; e (iii) a diminuição da resistência ao cisalhamento como resposta ao aumento da pressão de fluidos em profundidade.

Os fatores tectônicos estão diretamente associados à deformação induzida pelo campo de tensões em atividade, principalmente graças a variações na *tensão desviatória*² em função da profundidade, causadas por diferencial litostático, devido à sobrecarga sedimentar (Mandl 1988).

Experimentos realizados por meio de modelos de caixa-de-areia têm mostrado que as falhas lístricas podem ter origem na interação entre a sedimentação e a rotação dos blocos de falha, proporcionando o espessamento da seção sedimentar no bloco do teto da falha principal e, sobretudo, a geração de falhas próximas à superfície com ângulo de ruptura ao redor de 60° (Vendeville & Cobbold 1988). À proporção que a espessura do pacote sedimentar aumenta, a distância entre as falhas também tende a crescer.

(2) A **tensão desviatória** é definida como a diferença entre cada componente da tensão normal e a tensão normal média $\bar{\sigma}_n$, em duas ou três dimensões, sendo um fator útil na descrição do comportamento de um material que depende apenas do tamanho do círculo de Mohr, que é uma medida da tensão cisalhante máxima, e não da localização do círculo de Mohr ao longo do eixo de tensão normal, que é uma medida da pressão média (Twiss & Moores 1992).

Em adição à geometria da falha principal, o ângulo de cisalhamento (α) interno do bloco do teto (*modelo de cisalhamento inclinado*) é também um fator determinante na formação do anticlinal *rollover* e da geometria da bacia que é originada. Por definição, α é o ângulo disposto entre a vertical e uma direção de cisalhamento inclinado qualquer (White *et al.* 1986; Withjack & Peterson 1993), que pode ser tanto sintético, quando α mergulha na mesma direção da falha principal, como antitético, quando a inclinação é oposta (figura 7-4). Por convenção, ângulos de cisalhamento antitéticos são positivos, enquanto que os sintéticos são negativos. Embora o modelo de cisalhamento inclinado tenha sido originalmente proposto para estimar a forma da falha lítrica em profundidade, a partir do comportamento das camadas contidas no bloco do teto (quando se trabalha apenas com mapeamento de superfície) (Davison 1986; White *et al.* 1986; White & Yielding 1991), o problema inverso também pode ser solucionado: conhecendo a geometria da falha lítrica (como comumente ocorre a partir do mapeamento sísmico), é possível avaliar o modo como as camadas no bloco do teto foram deformadas (Matos 1993; Withjack & Peterson 1993), ou seja, o modelo de cisalhamento inclinado passa a ser considerado um “mecanismo de deformação”.

A dificuldade inerente à aplicação do modelo de cisalhamento inclinado é a necessidade de estimar o ângulo α , o que não é, geralmente, uma tarefa fácil. O ângulo α pode ser inferido a partir da observação de estruturas subsidiárias existentes no bloco baixo (White *et al.* 1986; Dula 1991; White & Yielding 1991): se as falhas sintéticas são predominantes, deve ser esperado que a deformação tenha sido catalisada por um α também sintético (figura 7-4a); por outro lado, quando falhas antitéticas são comuns, é possível que um α antiético tenha governado a deformação (figura 7-4b); se não é possível eleger um conjunto de estruturas predominante, um ângulo de cisalhamento próximo da vertical pode ser considerado (figura 7-4c). Ainda nestes contextos, pode ser assumido o mergulho médio das falhas subsidiárias dominantes como uma estimativa da própria inclinação de α .

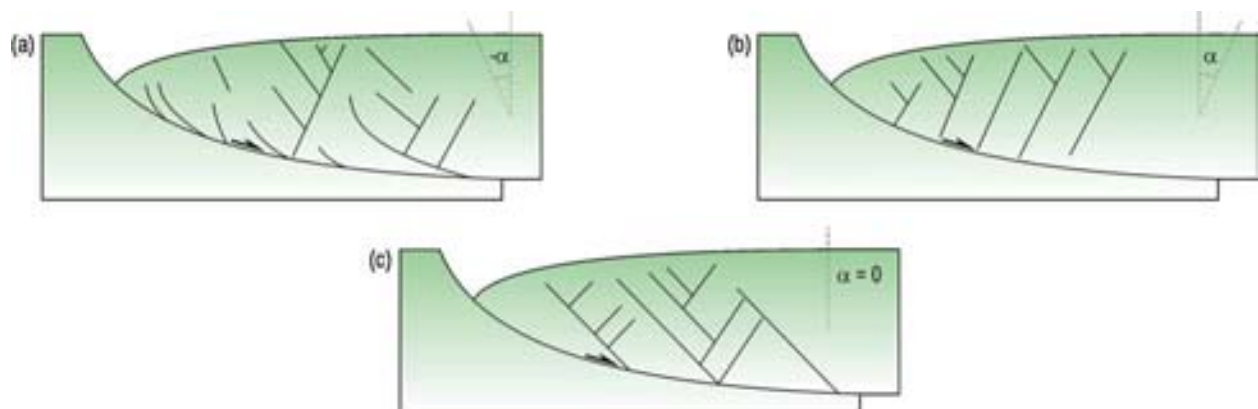


FIGURA 7-4: Seções transversais hipotéticas ilustrando o conceito de ângulo de cisalhamento (α) e suas possíveis relações geométricas com a presença de falhas subsidiárias presentes no teto de falhas lítricas. (a) Falhas e ângulos de cisalhamento sintéticos predominantes; (b) falhas e ângulos de cisalhamento antitéticos predominantes; e (c) situação em que ocorre uma proporção aproximadamente equivalente entre falhas sintéticas e antitéticas, indicando um ângulo de cisalhamento vertical. Modificado de Dula (1991).

Modelagens numéricas têm demonstrado que o ângulo de cisalhamento pode influenciar na geometria das camadas (e da bacia) de dois modos: (i) falhas de alto ângulo dão origem a geometrias de rifte razoavelmente verossímeis quando empregados ângulos de cisalhamento antitéticos. Por outro lado, se aplicados ângulos de cisalhamento verticais ou sintéticos, o resultado é a formação de bacias muito profundas em relação à pequena distensão aplicada (figura 7-5), o que é incompatível com a realidade (Matos 1993); (ii) falhas com mergulhos suaves respondem melhor à aplicação de ângulos de cisalhamento sintéticos ou próximos à vertical, originando bacias com geometria e profundidade compatíveis com as de meio-graben (figura 7-5), em oposição à utilização de ângulos de cisalhamento interno antitéticos, que produzem bacias muito amplas e rasas (Matos 1993).

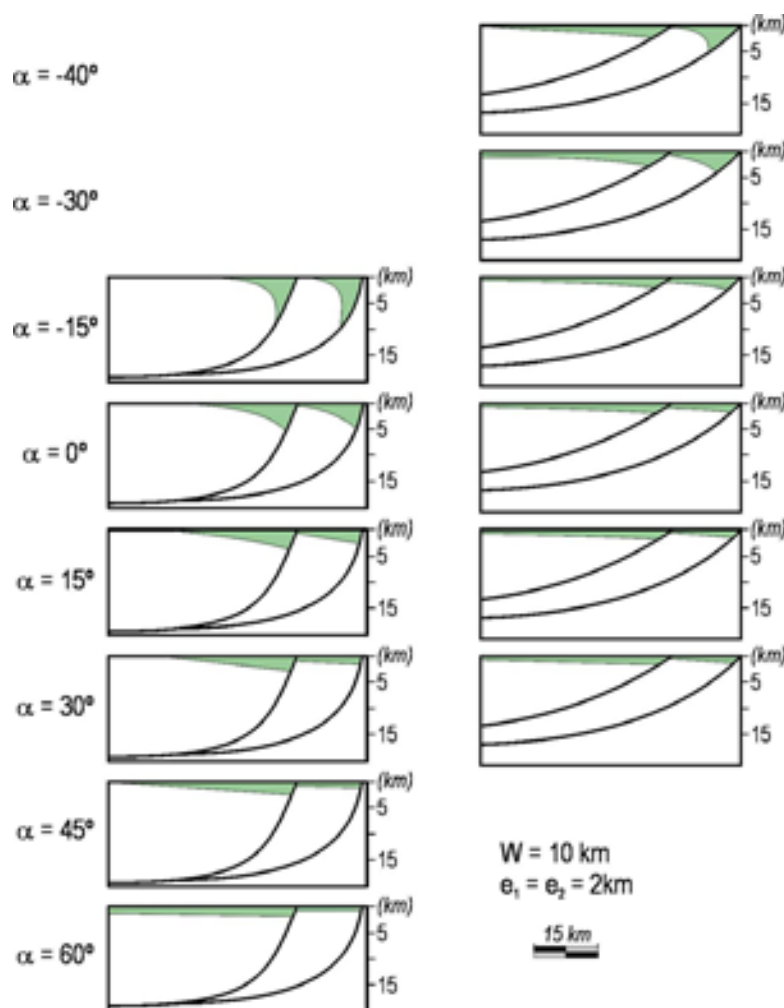


FIGURA 7-5: A influência do ângulo de cisalhamento interno do bloco do teto sobre a geometria da bacia associada a falhas listricas distensionais, determinada por meio de modelagens numéricas. α é o ângulo de cisalhamento; W é a largura da bacia; e_1 e e_2 são distâncias horizontais deslocadas pela falha. Compilado de Matos (1993).

7.2 – INTERPRETAÇÃO SÍSMICA E A DEFINIÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU

Ao todo, foram interpretadas 16 seções sísmicas migradas em tempo (5 seções longitudinais de direção NW-SE e 11 seções transversais de direção NE-SW – figura 7-6). Além disto, 4 seções transversais foram reprocessadas em profundidade para subsequente balanceamento (ver Capítulo 9). A

partir da interpretação dos principais horizontes sísmicos definidos no Capítulo 6, foram gerados seus respectivos mapas de contorno estrutural, em tempo.

A caracterização macroestrutural do Campo foi realizada via interpretação de seções sísmicas cedidas pela PETROBRAS (UN/RN-CE) em meio digital, utilizando microcomputadores do Laboratório de Interpretação Sísmica e Visualização (LISV) do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. A interpretação digital foi realizada utilizando o programa SeisX, versão 3.6.2 para plataforma Windows, desenvolvido pela Paradigm Geophysical Company.

A análise das seções em microcomputadores proporcionou o refino da interpretação realizada em papel, além do reconhecimento de novas feições, até não distinguidas devido à escala e a baixa resolução de impressão. Além dos dados sísmicos digitais, também foi cedida pela PETROBRAS (UN/RN-CE) uma suíte de dados digitais de poços (34 ao todo), que foram utilizados em complementação aos dados sísmicos para auxílio na correlação entre os horizontes mapeados no Campo de Xaréu.

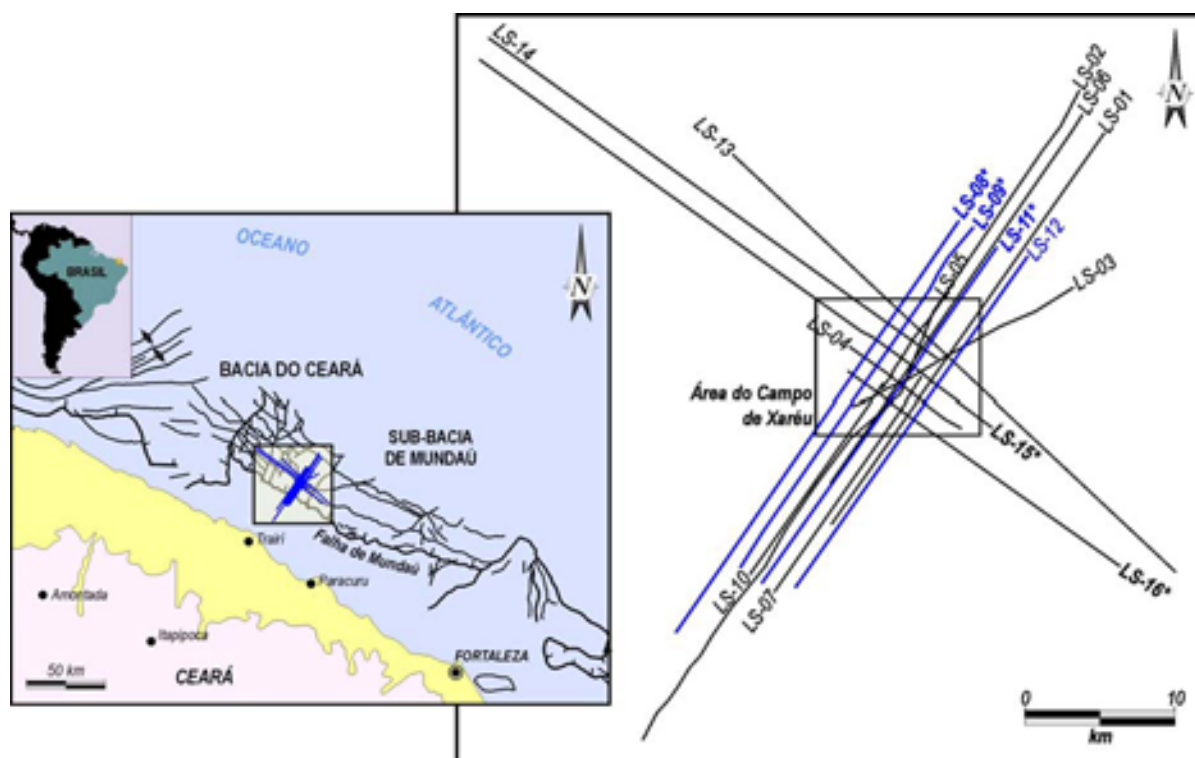


FIGURA 7-6: Mapa de disposição das linhas sísmicas interpretadas. O asterisco indica as linhas ilustradas no decorrer do Capítulo; em azul, estão assinaladas as linhas sísmicas que foram submetidas a balanceamento. Arcabouço estrutural da Bacia do Ceará compilado de Zalán (1985), Castro (1992), PETROBRAS (1996) e Matos et al. (1996).

7.2.1 – A ESTRUTURAÇÃO REGIONAL DA SUB-BACIA DE MUNDAÚ

A Sub-Bacia de Mundaú está localizada na porção leste da Bacia do Ceará (figura 7-7), sendo bordejada a oeste pela Falha de Forquilha, limite com a Sub-Bacia de Icarai, e a leste pelo Alto de Fortaleza, que separa a Sub-Bacia (e, por consequência, a Bacia do Ceará) da Bacia Potiguar (figura 7-7).

Falhas normais de direção NW-SE e que mergulham para NE são as principais estruturas encontradas na Sub-Bacia de Mundaú, com destaque para a Falha de Mundaú (descrita em mais detalhe na Seção 7.2.3), que separa as seções "fifte" e transicional da Sub-Bacia, dispostas a nordeste da falha, da Plataforma de Fortaleza, localizada a sudeste (figura 7-7). Falhas de direção NE-SW, possivelmente representando estruturas de transferência, ocorrem associadas às falhas principais, segmentando a Sub-Bacia de Mundaú em vários blocos menores (dentre os quais o Campo de Xaréu).

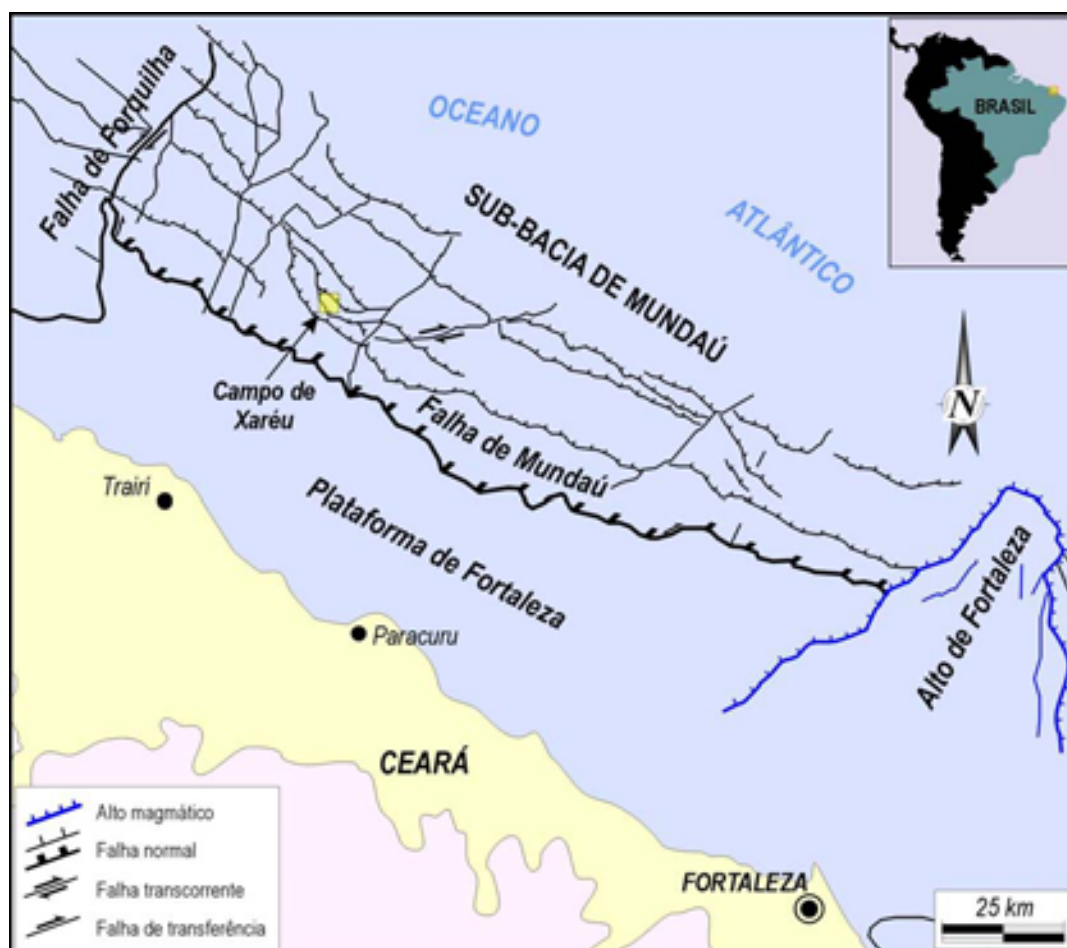


FIGURA 7-7: Mapa estrutural simplificado da Sub-Bacia de Mundaú. Modificado de PETROBRAS (1996) e Matos et al. (1996).

A Sub-Bacia de Mundaú ocupa uma posição peculiar na Margem Equatorial Atlântica brasileira, estando localizada ao longo de um setor que experimentou deformações transtrativas (Matos *et al.* 1996), consoante o modelo de abertura condicionado pela tectônica transcorrente/transformante ao longo da margem. Neste contexto, a Sub-Bacia de Mundaú estaria alojada em uma estrutura muito semelhante a uma bacia do tipo *pull-apart*, originada pelos movimentos cisalhantes transcorrentes/transformantes dextrais (vide figura 3-11, no Capítulo 3). A orientação das falhas principais denota uma distensão de direção geral NE-SW, porém o verdadeiro sentido de transporte tectônico ainda é objeto de discussão: se for considerado que a bacia foi originada segundo um rifteamento ortogonal, o transporte tectônico teria sentido NE. Por outro lado, caso seja assumida uma abertura por rifteamento oblíquo, associado aos

movimentos transcorrentes/transformantes dextrais, as falhas normais E-W apresentariam rejeitos também oblíquos (normal transcorrent e dextral subordinado), com transporte tectônico para ENE.

7.2.2 – INTERPRETAÇÃO DOS MAPAS ESTRUTURAIS SÍSMICOS: DEFINIÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU

A análise de seções sísmicas teve como principal produto a configuração do arcabouço tectônico e estrutural tridimensional do Campo de Xaréu, possibilitada pelo mapeamento dos principais horizontes afetados pelos falhamentos mais proeminentes (topos das formações Paracuru e Mundaú, e do embasamento).

Em todos os mapas confeccionados (figuras 7-8 a 7-10) pode ser observado que o Campo de Xaréu é caracterizado por um predomínio de falhas normais de direção NW-SE (com algumas inflexões locais para E-W a NE-SW), que mergulham principalmente para NE; alguns poucos exemplos exibem mergulho para SW. Em mapa, as falhas apresentam um típico formato de meia-lua, na qual a concavidade geralmente aponta para o sentido de mergulho da estrutura. Existe uma tendência normal de aumento da quantidade de falhas mapeadas com a profundidade, sendo que o topo do "embasamento" é o horizonte mais estruturado, enquanto que o topo da Formação Paracuru mostra-se relativamente menos afetado. Todos os horizontes mapeados apresentam uma declividade geral para NE, não obstante o topo do "embasamento" também mostre mergulhos para leste (figura 7-8).

As falhas normais que afetam o topo do "embasamento" são as que apresentam uma separação horizontal mais expressiva (figura 7-8), principalmente pelo fato de atingirem este horizonte em ângulos relativamente baixos. O "embasamento" é afetado por falhas NW-SE que mergulham exclusivamente para NE, dentre as quais destacam-se as falhas de Mundaú, no extremo sudoeste da área, e de Xaréu, próximo à sua porção central (figura 7-8). Na porção leste da área mapeada, as falhas sofrem deflexões para E-W, enquanto que no setor centro-norte do Campo, falhas de direção NE-SW ocorrem subordinadas às estruturas principais. A disposição das falhas define, no "embasamento" do Campo de Xaréu, compartimentos elevados e baixos, sendo dignos de nota os altos estruturais localizados no extremo NW, na porção central e no extremo sul da área mapeada (figura 7-8). Os baixos estruturais mais importantes estão localizados no oeste e no leste do mapa mostrado na figura 7-8, devendo-se ressaltar que toda a porção leste/nordeste da área corresponde a um bloco rebaixado (figura 7-8).

Em linhas gerais, o topo da Formação Mundaú segue um comportamento similar ao observado no topo do "embasamento". As falhas exibem rejeitos menos proeminentes, exceção feita à Falha de Xaréu (figura 7-9). Tanto nesta, como em algumas outras falhas, são observadas inflexões para NNW-SSE e para NE-SW, principalmente na porção sudeste do Campo (figura 7-9). Falhas NW-SE com mergulhos

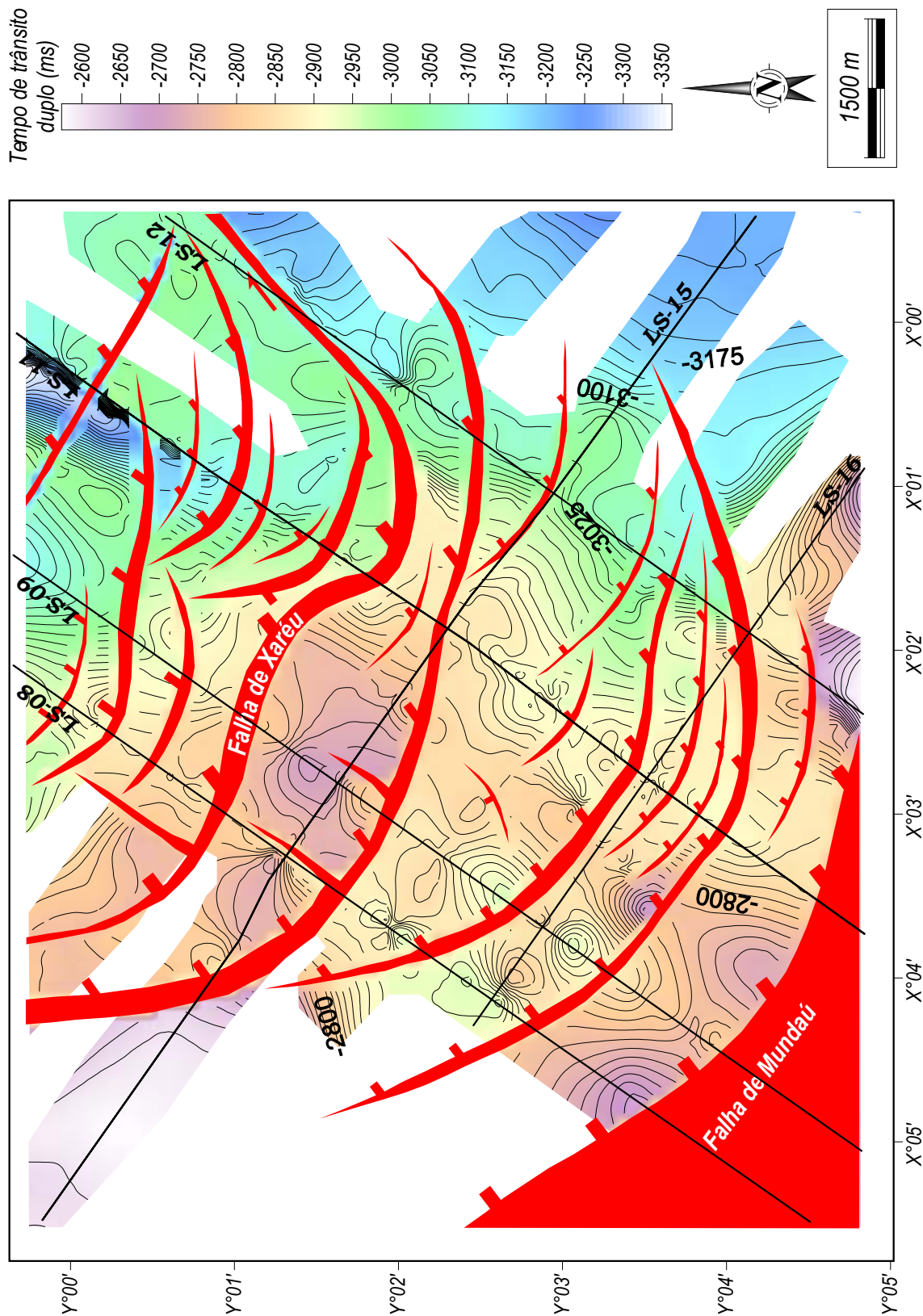


FIGURA 7-8: Mapa estrutural sísmico em tempo (transito duplo) construído para o topo do "embasamento" no Campo de Xaréu. Notar a dominância de falhas normais (em vermelho) de direção NW-SE e com mergulhos para nordeste. Inflexões de falhas para ENE e NE são interpretadas como rampas laterais com rejeito direcional dextral. Intervalo de contorno das isolinhas de 25 ms. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

para SW foram identificadas na porção centro-oeste do Campo; falhas orientadas segundo a direção NE-SW também podem ser observadas.

Na Formação Paracuru, como já referido anteriormente, é observada uma menor concentração de falhas; mais uma vez, a Falha de Xaréu constitui a estrutura de maior importância (figura 7-10). As falhas existentes mostram direção NW-SE, com inflexões locais para E-W e NE-SW. Falhas de direção NE-SW ocorrem ligadas à Falha de Xaréu (figura 7-10). Similarmente ao observado na Formação Mundaú, falhas NW com mergulhos para SW estão presentes na porção centro-oeste do Campo (figura 7-10). A região mais profunda está localizada no nordeste da área (figura 7-10).

Nos três mapas confeccionados, foram observados lineamentos de direção NE-SW, constituindo depressões alongadas similares a canais localizadas nas porções nordeste (figura 7-8) e centro-sul do Campo (figuras 7-9 e 7-10), algumas vezes separadas entre si por altos em forma de platôs (figura 7-10). É interpretado que tais feições correspondam, de fato, a problemas na amostragem induzidos pela interpretação, uma vez que, nestas porções do Campo de Xaréu, estão disponíveis apenas seções sísmicas de direção NE-SW e que as regiões onde estão presentes os “baixos estruturais” coincidem a passagem de uma linha sísmica.

Deve ser ressaltado que, apesar das falhas NW-SE serem as principais estruturas do Campo, falhas de direção NE-SW, ou seja, em disposição praticamente ortogonal às demais, foram observadas nos três mapas gerados. Tais estruturas estão dispostas de duas maneiras distintas: (i) pequenas falhas subordinadas e amalgamadas às estruturas principais e apresentando forma retilínea em mapa, com uma separação horizontal de pequena expressão; (ii) inflexões para NE da extremidade sudeste das principais falhas. Esta disposição possibilita a interpretação de que ambas estruturas correspondam a zonas de transferência de deslocamento relacionadas às falhas principais, de modo que as estruturas (i) corresponderiam a falhas de transferência ou à categoria designada de falhas de alívio por Destro *et al.* (2003). Estas últimas apresentam deslocamento normal máximo no contato com a falha principal, decrescendo até ser nulo em sua extremidade oposta (figura 7-11). As falhas de alívio formam-se em consequência de variações na magnitude do rejeito ao longo das falhas principais às quais estas estruturas estão ligadas (Destro *et al.* 2003). As estruturas descritas em (ii), por sua vez, dissipam o deslocamento promovido pelas falhas normais às quais associam-se, podendo então ser consideradas como uma segunda categoria de falhas de transferência, análogas às rampas laterais em zonas de empurrões, com rejeito direcional dextral (figura 7-11).

7.2.3 – GEOMETRIA E CINEMÁTICA DO FALHAMENTO

Como referido na Seção 7.2.1, a arquitetura da Sub-Bacia de Mundaú é regionalmente estruturada a partir de uma falha principal na borda da Sub-Bacia, a Falha de Mundaú, de cinemática

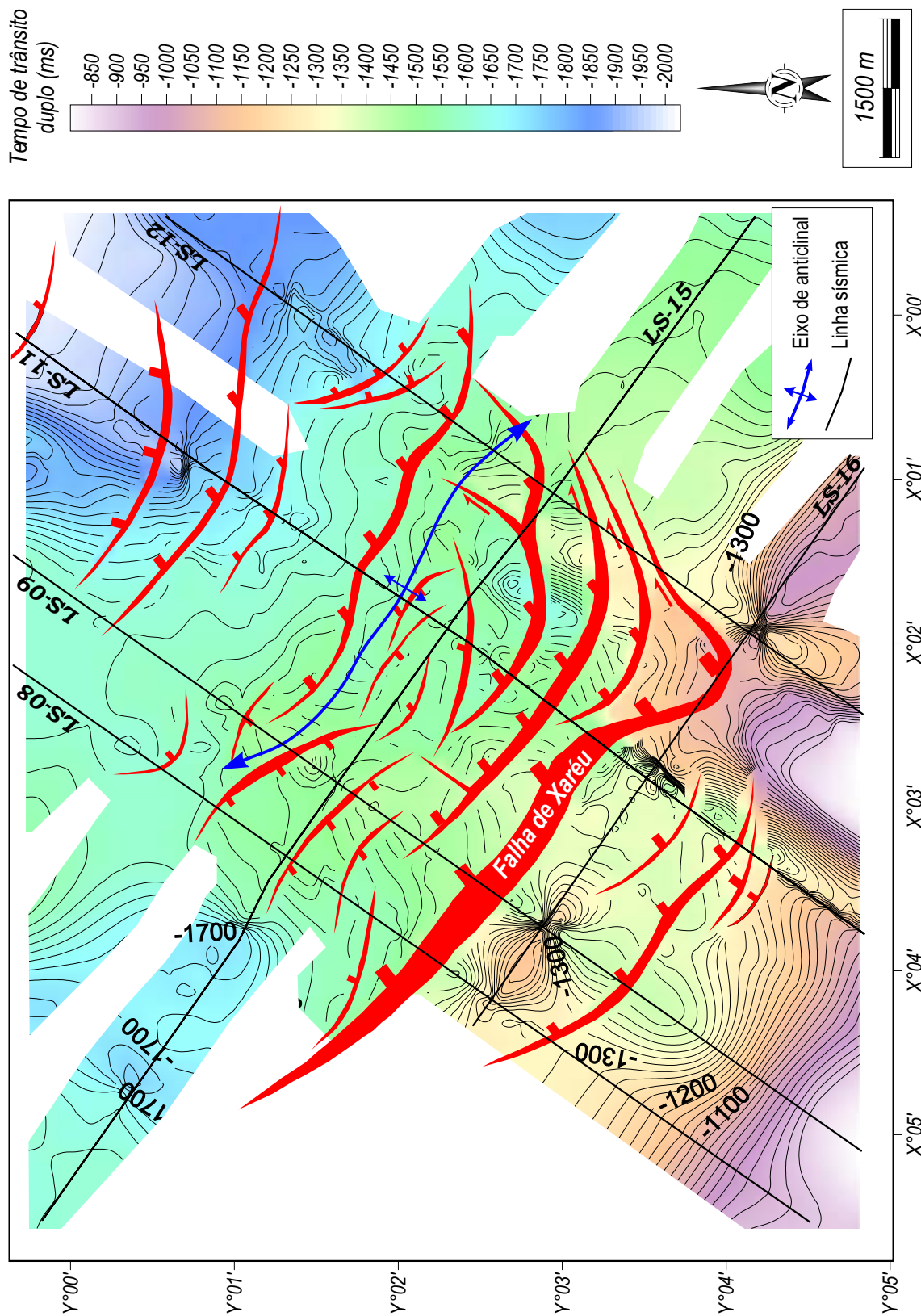


FIGURA 7-9: Mapa estrutural sísmico em tempo (trânsito duplo) construído para o topo da Formação Mundaú no Campo de Xaréu. Falhas normais de direção NW-SE também dominam a estruturação da Formação Mundaú. Notar que na porção sudeste do Campo, as falhas normais sofrem inflexões para NE, passando a constituir rampas laterais com rejeito direcional dextral. Intervalo de contorno das isolinhas de 25 ms. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

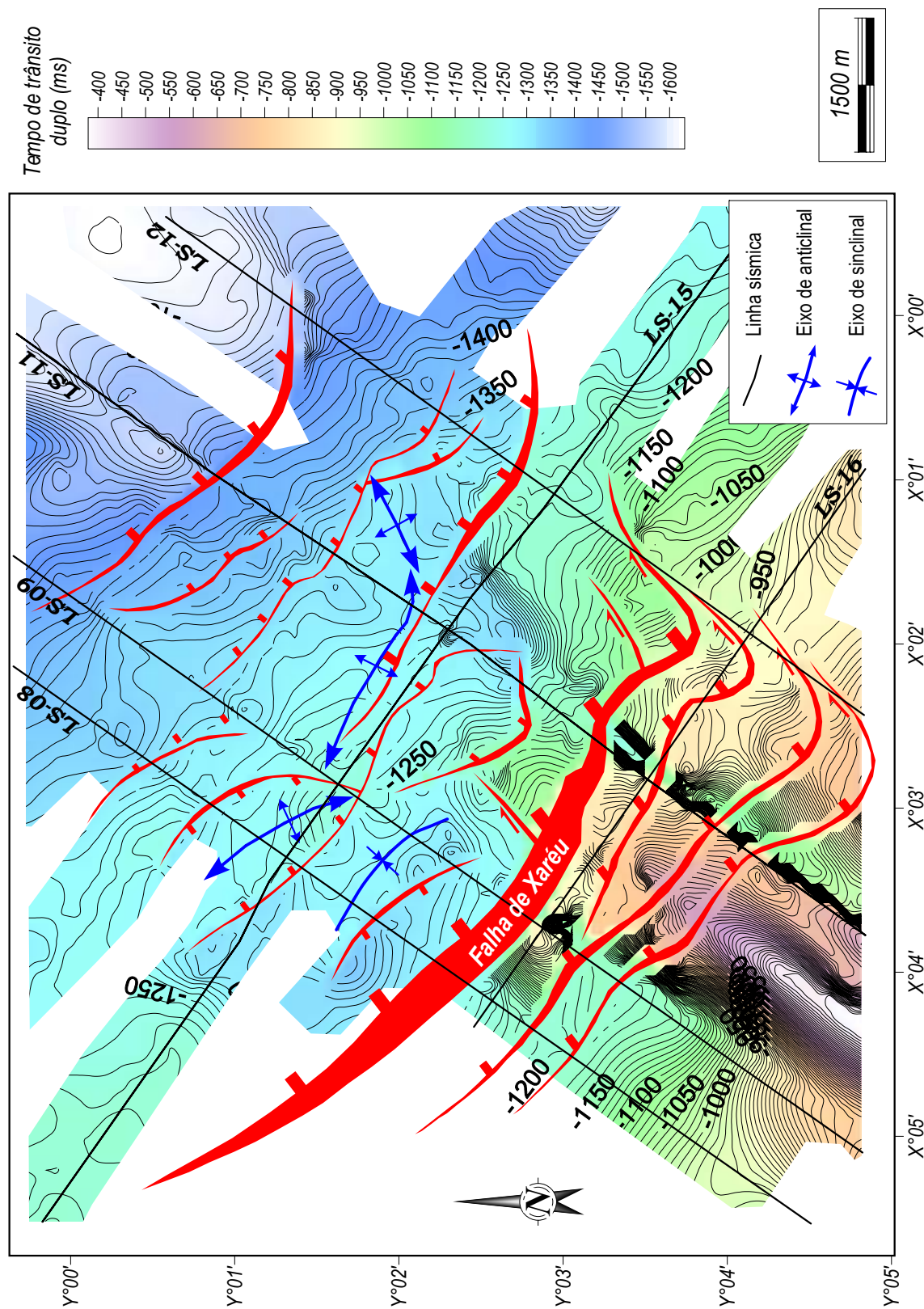


FIGURA 7-10. Mapa estrutural sísmico em tempo (trânsito duplo), construído para o topo da Formação Paracuru no Campo de Xaréu. À semelhança da Formação Mundaú, as falhas normais de direção NW-SE são as principais estruturas observadas. Nota-se que na porção sudeste do Campo, as falhas normais sofrem inflexões para NE, passando a constituir rampas laterais com rejeito direcional dextral. Eixos do anticlinal rollover e do sinclinal de borda mapeados são mostrados em azul. Intervalo de contorno das isolinhas de 25 ms. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

distensional (em verdade, possivelmente com rejeito oblíquo distensional +direcional dextral, como será argumentado nos capítulos 8 e 9), com direção NW-SE e mergulho para NE (figura 7-7). No Campo de Xaréu, a Falha de Mundaú é caracterizada por uma geometria em rampa-patamar-rampa a lústica, associada a uma superfície de descolamento basal, na qual todo o feixe lústico distensional presente no Campo de Xaréu está enraizado (figura 7-12). A sudeste do Campo de Xaréu, em direção ao Alto de Fortaleza, a Falha de Mundaú apresenta uma geometria mais variável, podendo exibir desde uma forma essencialmente plana, passar para uma forma sigmoidal e culminar com uma geometria em rampa-patamar-rampa (Matos *et al.* 1996). Esta variação no perfil da Falha de Mundaú define setores de comportamento estrutural distinto, não só no Campo de Xaréu, mas em toda a Sub-Bacia de Mundaú, controlando principalmente a geometria do dobramento distensional associado.

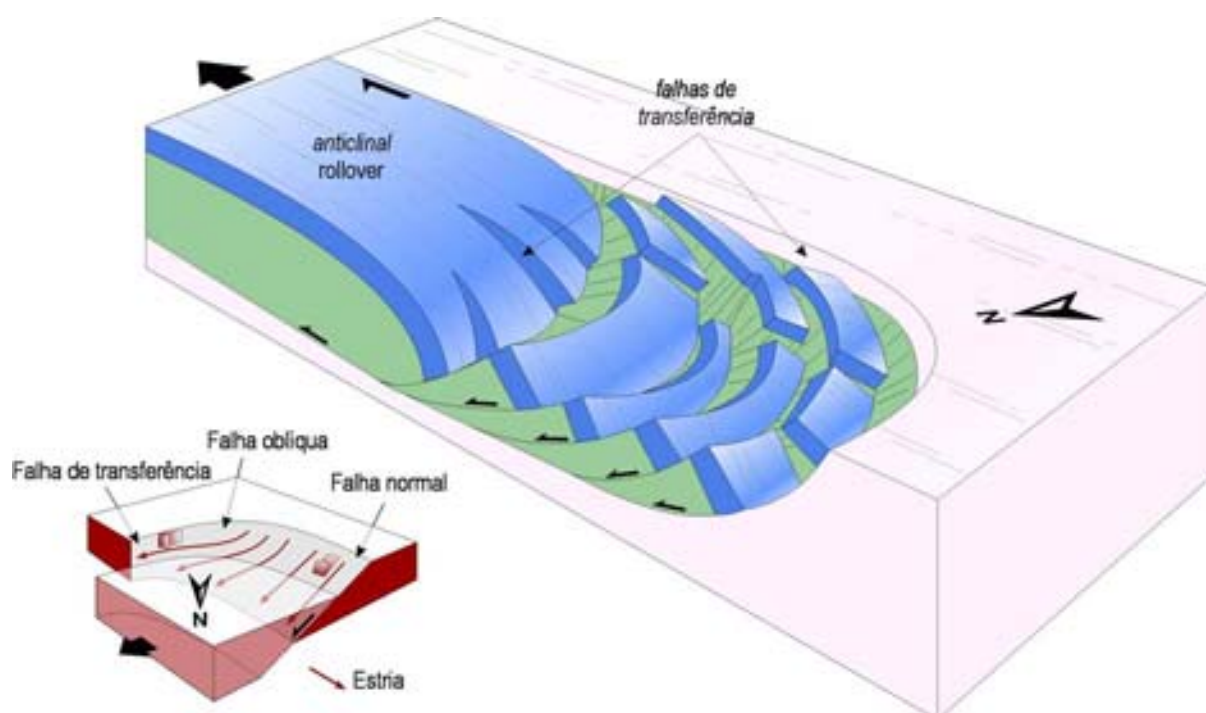


FIGURA 7-11: Arcabouço estrutural tridimensional do Campo de Xaréu exibindo a relação entre as falhas normais e as falhas de transferência (o mergulho das camadas está exagerado). Adaptado de Twiss & Moores (1992).

A falha apresenta uma separação vertical (medida no topo do embasamento) de pouco mais de 2000 ms, tendo sido, sem dúvida alguma, uma das principais estruturas relacionadas ao "fiteamento" da Sub-Bacia de Mundaú. A falha apresenta mergulhos elevados no topo, que decrescem gradualmente com a profundidade, horizontalizando-se, em média, a cerca de 5000 ms.

Deve ser observado, na figura 7-12, que o descolamento da Falha de Mundaú não ocorre ao longo do contato entre a formação homônima e o embasamento, ao contrário, a falha trunca em baixo ângulo esta superfície, tornando-se horizontal no interior do embasamento e conferindo uma assimetria à Sub-Bacia de Mundaú. Esta geometria é observada em típicos *detachments*³ (figura 7-13a), que diferem

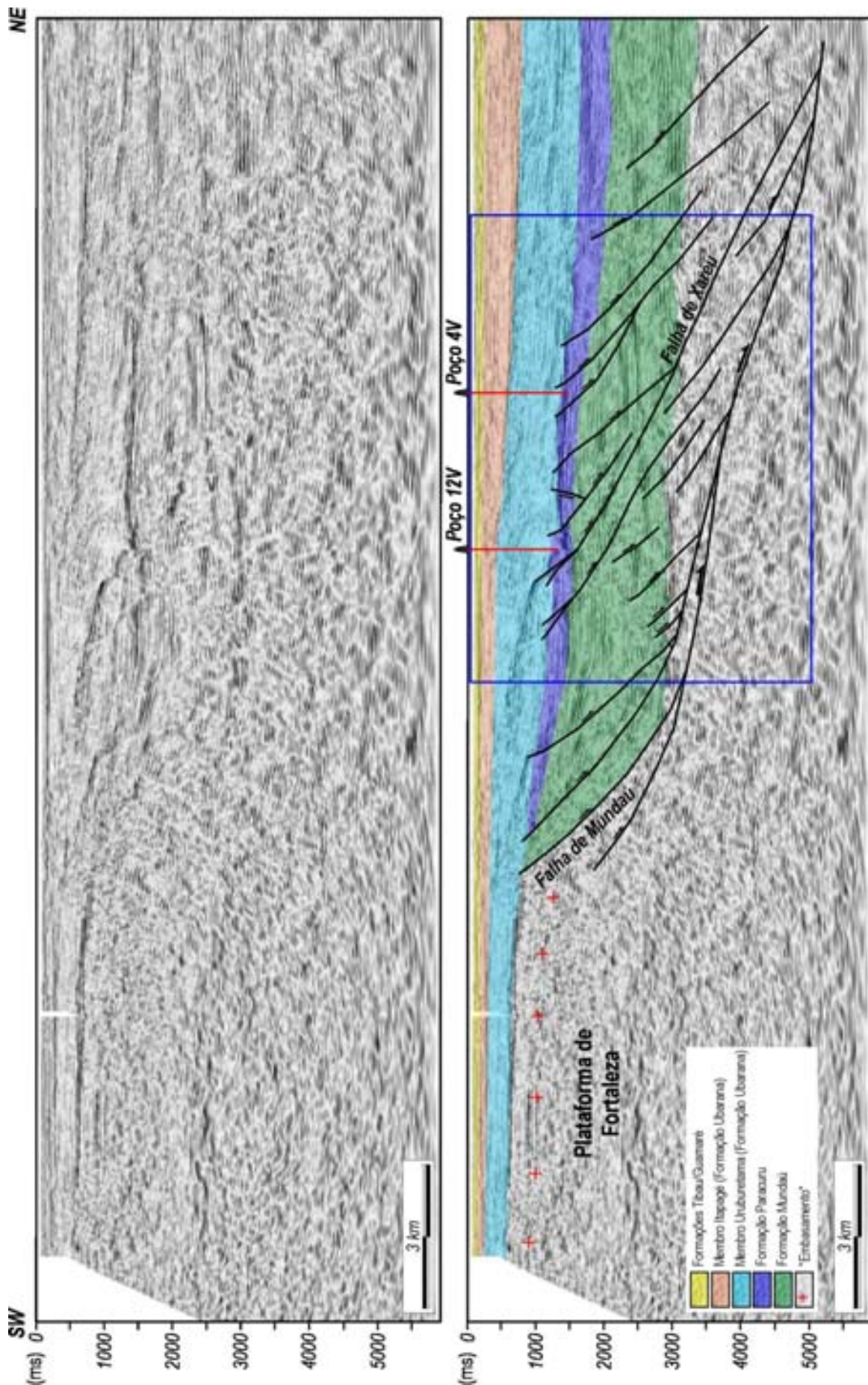


FIGURA 7-12: Seção sísmica LS-11, transversal à estruturação principal do Campo de Xaréu (área delimitada pelo quadro azul), mostrando a geometria em rampa-patamar-rampa da Falha de Mundaú e do leque distensional que tipifica o Campo. Localização da seção nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Os dados sísmicos e de perfis de poços foram cedidos pela PETROBRAS.

daquela presente em *décollements*³, uma vez que nestes a falha principal descolaria ao longo do contato entre o pacote sedimentar e o “embasamento” ou um outro contato reológico qualquer (figura 7-13b).

Na área do Campo de Xaréu propriamente dito, ocorre um arranjo principal de falhas normais, com mesma orientação e mergulho da Falha de Mundaú e que se dispõe consoante um leque lítrico distensional (figura 7-12). O Campo é delimitado a sul pela Falha de Xaréu, que afeta principalmente as formações Mundaú e Paracuru; e o Membro Trairí ocorre no bloco a norte da falha, e está ausente a sul (figura 7-13). A Falha de Xaréu apresenta uma separação vertical máxima de cerca de 200 ms (medido no interior da Formação Mundaú), que diminui em direção às suas extremidades. Falhas sintéticas de pequeno porte, limitadas à Formação Mundaú, ocorrem enraizadas na Falha de Xaréu, apresentando perfil relativamente retilíneo e caracterizando-se como estruturas-em-dominó.

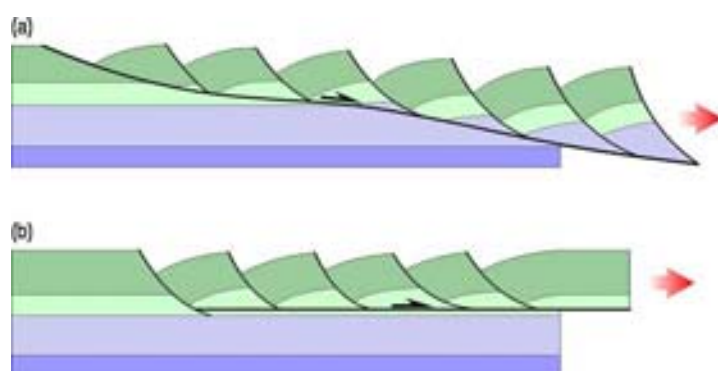


FIGURA 7-13: As geometrias de falhas distensionais associadas a (a) zonas de detachments e (b) décollements. Reproduzido de Ramsay & Hubber (1987).

No bloco do teto, a Formação Mundaú apresenta espessamento de sua seção sedimentar em direção à Falha de Xaréu, fato tipicamente associado a uma seqüência “ifte”. A Formação Paracuru, por outro lado, não exhibe variação de espessura.

Falhas normais antitéticas ocorrem principalmente na porção oeste do Campo de Xaréu, onde exercem o papel de falhas de compensação. Em geral, a geometria lítrica destas falhas é pouco desenvolvida e, além disso, apresentam mergulhos mais elevados que as falhas principais do Campo (figura 7-14), o que pode ser um reflexo do desenvolvimento do anticlinal *rollover*. Neste caso, as falhas antitéticas poderiam ter se desenvolvido com mergulhos originalmente mais suaves, e seriam progressivamente rotacionadas em função do dobramento distensional. Falhas de alto ângulo, de direção NE-SW e com sutil rejeito vertical normal, aparecem relacionadas às falhas lítricas, muito provavelmente atuando como falhas de transferência. Neste caso, poderiam também apresentar rejeito direcional dextral, embora a caracterização desta cinemática seja muito difícil em virtude do tipo de dado (sísmica 2D) interpretado.

(3) Embora o termo falha de **detachment** esteja, de certa forma, conectado ao historicamente bem estabelecido termo francês falha de **décollement**, o uso destes termos não deve corresponder exatamente a sinônimos. O termo *décollement* (vocabulo em francês para descolamento) geralmente é relacionado a uma falha que exhibe um controle por parte de um horizonte particularmente incompetente, sendo, por isso, paralela ao contato entre um horizonte incompetente e um competente. Em contraste, uma falha de *detachment* (vocabulo em inglês para separação ou desprendimento) não é exatamente paralela a um horizonte incompetente qualquer, ainda que a superfície de falha seja controlada pela competência e orientação geral dos limites entre as diferentes unidades rochosas (Ramsay & Huber 1987).

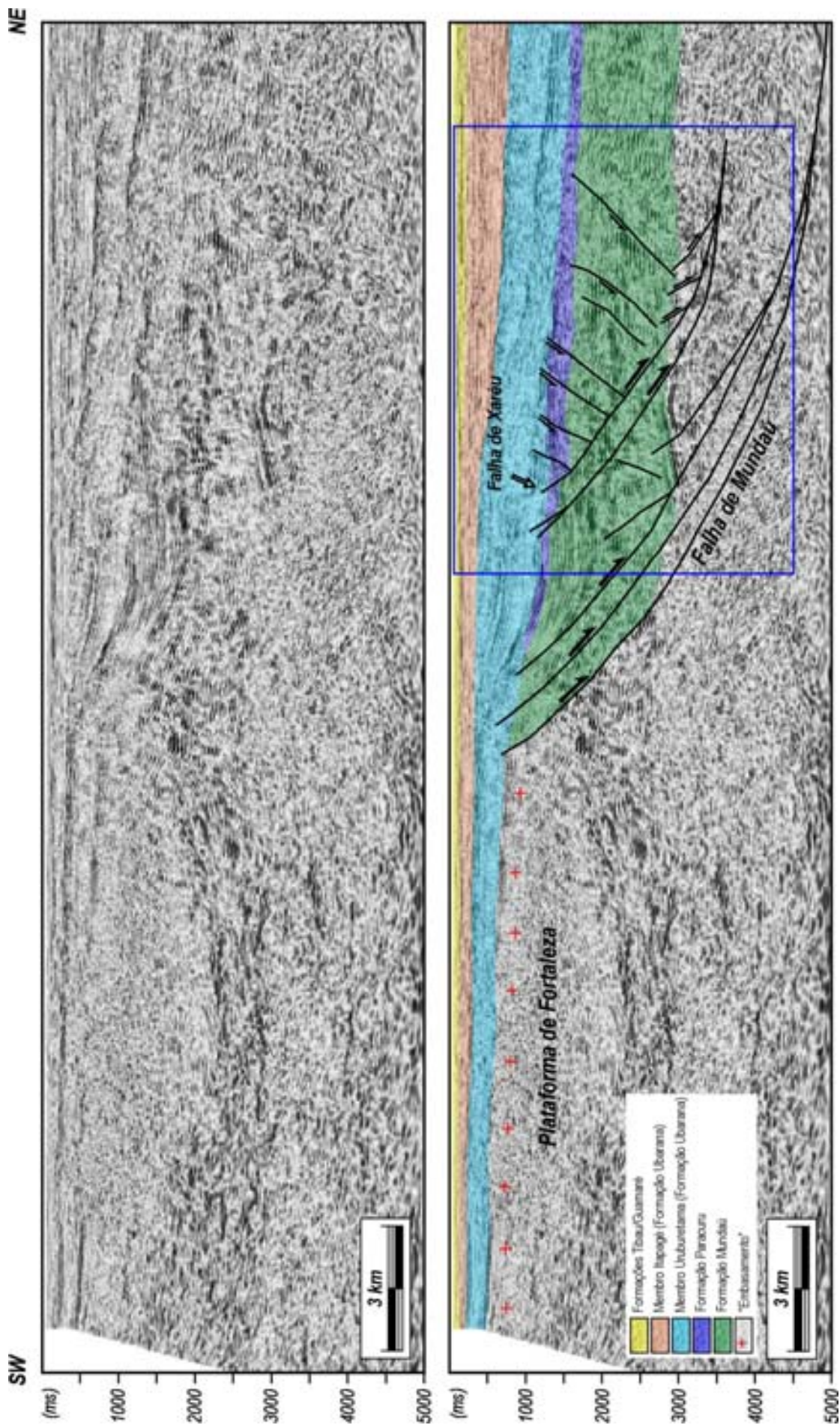


FIGURA 7-14: Seção sísmica exibindo a geometria de falhas na porção oeste do Campo de Xaréu (área delimitada pelo quadro azul). Notar a existência de falhas normais de alto ângulo, antitéticas, enraizadas na Falha de Xaréu e originadas pela acomodação das camadas afetadas pelo anticlinal rollover no bloco do teto da Falha de Xaréu. Seção transversal LS-08. Localização da seção nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

A sudeste do Campo, já fora dos limites de sua área, ocorrem falhas que se arranjam conforme uma geometria muito similar àquela observada em estruturas-em-flor negativas. Estas falhas, que afetam principalmente o "embasamento" e as formações Mundaú e Paracuru (chegando a atingir as porções basais do Membro Uruburetama), exibem altos mergulhos em profundidade, diminuindo de ângulo em direção à superfície (figura 7-15a), onde passam a mergulhar para SE ou para NW.

Uma vez que esta estrutura foi identificada apenas na seção LS-16, não foi possível determinar sua direção, somente sendo possível inferi-la pela observação e comparação com feições similares vizinhas, existentes na Sub-Bacia de Mundaú ou mesmo fora dela, de modo que: (i) as falhas de transferência (rampas laterais) encontradas no Campo de Xaréu e ao longo de toda a Sub-Bacia de Mundaú possuem direção NE-SW (vide figura 7-7); e (ii) é reconhecida a influência da trama pré-cambriana do substrato cristalino sobre a estruturação interna da Bacia do Ceará.

No substrato, estruturas de direção NE-SW são as mais importantes e, conquanto tenham sido originadas no Pré-Cambriano, sucessivas etapas de reativações no Fanerozóico têm sido caracterizadas. Em vista disto, é possível que a estrutura-em-flor negativa mapeada também possa estar orientada segundo a direção NE-SW. Ademais, em função do modo de ocorrência restrita da estrutura-em-flor e do tipo de dado disponível (levantamentos sísmicos 2D), também não foi possível determinar a cinemática de sua componente direcional por observações diretas.

Quando observado em detalhe, é sugestivo o truncamento de algumas das falhas por reflexões internas ao Membro Uruburetama (figura 7-15b), o que implica que elas tenham estado em atividade até idades pouco anteriores à da deposição dos níveis basais do Membro, que datam do Eo ao Mesoalbian. Até esta idade, a deformação na Sub-Bacia de Mundaú ainda era fortemente influenciada pela cinemática das zonas transcorrentes/transformantes dextrais E-W da Margem Equatorial Atlântica (Azevedo 1991; Matos 2000). Neste contexto, a direção NE-SW assumida para a estrutura-em-flor negativa favoreceria uma cinemática transcorrente dextral para sua componente direcional.

A sudeste do Campo de Xaréu ocorrem falhas de direção aproximadamente E-W a ENE-WSW (figura 7-7), possivelmente transcorrentes dextrais, cujo prolongamento para oeste pode ser tentativamente feito, de modo que elas possam estar mecanicamente conectadas à Falha de Xaréu (figura 7-6). A estrutura-em-flor negativa e o próprio Campo de Xaréu estariam posicionados em uma terminação transtrativa (*releasing bend*) de uma destas falhas (figura 7-16a), coadunando sua componente distensional. Neste caso, tanto a estrutura-em-flor negativa como as falhas normais do Campo de Xaréu teriam se desenvolvido concomitantemente ao deslocamento da falha E-W principal.

Uma hipótese alternativa seria considerar que a estrutura-em-flor negativa estaria posicionada segundo uma orientação próxima à de fraturas sintéticas do tipo P da classificação de Riedel, também relacionadas às falhas E-W/ENE-WSW transcorrentes dextrais (figura 7-16b; vide também o modelo

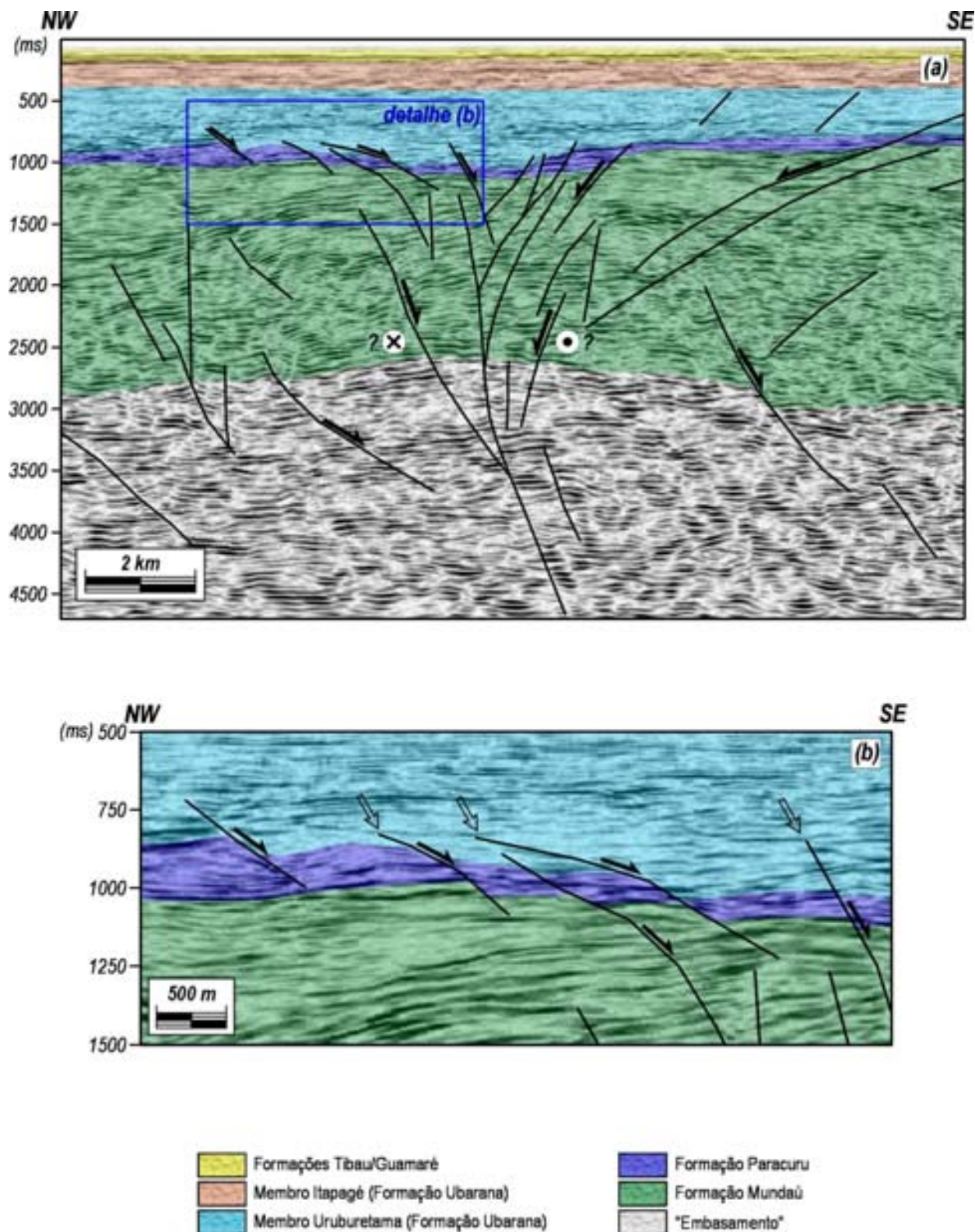


FIGURA 7-15: Detalhe da seção sísmica longitudinal LS-16: (a) estrutura-em-flor negativa localizada a sudeste da área do Campo de Xaréu. É interpretado que sua origem tenha sido condicionada pelos movimentos transcorrentes/transformantes relacionados à ruptura do Oceano Atlântico equatorial; (b) detalhe de (a) evidenciando o truncamento de segmentos da estrutura-em-flor negativa por reflexões internas ao Membro Uruburetama (indicadas pelas setas). Localização da seção nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Discussões no texto. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

regional mostrado na figura 3-11). Se esse for o caso, a estrutura também apresentaria rejeito direcional dextral e teria se formado em um momento mais tardio que as falhas transcorrentes e normais.

A noroeste da área abrangida pelo Campo de Xaréu, foi mapeada uma seqüência de altos e baixos estruturais afetando o topo da Formação Paracuru e a base do Membro Uruburetama (figura 7-17a), cujo controle aparenta ter sido exercido por falhamentos inversos, provavelmente orientados na direção NE-SW (devido ao fato de que estas estruturas foram reconhecidas apenas em uma seção sísmica – a LS-15, não é possível precisar a sua orientação). As falhas inversas estão dispostas segundo uma geometria similar a estruturas-em-flor positivas e originam altos com características muito semelhantes a estruturas do tipo *pop-up*. Os falhamentos estão associados a dobras abertas, com eixo também possivelmente de direção NE-SW. De fato, os “vales” observados correspondem aos sinformes, enquanto que os altos estruturais estão relacionados aos antiformes.

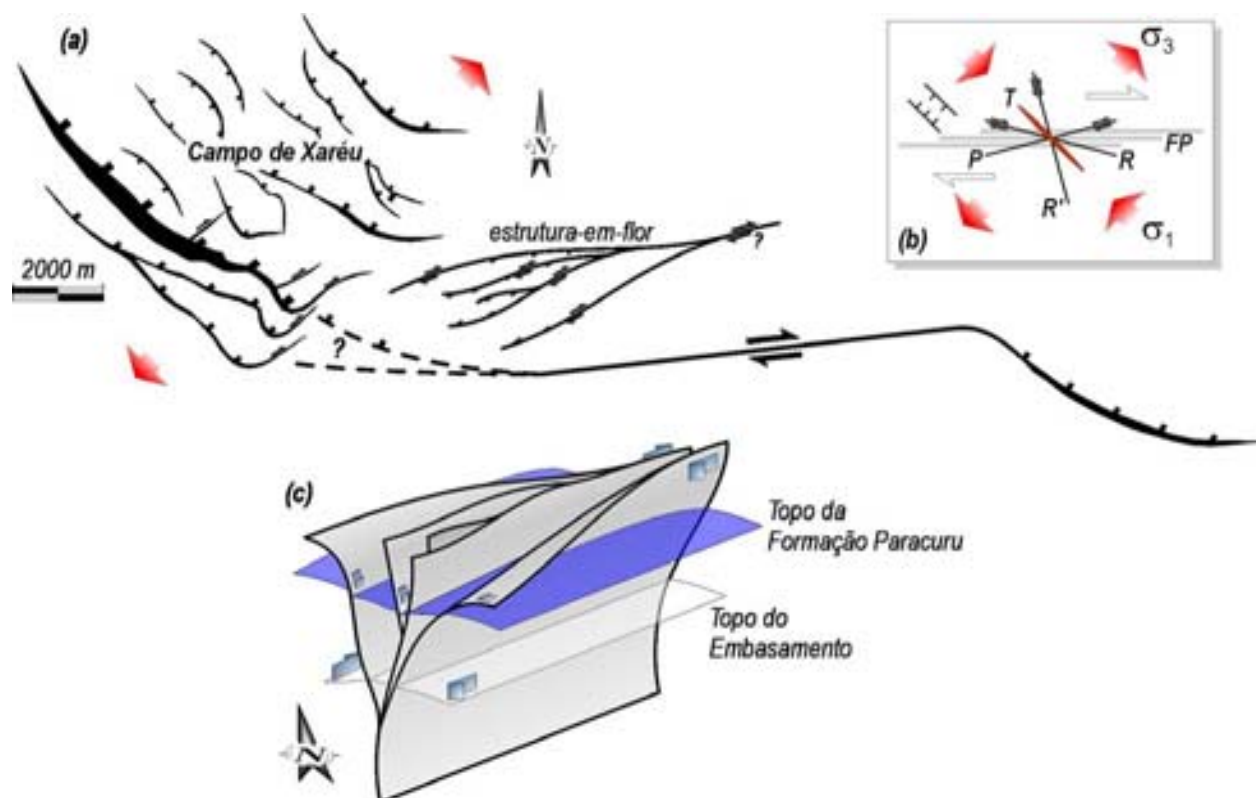


FIGURA 7-16: Modelo estrutural proposto (a) para definição da cinemática da estrutura-em-flor negativa mapeada no Campo de Xaréu. Observe que a estrutura-em-flor está posicionada em uma terminação transtrativa de uma falha transcorrente dextral localizada a sudeste do Campo de Xaréu, mapeada pela PETROBRAS. Em um modelo alternativo, a orientação da estrutura-em-flor é comparável à de fraturas do tipo P relacionadas a falhas transcorrentes dextrais E-W (ver modelo em b), o que é permissível atribuir uma cinemática também dextral para a estrutura, cuja geometria tridimensional é mostrada em (c). Discussões no texto.

Outra interpretação possível para as estruturas mostradas na figura 7-16, seria que elas representassem uma seqüência de pequenos *graben* e *horst* relacionados a falhas normais de direção NE-SW (figura 7-17b).

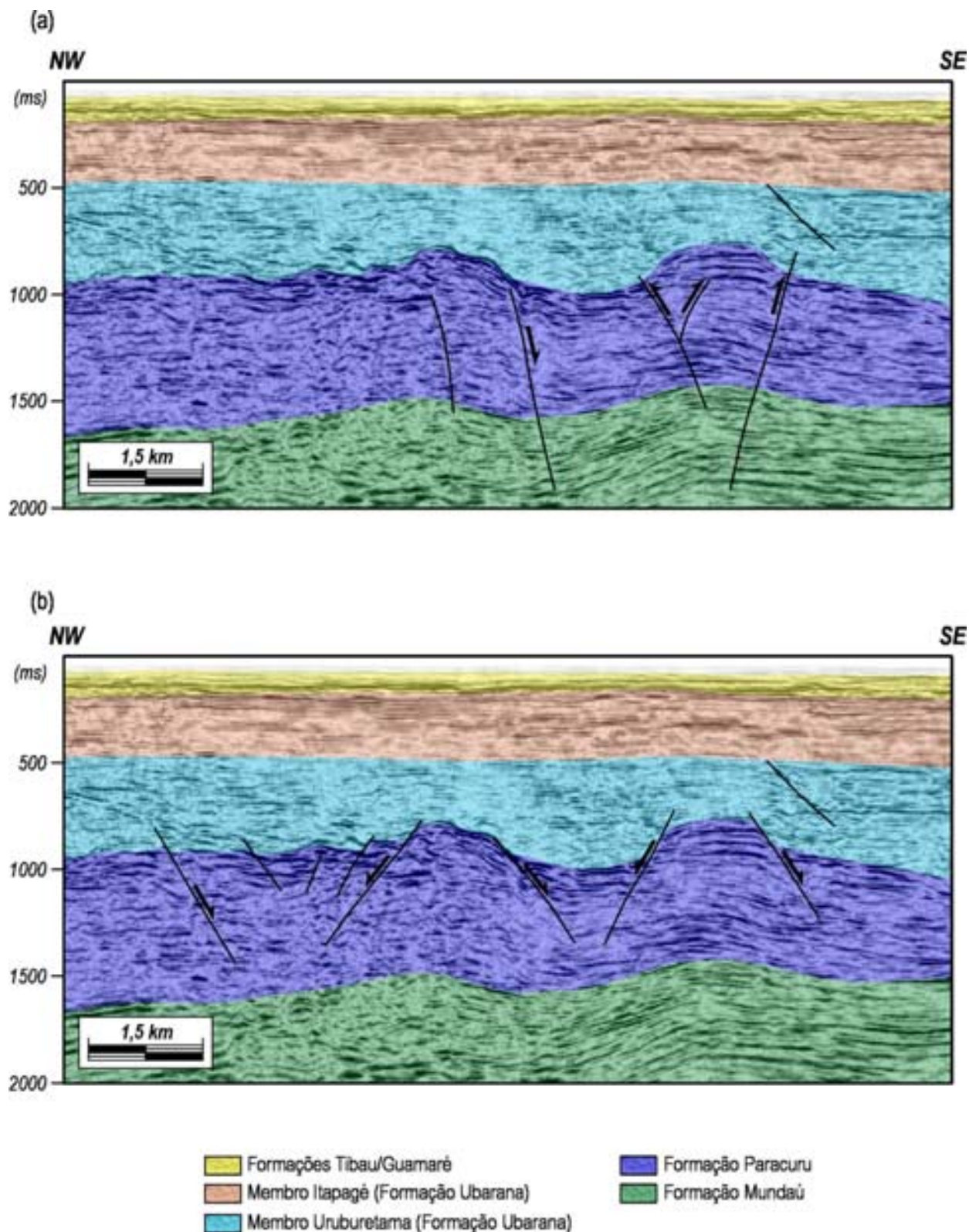


FIGURA 7-17: (a) Estruturas contracionais mapeadas na região a noroeste do Campo de Xaréu são tipificadas por falhas inversas de alto ângulo possivelmente relacionadas a uma estrutura-em-flor positiva, além de dobramentos abertos associados. A orientação destas estruturas, que provavelmente é NE-SW, indica compressão NW-SE e distensão NE-SW; (b) interpretação alternativa para a mesma seção sísmica na qual os dobramentos poderiam, na verdade, corresponder a vales encaixados em estruturas de graben e horst, cuja orientação inferida, pode ser também NE-SW, indicando, neste caso, distensão NW-SE. Detalhe da seção sísmica LS-15. Localização da seção nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

7.2.4 – CRONOLOGIA DA ATIVIDADE DAS FALHAS NO CAMPO DE XARÉU

A interpretação sísmica permitiu definir que o arcabouço estrutural do Campo de Xaréu é tipificado por um arranjo principal de falhas normais/oblíquas, com perfil lítrico ou em rampa-patamar-rampa. Observando os pacotes sedimentares que estas estruturas afetam, é possível caracterizar que as falhas apresentaram pelo menos três fases de atividade principais (o que pode incluir etapas de recorrência).

A primeira fase de ativação das falhas alude-se à própria origem do Campo de Xaréu e da Sub-Bacia de Mundaú, no Eoaptiano. Esta fase de deformação frágil é caracterizada pela que afetam a seqüência "fite" da sub-bacia, a Formação Mundaú, e/ou o "êmbasamento". As falhas apresentaram atividade concomitante à deposição da Formação Mundaú, como denotado pelo espessamento de seção sedimentar observada nesta unidade. É desta época que remonta a maior parte da deformação na Sub-Bacia de Mundaú, em grande parte condicionada pela Falha de Mundaú (vide também o Capítulo 9).

A fase de (re)ativação ocorreu, pelo menos, logo em seguida à deposição da Formação Paracuru. De fato, em algumas seções sísmicas interpretadas é observado que as falhas podem ter estado em atividade durante a deposição da Formação Paracuru, como identificado pelo espessamento dos pacotes controlado pelas falhas (ver figura 7-18b e discussões na Seção 10.2, no Capítulo 10). Isto pode ser indicativo de que parte da deformação frágil que afeta a Formação Paracuru trate-se de uma continuidade no Mesoaptiano/Eoalbianio daquela que originou o "fite" na Sub-Bacia de Mundaú. Mais detalhes a este respeito serão discutidos nos capítulos subseqüentes, principalmente, na Seção 10.2, no Capítulo 10.

Finalmente, a última etapa de ativação/reativação ocorreu após a deposição dos estratos basais do Membro Uruburetama, da Formação Ubarana, uma vez que estes se encontram afetados por falhas. É sugestivo o truncamento local de algumas das falhas por refletores internos ao Membro Uruburetama. Uma vez que não se dispõe de dados geocronológicos não foi possível precisar a idade deste truncamento, sendo tentativamente referido, pelo menos, como mesoalbiania.

7.2.5 – A GEOMETRIA DO DOBRAMENTO ASSOCIADO ÀS FALHAS NORMAIS

As geometrias em rampa-patamar-rampa e lítrica das falhas do Campo, em particular da Falha de Xaréu, provocam o dobramento das camadas presentes no bloco do teto, onde ocorrem as formações Mundaú e Paracuru, imprimindo uma característica geometria em anticlinal *rollover* a estas unidades (figura 7-18a). O dobramento exhibe comprimento de onda de cerca de 10 km, com geometria suave, ligeiramente assimétrica (vergência para SW), e perfil paralelo. O eixo é curvilíneo e apresenta duplo caimento (figura 7-10), denotando que o anticlinal *rollover* apresenta, na realidade, uma geometria dômica. Exibe direção aproximadamente ENE-WSW em sua extremidade leste, passando para NW-SE, a oeste

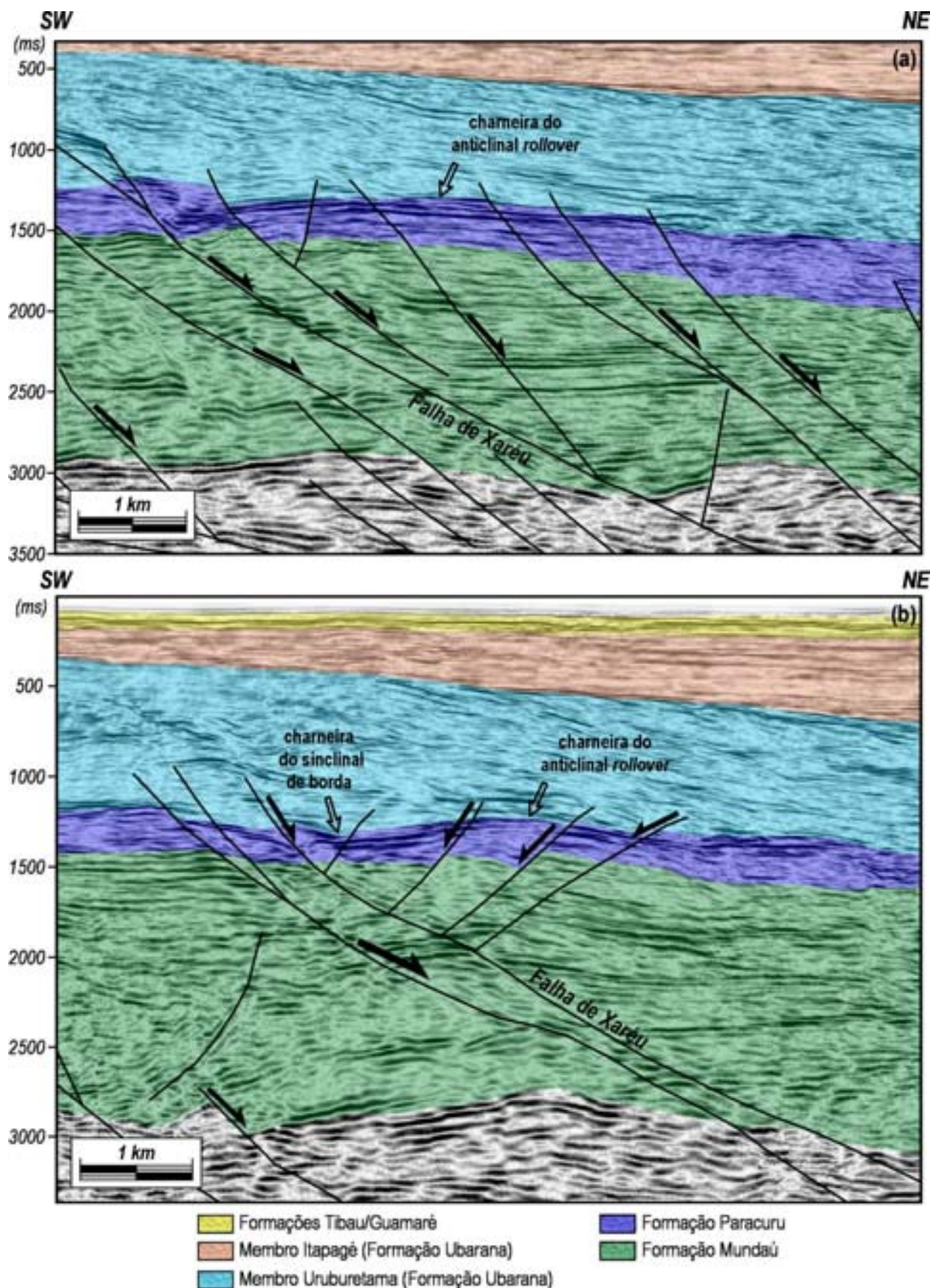


FIGURA 7-18: Geometria dos dobramentos no Campo de Xaréu: (a) detalhe da seção sísmica transversal LS-11 exibindo o anticlinal rollover do Campo. Notar o perfil suave do dobramento; (b) detalhe da seção transversal LS-09 exibindo um sinclinal de borda associado à Falha de Xaréu, localizado a oeste do anticlinal rollover. Notar a presença de falhas normais antitéticas, de alto ângulo. As posições das charneiras dos dobramentos estão indicadas pelas setas. Localização das seções nas figuras 7-6, 7-8, 7-9 e 7-10. Os dados sísmicos foram cedidos pela PETROBRAS.

(figura 7-10). Deve ser notado que o anticlinal *rollover* tem como área de ocorrência principal a porção centro-oeste do Campo de Xaréu (figura 7-10).

Ao sul do anticlinal *rollover* ocorre, em uma área mais restrita, um sinclinal de borda que está diretamente relacionado à presença das falhas antitéticas do Campo. O sinclinal também apresenta geometria suave e perfil levemente assimétrico (figura 7-18b). Por outro lado, seu eixo é aproximadamente retilíneo, com direção NW-SE (figura 7-10). Sua origem pode estar relacionada a um arrasto das camadas promovido pelo deslocamento da Falha de Mundaú.

O predomínio de pacotes de rochas pelíticas com alta fissilidade (folhelhos), nas formações Mundaú e Paracuru, permite considerar que o deslizamento flexural tenha sido o principal mecanismo de deformação atuante no dobramento destas unidades. Este mecanismo é caracterizado por deslizamento inter e intraestratal, paralelo ao acamamento, induzido pela presença de materiais pouco competentes e que respondem de maneira “*dúctil*”⁴ à deformação (Twiss & Moores 1992). Neste mecanismo, a deformação concentra-se ao longo dos limbos da dobra, diminuindo de magnitude em direção ao eixo (figura 7-19a).

Adicionalmente, o mecanismo de dobramento flexural pode ter ocorrido de forma local, provocando principalmente a deformação de camadas de rochas mais competentes, como calcários e arenitos maciços, onde não ocorre cisalhamento interno. No mecanismo de dobramento flexural, a deformação concentra-se no entorno da charneira da dobra, havendo estiramento no extrado da dobra e contração no intrado, sendo praticamente nula nos flancos das camadas dobradas (figura 7-19b).

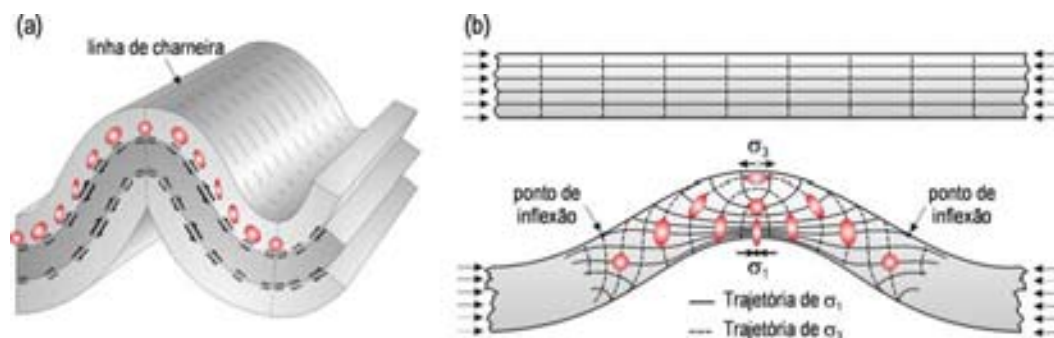


FIGURA 7-19: Confronto entre deformações por (a) dobramento flexural e por (b) deslizamento flexural. Marcadores foram incluídos para ilustração da deformação ao longo dos flancos e da charneira das dobras. Modificado de Twiss & Moores (1992).

(4) Como será abordado em melhor detalhe no Capítulo 8, o termo *dúctil* quando utilizado entre aspas é empregado para tipificar parte do estilo da deformação precoce observada nas rochas do Membro Trairi, que é responsável pelo desenvolvimento de estruturas com um caráter essencialmente hidroplástico.

CAPÍTULO 8

Aspectos Meso e Microscópicos da Deformação no Campo de Xaréu

O conhecimento com respeito à distribuição espacial de fraturas em profundidade, assim como sobre sua gênese, possui uma grande importância econômica, de vez que estas estruturas podem ser o principal determinante de anisotropias de porosidade e/ou permeabilidade em reservatórios petrolíferos. Todavia, a oportunidade de observação *in situ* destas estruturas nos reservatórios é extremamente rara, pois são muito poucos aqueles aflorantes ou que possuam análogos que aflorem. Deste modo, a massa de rocha deformada necessita ser investigada por meio de poços e técnicas indiretas, e a caracterização qualitativa/quantitativa dos sistemas de fraturamento presentes deve ser feita, tão logo quanto possível e preferencialmente durante a perfuração (o que raramente é o caso), lançando mão de testemunhos, de dados de perfilagem e de produção.

A testemunhagem contínua, todavia, é um processo bastante oneroso e, na maior parte das vezes, apenas intervalos (essencialmente aqueles de interesse econômico) de alguns poços são amostrados. Deve ser registrado que, em geral, a recuperação dos trechos fraturados é deficiente, ou mesmo, evitada pelos problemas de instabilidade que acarretam. Isto faz com que a caracterização estrutural de um reservatório deva ser subsidiada pelo somatório de diferentes técnicas, que nem sempre coincidem em um mesmo poço. Os diferentes tipos de perfilagem têm conquistado espaço cada vez maior na indústria petrolífera, muitas vezes substituindo os testemunhos. Em consequência, os dados obtidos são significativamente menos detalhados do que aqueles extraídos dos testemunhos (Genter *et al.* 1995; 1997).

O caso aqui estudado, o Campo de Xaréu, não foge à regra acima descrita. Assim sendo, a caracterização de estruturas em meso e microescala (magnitudes da ordem de 10^{-1} a 10^{-4} m) foi realizada por meio da análise, interpretação e integração de duas diferentes técnicas de amostragem: testemunhos de sondagem e perfis de imagem.

Os testemunhos de sondagem provêm o melhor modo de acessar fraturas em profundidade. Por meio da testemunhagem é possível determinar o estilo estrutural, o tipo de preenchimento das fraturas amostradas, sua cinemática e o regime de deformação associado, fatores de grande importância para a separação de diferentes gerações de estruturas. Contudo, a orientação verdadeira das feições encontradas nos testemunhos não é conhecida de imediato, de vez que, na maior parte dos casos, os mesmos não foram (ou simplesmente não podem ser) orientados. Os perfis de imagem, por seu turno,

envolvem, como indicado pela designação, o imageamento do pacote rochoso do qual foram extraídos, obtendo dados de orientação do acamamento, informações referentes ao tipo de rocha e à atitude, espessura e espaçamento de falhas e fraturas. Embora também seja uma técnica muito poderosa na amostragem de fraturas, algumas informações necessárias à análise estrutural não podem ser obtidas por esta ferramenta, a exemplo da cinemática das fraturas.

Em seguida, serão exibidos os resultados alcançados com os dois tipos de análise (testemunhos e perfis de imagem) em meso/microescala das falhas e fraturas do Campo de Xaréu. Inicialmente, são expostas algumas fundamentações teóricas que serviram como subsídio para a interpretação das estruturas identificadas.

8.1 – ASPECTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS PRELIMINARES

8.1.1 – CONCEITO E REVISÃO DE TERMOS RELACIONADOS A ROCHAS MILONÍTICAS E ESTRUTURAS EM ZONAS DE CISALHAMENTO

Uma vez que nos testemunhos de sondagem do Campo de Xaréu foram encontradas estruturas morfológicamente similares àsquelas observadas em zonas de cisalhamento originadas sob condições de alta temperatura, é oportuno inserir uma revisão dos termos mais comuns definidos para estas estruturas. Esta revisão de conceitos tem o objetivo de permitir realizar, *a posteriori*, uma comparação entre as mesmas.

Em geral, a deformação nas rochas não é homogeneamente distribuída. Um dos padrões mais comuns da deformação heterogênea é a concentração da deformação ao longo de zonas aproximadamente planas, que acomodam o movimento de blocos de rocha relativamente mais rígidos. A deformação nestas zonas de alto *strain* usualmente apresenta uma componente rotacional importante, que reflete o deslocamento lateral entre os blocos rochosos (Passchier & Trouw 1996). Tais zonas são designadas pelo termo **zonas de cisalhamento**, quando o movimento/deformação dá-se em condições dúcteis, em ambiente crustal profundo e aquecido. Ao oposto, falhas correspondem a planos de deslocamento em condições crustais rasas, de baixa temperatura.

Um dos principais produtos das zonas de cisalhamento compreende uma categoria de rochas que retratam as condições de alto *strain*/alta temperatura envolvidos, conhecidas como milonitos. **Milonitos** são rochas foliadas e usualmente apresentando lineação, que normalmente contêm elementos de trama com simetria monoclinica (Passchier & Trouw 1996). O termo milonito foi originalmente empregado para definir quaisquer rochas foliadas, caracterizadas por uma marcada redução de granulometria e originadas por forte deformação, supostamente frágil (Lapworth 1885 *apud* Passchier & Trouw 1996). Todavia, os estudos posteriores demonstraram a natureza predominantemente dúctil (por vezes com um estágio dúctil/frágil terminal) da deformação neste tipo de rocha.

Uma das propriedades mais características dos milonitos, e de algumas outras rochas associadas a zonas de cisalhamento, é o desenvolvimento de elementos de trama e estruturas que mostram uma simetria monoclínica, originadas graças à progressiva deformação dúctil não-coaxial, acomodando em micro e mesoescalas o deslocamento relativo das rochas hospedeiras. Tais estruturas funcionam como ótimos critérios ou indicadores da cinemática da zona milonítica (figura 8-1; prancha 8-1). Nas zonas de cisalhamento, os principais critérios cinemáticos são: foliações oblíquas, bandas de cisalhamento, porfiroclastos sigmoidais (ou tipo σ), porfiroclastos rotacionados (ou tipo δ), peixes de mica e de foliação, e minidobras assimétricas.

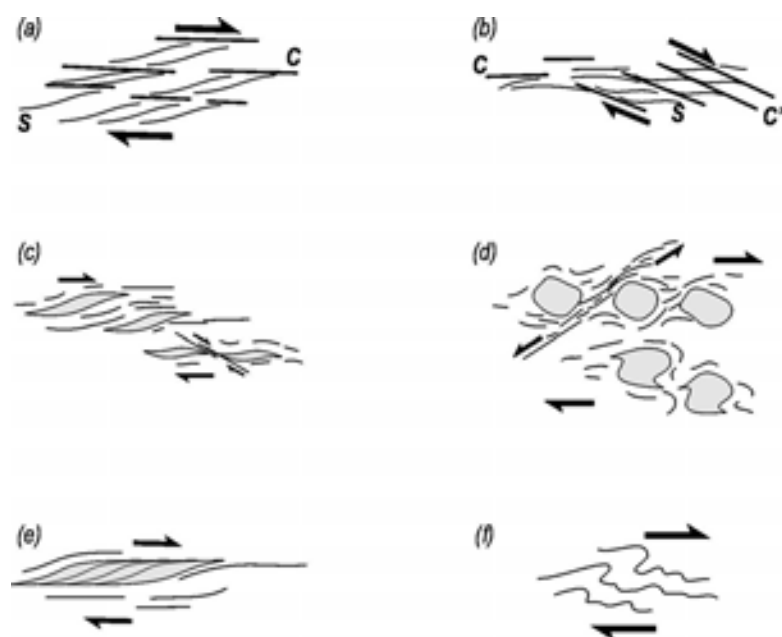


FIGURA 8-1: Estruturas indicativas de critérios cinemáticos em zonas de cisalhamento formadas em alta temperatura: (a) superfícies S-C; (b) bandas de cisalhamento C'; (c) boudins e clastos sigmoidais S-C e C'; (d) boudins e clastos rotacionais; (e) peixes de minerais micáceos e de foliação; (f) minidobras assimétricas.

Os milonitos podem apresentar duas foliações, oblíquas uma em relação à outra, que se desenvolvem contemporaneamente. A esta trama composta é aplicado o termo **S-C** (o S refere-se à superfície de achatamento ou foliação, enquanto que o C define superfície de cisalhamento – figura 8-1a; prancha 8-1, fotografia 1). Em milonitos submetidos a condições de deformação muito intensas, uma terceira foliação pode ser desenvolvida, constituindo bandas de cisalhamento que recebem o nome de superfícies **C'** (figura 8-1b; prancha 8-1, fotografia 2), normalmente compondo com as superfícies S-C uma trama conjunta de mesma obliquidade. As tramas oblíquas S-C ou S-C' podem ser empregadas como indicadores da cinemática da zona milonítica na qual estão presentes (figura 8-1b). Acredita-se que as tramas oblíquas sejam formadas por uma interação passiva entre o achatamento e a rotação de grãos durante fluxo não-coaxial (Passchier & Trouw 1996).

Muitos milonitos contêm **porfiroclastos**, que são remanescentes de minerais mais resistentes e que possuem granulometria maior que os grãos da matriz. A foliação do milonito circunda os porfiroclastos, geralmente desenvolvendo um caráter assimétrico que pode ser empregado como critério de cisalhamento (figura 8-1c; prancha 8-1, fotografia 3). Estes remanescentes recebem a denominação de

porfiroclastos tipo σ , em alusão à similaridade com a letra grega. Eventualmente, a deformação pode provocar a rotação dos porfiroclastos, sobretudo se estes possuem um formato aproximadamente circular ou isométrico, originando, então, os porfiroclastos tipo δ (figura 8-1d; prancha 8-1, fotografias 4 e 5).

Cristais individuais de micas normalmente apresentam uma forma em losango, tipicamente assimétrica que também pode ser empregada como um critério cinemático, conhecido como **peixe de mica** (figura 8-1e; prancha 8-1, fotografia 6). Eventualmente, fragmentos irregulares de minerais micáceos podem, com o progresso da deformação, assumir o formato assimétrico típico dos peixes de mica.

Seções transversais de dobras em milonitos, cujo eixo faz alto ângulo com a direção da lineação de estiramento, normalmente apresentam uma vergência dominante, que também atua como indicador do sentido de movimento da zona de cisalhamento (figura 8-1f; prancha 8-1, fotografia 1).

8.1.2 – A UTILIZAÇÃO DE LINHAS DE VARREDURA NA ANÁLISE DE FRATURAS

Muitos artigos existentes na literatura têm abordado a problemática de uma amostragem seletiva de fraturas a partir da utilização de uma linha de varredura para coleta de dados como atitude, espaçamento, abertura e comprimento das mesmas. Conquanto existam algumas limitações na análise por linhas de varredura, trata-se de uma técnica bastante sistemática e de simples e rápida aplicação (LaPointe & Hudson 1985, por exemplo). Em muitos casos, a sua utilização é a única possibilidade disponível para a coleta destes dados, a exemplo dos testemunhos de sondagem e dos perfis de imagem (como no caso em lide).

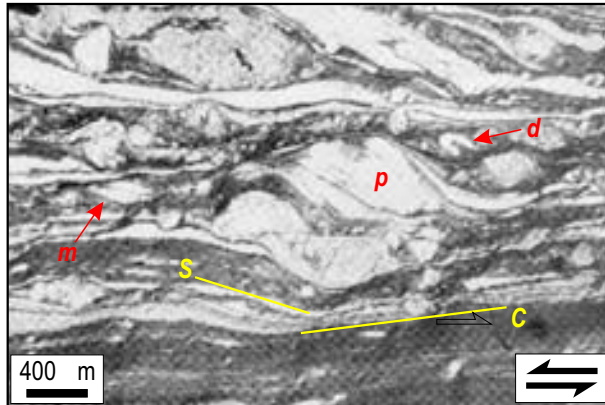
As linhas de varredura vão amostrar preferencialmente aquelas fraturas que se dispuserem em ângulo elevado consigo própria, ou seja, a probabilidade da linha interceptar uma fratura (ou um conjunto de fraturas) é diretamente proporcional ao ângulo existente entre a linha de varredura e a fratura (figura 8-2).

Medidas reais de fraturas somente podem ser obtidas se a linha de varredura interceptar perpendicularmente um conjunto de fraturas, o que nem sempre é o caso. Se a linha não faz um ângulo reto com as fraturas, o número de medidas obtidas pode ser ajustado ao aplicar-se a equação 8-1, de modo a prover uma representação mais realística da frequência de fraturas:

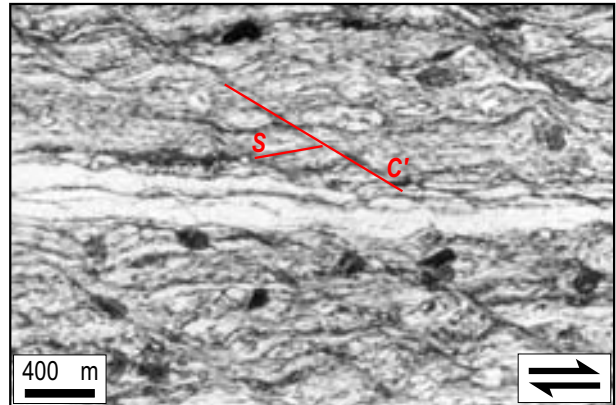
$$N = \frac{n}{\sin \phi} \quad (8-1),$$

onde N é o número real de fraturas em um dado intervalo de classe, n é o número medido naquele intervalo e ϕ é o ângulo agudo entre a direção da linha de varredura e a direção das fraturas no intervalo de classe (figura 8-2) (Goldstein & Marshak 1988). Correções similares também podem ser efetuadas com relação ao mergulho das fraturas por meio da equação 8-2:

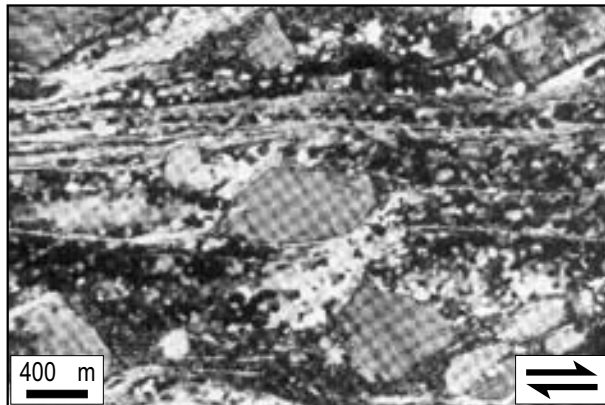
PRANCHA 8-1



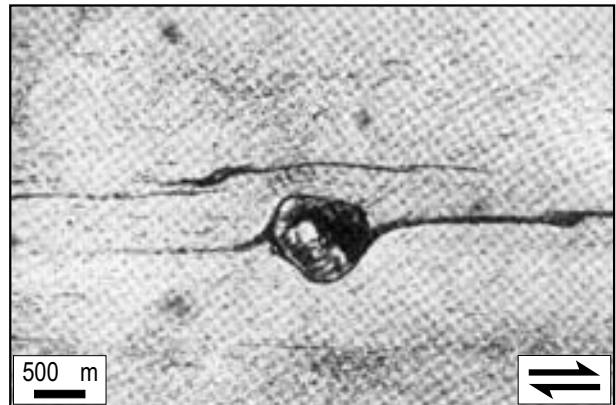
FOTOGRAFIA 1: Trama S-C desenvolvida em um milonito granítico, indicativa de cinemática transcorrente sinistral. Notar ainda a presença de porfiroclastos do tipo s (p), "peixes" de mica (m) e minidobras assimétricas (d) corroborando a cinemática. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 2: Foliação oblíqua do tipo C' compondo uma típica trama S-C' em um micaxisto, denotando cinemática transcorrente dextral. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 3: Porfiroclasto do tipo de feldspato potássico, desenvolvido em um milonito granítico e denotando cinemática transcorrente dextral. Nicóis cruzados.



FOTOGRAFIA 4: Porfiroclasto do tipo de feldspato potássico, desenvolvido em um quartzito milonitizado, indicando cinemática transcorrente dextral. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 5: Porfiroclasto do tipo de feldspato potássico, desenvolvido em um mica-quartzito feldspático milonitizado, indicando cinemática transcorrente dextral. Nicóis paralelos.



FOTOGRAFIA 6: "Peixes" de muscovita, indicando cinemática dextral, desenvolvidos em um quartzito milonitizado. Nicóis cruzados.

$$N = \frac{n}{\sin\beta} \quad (8-2),$$

onde β é o mergulho do conjunto de fraturas. Correções simultâneas para direção e mergulho podem ser efetuadas aplicando a equação 8-3:

$$N = \frac{n}{(\sin\phi\sin\beta)} \quad (8-3).$$

Terzaghi (1965, *apud* Peacock *et al.* 2003) também introduziu um fator para a correção desta subamostragem na frequência de fraturas ao utilizar a equação 8-4:

$$w = \frac{1}{\cos\chi} \quad (8-4),$$

onde w é o fator de Terzaghi e χ é o ângulo entre a linha de varredura e a normal à fratura. Tais correções são de aplicação bastante prática quando se utilizam linhas de varreduras retilíneas. Entretanto, no caso de linhas curvas (como o poço aqui estudado) as correções necessárias são bem mais complexas. O trajeto da linha deve ser subdividido em trechos que se comportem como retas. Além disto, na maior parte das vezes, as fraturas não exibem orientação constante, sendo que um único conjunto pode apresentar pequenas variações de atitude. Isto é, para cada população de fraturas com orientação mais constante, as equações (8-1) a (8-4) deveriam ser aplicadas.

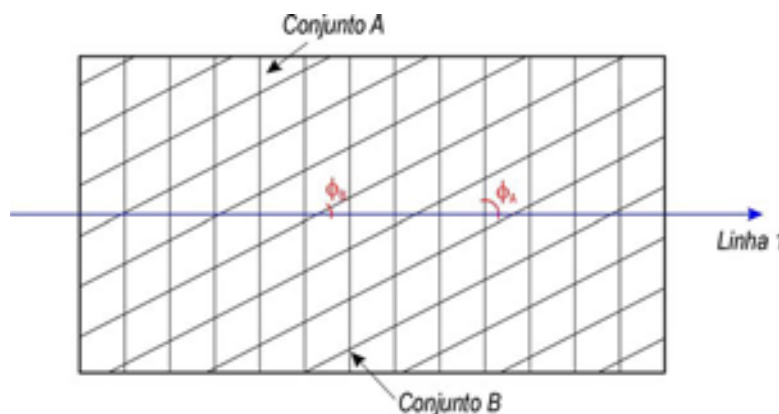


FIGURA 8-2: Linhas de varredura interceptam preferencialmente as fraturas dispostas em maiores ângulos com relação a sua direção. Na área amostrada, a Linha 1, disposta horizontalmente, intercepta um total de 9 fraturas pertencentes ao conjunto A e 6 relacionadas ao conjunto B, embora as fraturas em ambos conjuntos apresentem o mesmo espaçamento. ϕ_A e ϕ_B representam o ângulo agudo formado entre a linha de varredura e os conjuntos de fraturas A e B, respectivamente.

8.1.3 – ASPECTOS GERAIS DA PERFILAGEM DE IMAGENS EM POÇOS

Os poços analisados foram perfilados por meio de duas ferramentas distintas de geração de imagens: o **FMI** (sigla em inglês para imageador de formações por microvarredura, ou *formation microscanner imager*) foi utilizado no imageamento dos poços 8H e 10H, e o **UBI** (sigla para imageador ultra-sônico de poços, ou *ultrasonic borehole imager*), empregado no poço 9H. Embora utilizem técnicas

de imageamento baseadas em propriedades físicas distintas (eletrorresistividade para o FMI e ultra-som para o UBI), o resultado apresentado é muito similar.

Dentre os diversos métodos disponíveis para perfilagem geofísica de poços, o imageamento de formações por microvarredura está entre um dos mais modernos, possibilitando uma observação detalhada e contínua de variações verticais e horizontais nas propriedades físicas de uma determinada formação¹ atravessada na sondagem. O FMI possibilita uma visualização real das feições geológicas (acamamento, falhas, fraturas, discordâncias *etc.*) por sua resposta à passagem de correntes elétricas registradas por microeletrodos (Serra 1989), de modo tal a produzir imagens que se assemelham em muito a fotografias de testemunhos de sondagem.

Durante a perfilagem, cada um dos microeletrodos da ferramenta emite uma corrente elétrica focalizada na formação. Medidas de variações de intensidade de correntes captadas da rocha atravessada, que são um reflexo de variações locais de microrresistividade, são convertidas em imagens de até 17 tonalidades de cinza ou 43 cores (Serra 1989). Quanto mais escura for a tonalidade das cores (indicação de que há uma grande absorção de corrente elétrica), mais condutiva é a unidade atravessada. A observação e análise dessas imagens provêem informações relacionadas a mudanças na composição litológica, textura, estrutura e conteúdo de fluido das rochas atravessadas. A sensibilidade da ferramenta é bastante elevada, permitindo a detecção de “eventos” relativamente delgados ou de baixos contrastes de microrresistividade. Além disto, o FMI possui uma alta taxa de amostragem, efetuando registros a cada 2,5 mm (Serra 1989).

O imageador ultra-sônico de poços, por sua vez, é caracterizado por um transdutor de alta resolução, que emite e capta ondas de ultra-som na formação. A ferramenta opera em uma frequência de 250 ou 500 kHz e produz “imagens acústicas” das paredes do poço. Quanto maior a frequência utilizada, melhor será a resolução da imagem. Como resultado, a alta resolução das imagens e a cobertura de 360° da parede dos poços possibilitam uma boa caracterização da trama de fraturamento nos poços perfilados, além de poder ser utilizado na medida de anisotropias de tensões (análise de *breakouts*), permitindo a prevenção de problemas com a estabilidade da perfuração em formações pouco ou não-consolidadas.

Os perfis de UBI normalmente são caracterizados por uma imagem (ou mapa) de amplitude no lado esquerdo do perfil e uma imagem do raio do poço à direita, usualmente utilizando uma escala vertical de 1:40. Nas imagens geradas, cores com tonalidades escuras representam unidades com baixas amplitudes. Filtragens adicionais permitem refinar a qualidade das imagens geradas.

(1) O termo *formação* é aqui empregado essencialmente como um sinônimo de litologia, sem que esteja vinculado a qualquer conotação estratigráfica.

Tanto no FMI como no UBI, o perfil de imagem pode ser entendido como uma representação cilíndrica aberta das paredes do poço. Cada linha do dado encontra-se posicionada conforme sua orientação, de modo que seus mergulhos possam ser lidos ao redor do poço. O cilindro aberto torna-se um retângulo cuja largura corresponde à circunferência do poço. Na imagem, qualquer plano não-perpendicular ao eixo do poço interceptará o cilindro como uma elipse (figura 8-3a) a qual, quando o cilindro estiver aberto, assumirá o formato de uma onda senoidal (figura 8-3b).

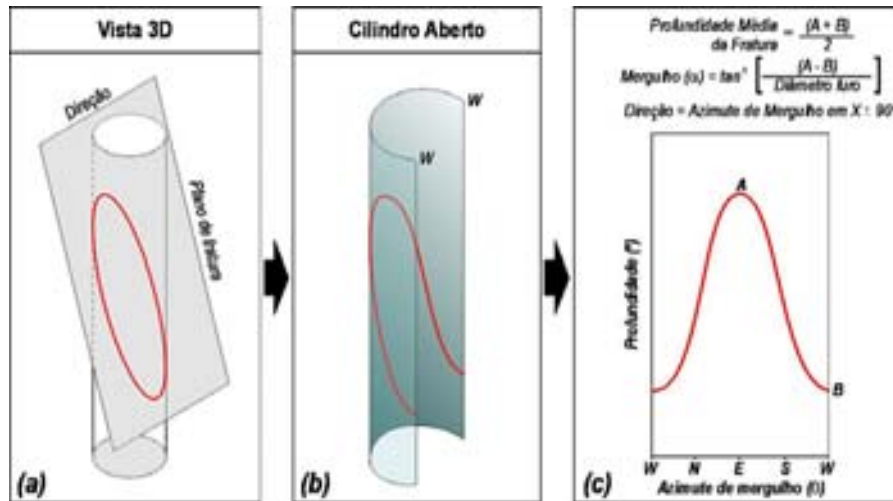


FIGURA 8-3: Método de representação de uma superfície plana nos perfis de imagem. Qualquer plano não-perpendicular ao eixo do poço será tomado como uma elipse (a) que, quando o cilindro (poço) é aberto (b), passa a ser representado como uma senóide (c). Compilado de Serra (1989).

A partir da representação em forma de onda, a profundidade média de um dado evento pode ser determinada pela equação 8-5, de modo que:

$$\bar{P} = \frac{A + B}{2} \quad (8-5),$$

onde A corresponde à profundidade do pico da senóide e B à profundidade da depressão da onda (figura 8-3c). O sentido de mergulho aparente de um determinado plano é dado pelo azimute do ponto mais inferior da senóide (depressão – figura 8-3c); o ângulo α lido na inflexão da curva indica o mergulho aparente do plano e é dado por:

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{A - B}{\phi} \right) \quad (8-6),$$

onde ϕ é igual ao diâmetro do poço. A direção aparente (D) do plano pode ser calculada por:

$$D = \theta_x \pm 90^\circ \quad (8-7),$$

onde θ_x é o sentido de mergulho no ponto x da senóide (figura 8-3c).

8.2 – A ANÁLISE DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM

O estudo da deformação ao nível de testemunhos do Campo de Xaréu foi baseado na análise de sete poços verticais e um horizontal (figura 8-4 e tabela 8-1), amostrados no intervalo correspondente à porção mais rasa da Formação Paracuru, o Membro Trairí. Ao todo, foram descritos 356,3 m de 36 testemunhos.

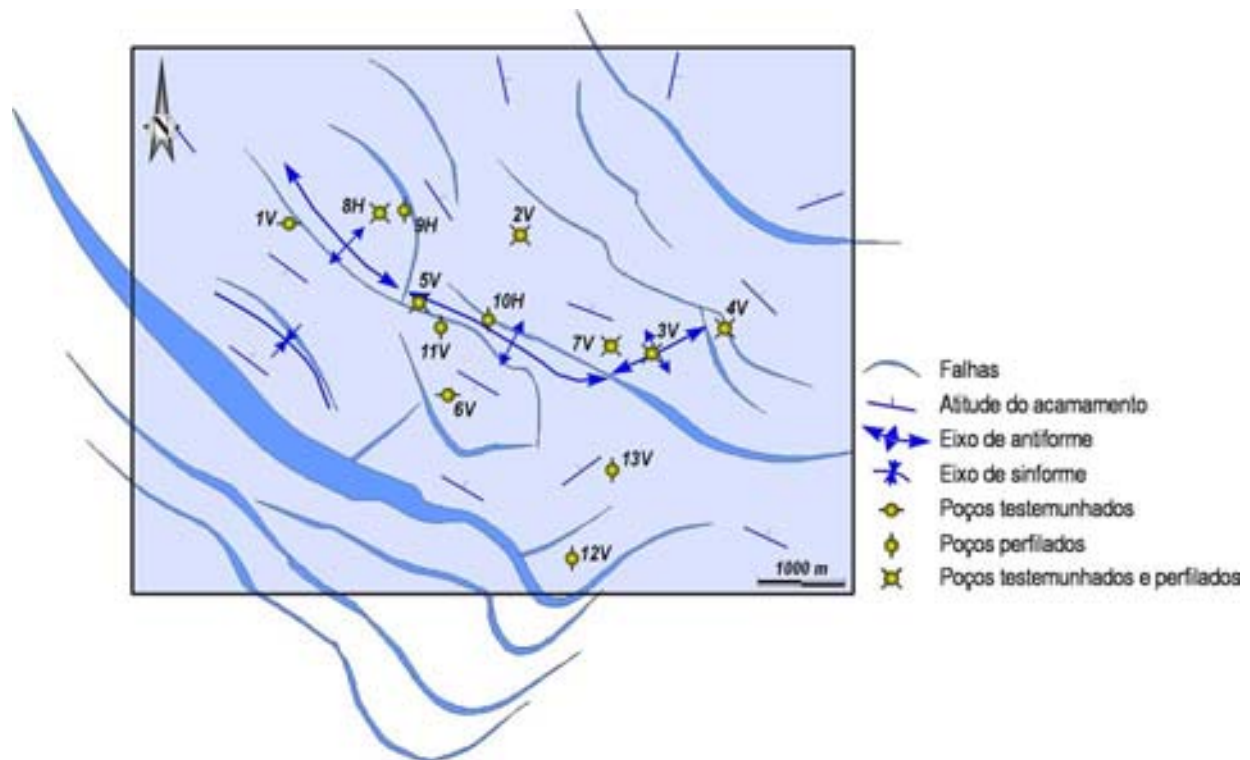


FIGURA 8-4: Mapa estrutural simplificado do Campo de Xaréu com a localização dos poços perfilados e testemunhados. Poços cuja identificação contenha a letra H correspondem a sondagens horizontais, enquanto que aqueles contendo a letra V são verticais. Mapa estrutural produzido a partir da reinterpretação de dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS.

A caracterização estrutural dos testemunhos analisados permitiu a individualização de, pelo menos, duas gerações de estruturas tectônicas, que se distinguem, sobretudo, pelo regime de deformação, cinemática, associação com fluidos e relações temporais com a deposição das rochas da Formação Paracuru. Os trabalhos de reorientação dos testemunhos também foram de grande importância, servindo para confirmar a distinção entre as gerações de estruturas encontradas, pois cada uma das quais apresenta orientação específica.

Para uma melhor compreensão do que será exposto, é feito em seguida uma explicação das convenções aqui utilizadas.

As fases de deformação são representadas pelo símbolo **D** seguido de um índice numérico que indica a sucessão de fases (**D₁** ou **D₂**, por exemplo). Uma superfície de origem tectônica pode ser simbolizada com o termo **S**, quando se tratar de uma superfície de foliação, ou **C**, se constituir um plano de cisalhamento. A superposição de deformações pode dar origem a novas superfícies tectônicas, sendo

assim empregados os termos S_1 , C_3 etc., para esta sucessão. Lineações são identificadas com o símbolo L . À superfícies de origem primária, como o acamamento, é reservado o termo S_0 .

TABELA 8-1: Relação de poços e testemunhos do Campo de Xaréu. Vide figura 8-4 para a localização dos poços. Os testemunhos foram cedidos pela PETROBRAS para a descrição.

POÇO/ TESTEMUNHO	INTERVALO (m)	RECUPERAÇÃO			NÚMERO DE DADOS DE S_0	NÚMERO DE FRATURAS
		SONDA (m)	MEDIDA (m)	FATOR (%)		
1V	T#1	1471,70 – 1480,70	9,00	6,10	68,0	–
	T#2	1502,60 – 1518,00	15,40	12,90	84,0	–
	T#3	1557,40 – 1563,40	6,00	2,90	48,0	–
2V	T#1	1582,20 – 1584,20	2,00	2,00	100,0	–
	T#2	1589,20 – 1592,20	4,00	4,00	100,0	9
3V	T#1	1651,70 – 1660,40	8,70	7,60	87,0	4
	T#2	1841,00 – 1846,00	5,00	2,60	51,0	–
4V	T#1	1659,00 – 1663,50	4,50	4,50	100,0	3
	T#2	1663,50 – 1671,00	9,00	7,50	83,0	2
	T#3	1672,50 – 1681,50	9,00	9,00	100,0	–
	T#4	1681,50 – 1690,50	9,00	9,00	100,0	–
	T#5	1690,50 – 1699,50	9,00	9,00	100,0	–
	T#6	1699,50 – 1708,50	9,00	9,00	100,0	–
5V	T#1	1484,00 – 1495,50	11,50	11,50	100,0	26
	T#2	1495,50 – 1503,10	10,50	7,60	72,3	10
	T#3	1506,00 – 1509,90	4,50	3,90	86,6	2
	T#4	1510,50 – 1515,95	7,50	5,40	72,0	–
	T#5	1518,00 – 1519,30	3,00	1,30	43,0	–
	T#6	1521,00 – 1536,20	15,20	15,20	100,0	1
	T#7	1536,20 – 1554,20	18,00	17,40	96,5	–
	T#8	1554,20 – 1572,20	18,00	18,00	100,0	–
	T#9	1690,40 – 1709,00	18,00	18,60	100,0	–
	T#10	1709,00 – 1727,00	18,00	18,00	100,0	–
	T#11	1727,00 – 1745,00	18,00	18,00	100,0	–
6V	T#1	1462,00 – 1477,00	15,00	15,00	100,0	55
	T#2	1477,00 – 1487,50	10,50	10,50	100,0	25
	T#3	1487,50 – 1500,50	13,00	13,00	100,0	31
	T#4	1500,50 – 1505,00	5,00	5,00	100,0	8
	T#5	1505,00 – 1508,00	4,00	2,70	66,7	2
	T#6	1509,50 – 1523,00	13,50	13,50	100,0	13
7V	T#1	1614,00 – 1615,90	1,90	1,00	52,7	–
	T#2	1615,90 – 1633,90	18,00	18,00	100,0	7
	T#3	1633,90 – 1651,90	18,00	18,00	100,0	4
8H	T#1	2144,00 – 2152,00	8,00	8,00	100,0	30
	T#2	2152,00 – 2157,00	5,00	5,00	100,0	4
	T#3	2157,00 – 2159,60	2,60	2,60	100,0	–
Total		356,30	333,30		236	117

Vale ressaltar que elementos que sejam representados com um mesmo índice foram originados durante uma mesma fase de deformação. Assim, a fase D_1 é responsável pela formação de um conjunto de estruturas que podem ser constituídas por uma foliação S_1 e uma lineação L_1 , e assim sucessivamente.

8.2.1 – A REORIENTAÇÃO DOS TESTEMUNHOS

Testemunhos orientados são empregados para facilitar as medidas de algumas propriedades direcionais das rochas, tais como porosidade, permeabilidade, acamamento, fraturamento, estruturas de

fluxo *etc.*, além de serem de grande importância na modelagem de reservatórios petrolíferos anisotrópicos (Nelson *et al.* 1987).

Durante o processo de testemunhagem convencional, a orientação original dos testemunhos coletados é perdida, principalmente pelo fato de que os mesmos, uma vez que estejam destacados da formação, rotacionam em torno de seu eixo. Em certos casos, são utilizados equipamentos e peças especiais que propiciam a orientação do testemunho ainda durante a perfuração. Durante a testemunhagem orientada, usualmente é empregado um barrilete especial associado a uma espécie de bússola (instrumento magnético de múltiplas amostragens). Uma cunha no barrilete produz uma ranhura no testemunho. O instrumento magnético, que é alinhado com a cunha, é colocado no interior de um colar não-magnético sobre o barrilete de testemunhagem. Fotografias do levantamento (fotografias da bússola) são retiradas regularmente ao longo da perfuração do poço, sem quebrar o testemunho, permitindo a análise continuada e realizando a orientação de toda a amostragem. Apesar de ser um processo extremamente útil, a orientação de testemunhos durante a perfuração de poços é uma técnica relativamente cara e, portanto, de emprego muito pouco difundido.

Muito embora testemunhos orientados possam suprir o geólogo com informações a respeito da atitude do acamamento e de falhas e fraturas, geralmente é assumido que tais dados não podem ser obtidos a partir de testemunhos cuja orientação original foi perdida, o que nem sempre é o caso. Atualmente, diversas técnicas e ferramentas podem ser utilizadas de modo a propiciar a reorientação de testemunhos originalmente não-orientados. A televisada de poços, a análise de dados de paleomagnetismo e de dados de perfis de mergulho são alguns exemplos.

A televisada de poços (Zemanck *et al.* 1969; Wiley 1980 *apud* Nelson *et al.* 1987) consiste em um dispositivo que gera uma imagem "sônica" do poço perfurado. Tanto o tempo como a amplitude do sinal emitido são registrados. Uma vez que o transdutor do equipamento é orientado com uma bússola, as feições observadas na parede do poço também são orientadas de acordo com sua posição original. Assim, se feições distintivas como fraturas forem observadas tanto na imagem gerada como no testemunho, então esta porção poderá ser reorientada e os dados podem ser extrapolados para testemunhos sobre ou subjacentes.

Análises detalhadas de levantamentos paleomagnéticos também podem ser utilizadas para recuperar a orientação original de testemunhos (Van Alstine *et al.* 1983 *apud* Nelson *et al.* 1987; Rolph *et al.* 1995; Hesthammer & Henden 2000). Nesta técnica, o norte paleomagnético de amostras do testemunho selecionado é determinado. Os dados obtidos devem ser comparados a padrões para o tempo geológico existentes para aquele intervalo de testemunho analisado e, então, correlacionado ao norte magnético atual, obtendo-se, por conseguinte, a orientação do testemunho.

A correlação entre testemunho e dados de perfis de mergulho, disponíveis para o intervalo amostrado, é uma técnica bastante rápida e simples. Camadas inclinadas observadas no testemunho

podem ser comparadas aos dados de direção e mergulho observados nos perfis e reorientadas em relação a estes dados.

Além das técnicas e ferramentas descritas acima, alguns pesquisadores têm proposto soluções analíticas para recuperar a orientação de testemunhos (Hesthammer 1998; Hesthammer & Henden 2000). Os estudos destes autores partem da premissa de que há uma relação simples entre o acamamento observado no testemunho, a orientação do poço e a atitude verdadeira do acamamento. Esta relação pode ser expressa por equações que trarão uma população de soluções para as orientações possíveis do acamamento observado no testemunho não-orientado (Hesthammer 1998). Relação similar existe entre a atitude verdadeira do acamamento, a orientação do poço e a interseção de uma superfície (uma falha, por exemplo) pelo testemunho. Cabe ressaltar que a técnica desenvolvida por Hesthammer & Henden (2000) já foi aplicada nos testemunhos do Campo de Xaréu por Domingueti *et al.* (2001) e Domingueti (2003) com relativo sucesso e muitos dos resultados obtidos por esta autora são comparáveis aos que serão exibidos mais adiante.

Quaisquer que sejam os métodos e ferramentas empregados, para obter-se a atitude verdadeira de uma estrutura em um testemunho, como falhas e fraturas, é necessário, de início, conhecer a atitude real do acamamento no testemunho.

Nos poços estudados, na aplicação do método de reorientação dos testemunhos de sondagem, foram utilizados essencialmente os dados de mapas e seções estruturais do Campo de Xaréu. O método consiste em: com o testemunho não-orientado em mãos (figura 8-5a) e conhecendo-se sua localização no mapa estrutural previamente confeccionado (figura 8-5b), o primeiro passo é a determinação da direção e o sentido de mergulho do acamamento nas proximidades do poço, obtida a partir da análise das curvas de contorno estrutural do mapa (figura 8-5b). Em seguida, lança-se mão de uma rosa-dos-ventos confeccionada em cartolina ou papelão, contendo a marcação da direção e do sentido de mergulho do acamamento (figura 8-5c), e sobre a qual será disposto um segmento do testemunho (figura 8-5d). O testemunho é rotacionado até que o sentido de mergulho das camadas observado nele coincida com aquele marcado na rosa-dos-ventos (figura 8-5d). Mede-se então a atitude da estrutura de interesse.

Para a aplicação da técnica de reorientação desenvolvida, bem como para a aplicação de quaisquer outras, é preciso que as camadas no testemunho não sejam horizontais, caso em que a solução seria indeterminada. Além disto, a aplicação do método requer que cada uma das seguintes premissas seja assumida: (1) os poços dos quais os testemunhos analisados foram extraídos devem ser perfeitamente verticais; e (2) as hastes de perfuração devem ser inflexíveis. Se uma destas premissas não for satisfeita, o testemunho apresentará camadas com mergulhos falsos. Assim sendo, é necessário que se proceda a uma correção de mergulho do poço, o que trará uma solução para (1). Entretanto para (2), pouco ou nada pode ser feito, uma vez que a situação é muito mais complexa, exigindo conhecimentos com respeito ao material do qual são feitos a haste de perfuração e o barrilete, a constante elástica dos

mesmos, temperatura em profundidade *etc.* Por outro lado, o efeito de uma flexura nas hastes pode ser minimizado, ou até mesmo anulado, se o intervalo testemunhado for menor ou igual ao comprimento de uma única haste, pois, nesta situação, cada peça comportar-se-ia rigidamente. Adicionalmente, quanto maior for o diâmetro das hastes, menor será o efeito de flexão da mesma.

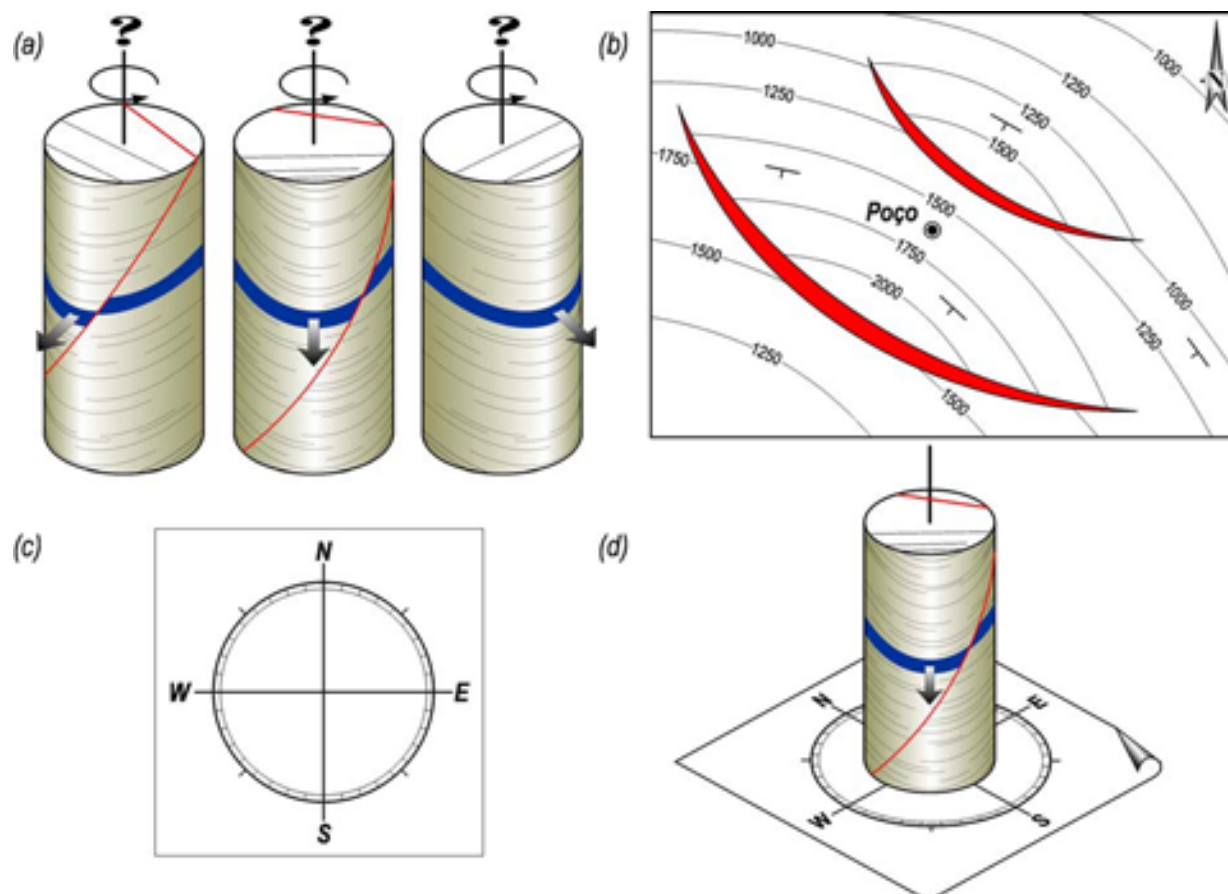


FIGURA 8-5: Método de reorientação de testemunhos aplicado aos poços do Campo de Xaréu. Na maior parte dos casos, os testemunhos extraídos de campos de petróleo não são orientados (a), de forma que a atitude das estruturas neles presentes não pode ser recuperada. No entanto, conhecendo a localização exata do poço e o comportamento do acamamento (b), é possível efetuar a reorientação de um segmento de testemunho, desde que o acamamento apresente um mergulho mensurável. Lançando mão de uma rosa-dos-ventos (c), pode-se posicionar e girar o segmento do testemunho em questão, até que o mergulho do acamamento coincida com o sentido de mergulho das camadas determinadas a partir do mapa estrutural do campo petrolífero (d). Uma vez feito isto, é possível determinar a atitude das estruturas identificadas (falhas, fraturas *etc.*) com relativa precisão. As setas em cinza apontam para o sentido de mergulho do acamamento nos testemunhos.

A fim de que se obtenha uma razoável consistência dos resultados da reorientação é necessário que diversas medidas da atitude do acamamento, realizadas em diferentes poços, sejam realizadas. Medições isoladas podem ser imprecisas, estatisticamente não-significativas (acamamento localmente contorcido ou dobrado), ou provir de falsos mergulhos do acamamento, induzidos pela perfuração (poço desviado).

No caso aqui exposto, todos os poços eram verticais o que satisfaz a condição (1). Dois comprimentos-padrão para as hastes, de 6,0 e 9,0 m, foram utilizadas na perfuração dos poços, e os

maiores testemunhos, com cerca de 18,0 m de comprimento foram retirados com hastes de 9,0 m por 10 cm de diâmetro.

8.2.2 – A DEFORMAÇÃO SIN A TARDILITIFICAÇÃO NO MEMBRO TRAIRÍ

As evidências de deformações ocorridas durante os estágios precoces da litificação do Membro Trairí são tipificadas por uma série de estruturas originadas sob condições hidroplásticas (sedimentos ricos em água), apresentando um aspecto caracteristicamente “*dúctil*”². As estruturas originadas em condições hidroplásticas evoluem para estruturas indicativas de condições de deformação que gradualmente transitam para regimes mistos, atingindo, por fim, um regime essencialmente frágil. A passagem paulatina observada é o resultado direto do grau de litificação das rochas nas quais as estruturas foram desenvolvidas o que, por seu turno, reflete o teor de água presente no material sedimentar. Litologias pouco consolidadas e com elevada saturação de água favorecerão os estilos mais “*dúcteis*”, hidroplásticos, enquanto que nos exemplos mais solidificados, portanto com baixo teor em água, ocorrerão estilos mais frágeis.

Doravante será aplicada a denominação genérica de D_1 ao conjunto destas estruturas que foram originadas durante os estágios precoces da litificação das rochas do Membro Trairí.

A – ESTILO, ORIENTAÇÃO E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS D_1

O conjunto de estruturas mais precoce encontrado nos testemunhos de sondagem, D_1 , é representado por zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento (S_0) das litologias afetadas (mais comumente folhelhos e calcilutitos laminados e acamadados do Membro Trairí), além de falhas normais oblíquas a S_0 , todas indicando o mesmo sentido de transporte tectônico.

A característica que tipifica as estruturas D_1 é o desenvolvimento de estilos morfologicamente muito semelhantes àqueles relacionados à deformação dúctil de alta temperatura (vide Seção 8.1.1). É válido salientar que, para enfatizar esta semelhança e na ausência de uma nomenclatura adequada, os termos originalmente cunhados para tipificar as estruturas associadas à deformação dúctil (figura 8-1) serão emprestados para definir as feições similares observadas nos testemunhos de sondagem estudados.

(2) O termo *dúctil* utilizado entre aspas é aqui empregado para tipificar parte do estilo da deformação precoce D_1 observada nas rochas do Membro Trairí, uma vez que as estruturas relacionadas apresentam características muito similares àquelas relacionadas a um regime verdadeiramente dúctil, em temperatura elevada. Portanto, salvo indicações, quaisquer conotações genéticas devem abstraídas do emprego termo “*dúctil*”, o qual é assim empregado apenas com uma acepção descritiva.

Em geral, os cisalhamentos (será aplicado o termo C_1 para defini-los e $S_0 \in \mathbb{R}_1$ para indicar a trama conjunta) não se mostram muito bem desenvolvidos, sendo normalmente diagnosticados por meio de finas lineações no acamamento (análogas aos *slickenlines* fibrosos de falhas) e marcadores semicirculares deformados. Entretanto, em alguns casos, foi possível reconhecer cisalhamentos mais penetrativos (prancha 8-2). Nestas situações, os marcadores semicirculares (clastos e intraclastos, nódulos e concreções de diversas naturezas, carapaças de ostrácodes) podem se mostrar estirados, assumir formatos assimétricos (prancha 8-2, fotografia 2; comparar com as fotografias 1 e 3 na prancha 8-1) ou serem rotacionados (prancha 8-2, fotografias 3 e 4; comparar com as fotografias 4 e 5 na prancha 8-1), nestes dois últimos casos comportando-se como porfiroclastos σ e δ , respectivamente, encontrados em milonitos de alta temperatura (figura 8-1; prancha 8-1).

A trama composta $S_0 \in \mathbb{R}_1$, nos testemunhos analisados, apresenta mergulhos muito suaves (que poucas vezes excede os 10°), principalmente para SW e leste, com exemplos subordinados para NE, NNW e SSE, dependendo do poço analisado (figura 8-6). As lineações (L_1) presentes, por sua vez, apresentam direção principal ENE-WSW, com oscilações para NNE-SSW e NE-SW (figura 8-6).

A deformação impressa pelos cisalhamentos C_1 mais conspícuos também leva à formação de tramas oblíquas, em disposição semelhante a estruturas S-C (prancha 8-2, fotografia 5; comparar com a fotografia 1 na prancha 8-1) e S-C' (prancha 8-2, fotografia 6; comparar com a fotografia 2 na prancha 8-1), ambas melhor desenvolvidas em margas e calcilutitos laminados, ricos em intraclastos e nódulos.

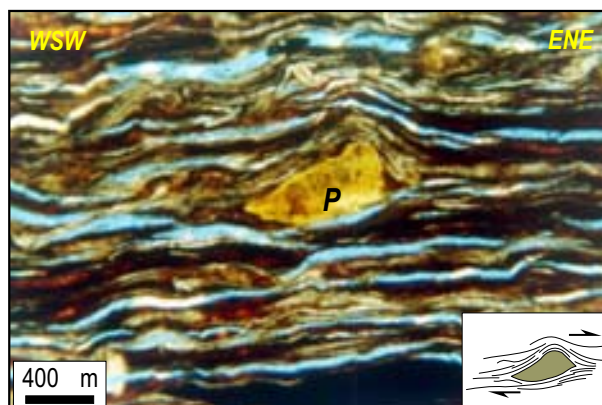
Falhas normais de caráter hidroplástico (alternativamente interpretadas como estruturas S-C') e com direção NW-SE ocorrem subordinadamente (prancha 8-3, fotografia 1). São caracterizadas por superfícies ao longo das quais ocorre o transporte de sedimentos, certamente devido à fluidez do material induzida pela percolação de água. As falhas apresentam estilo dominó e ocorrem enraizadas ao longo do acamamento, que funciona como uma minisuperfície de descolamento (prancha 8-3, fotografia 1). É provável que se tratem de estruturas tardias em relação aos cisalhamentos C_1 , desenvolvidas durante o progresso da deformação.

Fragmentos de matéria orgânica oxidada, dispostos paralelamente ao acamamento, denotam terem sido submetidos a forte estiramento, algumas vezes constituindo *boudins* microscópicos (prancha 8-3, fotografia 2). Eventualmente, os fragmentos de matéria orgânica podem estar posicionados obliquamente em relação à laminação sedimentar, funcionando como bons indicadores cinemáticos dos cisalhamentos C_1 (prancha 8-3, fotografia 3). Vênulas de calcita podem apresentar *boudinage* assimétrica (prancha 8-3, fotografia 4).

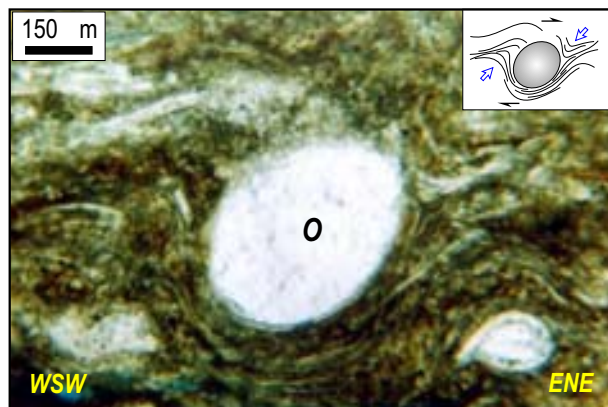
PRANCHA 8-2



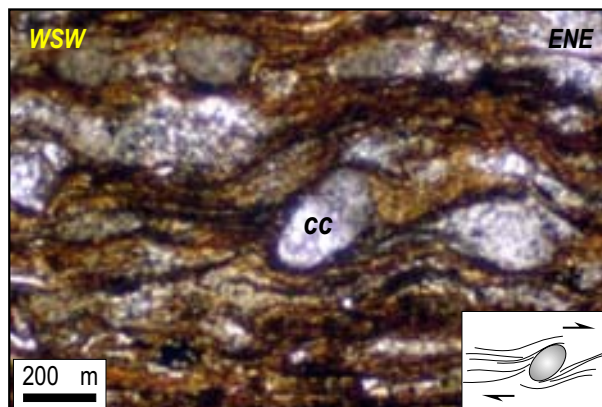
FOTOGRAFIA 1: Calcilito laminado exibindo laminação subhorizontal bastante conspícua, interpretada como um produto da superposição dos cisalhamentos C1 ao acamamento S0, originando a trama composta S0+C1. Notar a presença de clastos alongados que desviam a laminação. Poço 7V.



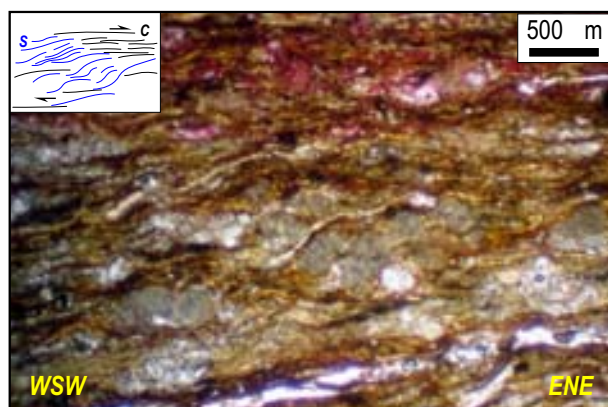
FOTOGRAFIA 2: Clasto fosfatizado (P) sigmoidal, imerso na laminação (trama composta S0+C1) de uma marga, indicando sentido de transporte tectônico para ENE (vide desenho esquemático na porção inferior direita da fotografia). Nicóis paralelos. Poço 6V.



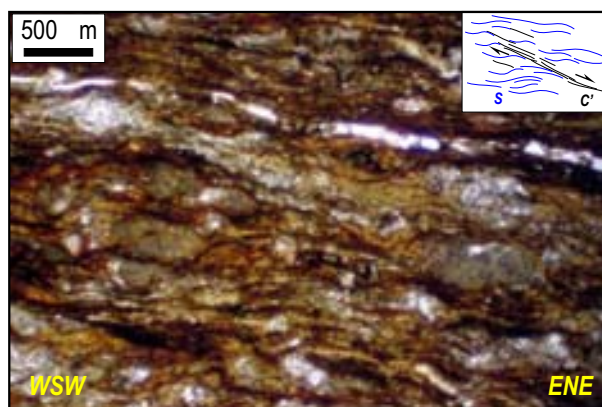
FOTOGRAFIA 3: Ostrácode (O) rotacionado, configurando um clasto tipo , imerso na laminação de uma marga, retrabalhada pelos cisalhamentos C1. A rotação do ostrácode denota sentido de transporte tectônico para ENE (figura esquemática na porção superior direita). Nicóis paralelos. Poço 5V.



FOTOGRAFIA 4: Clasto elíptico de calcita (cc) rotacionado, indicando sentido de transporte tectônico ENE para os cisalhamentos C1 em um calcilito laminado (vide figura esquemática na porção inferior direita). Nicóis cruzados. Poço 2V.



FOTOGRAFIA 5: Trama oblíqua S-C desenvolvida sobre a laminação de uma marga rica em intraclastos, indicativa de sentido de transporte tectônico para ENE (vide figura esquemática na porção superior esquerda). Nicóis paralelos. Poço 2V.



FOTOGRAFIA 6: Trama S-C' relacionada aos cisalhamentos C1 e desenvolvida sobre a laminação de uma marga rica em intraclastos de calcita micrítica. A disposição da trama indica sentido de transporte de massa para ENE (figura esquemática na porção superior direita). Nicóis paralelos. Poço 2V.

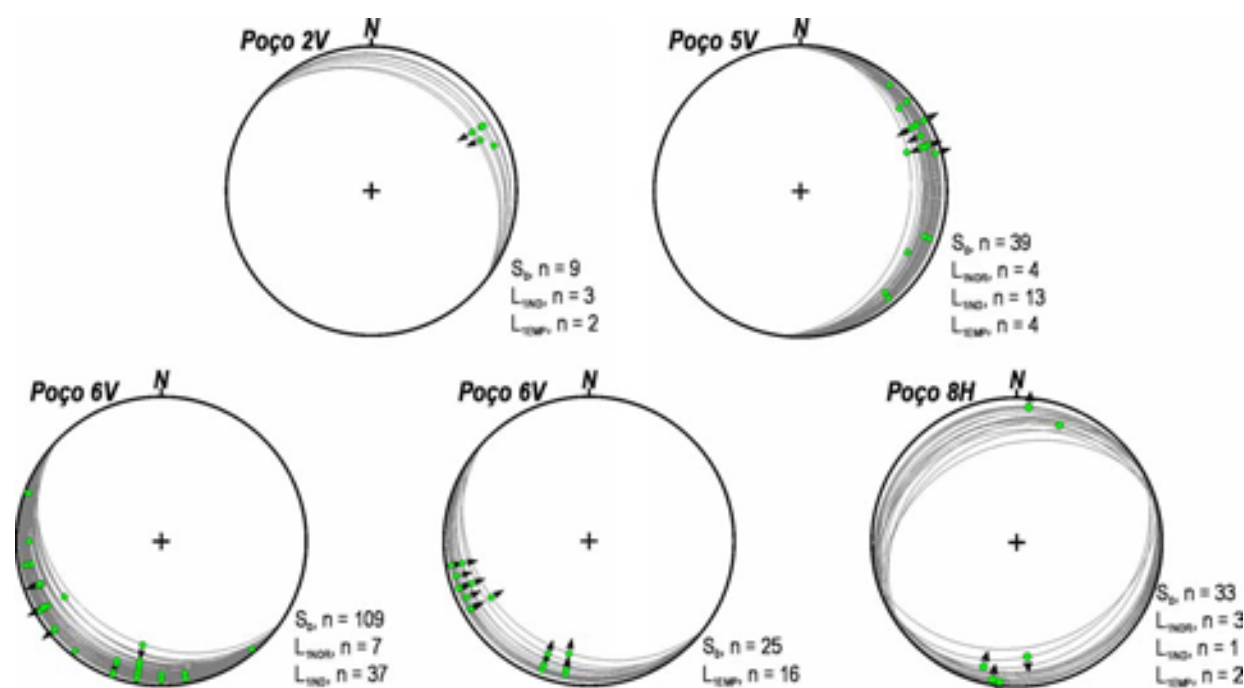


FIGURA 8-6: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para a trama composta S_0+C_1 e as lineações L_1 . Para facilitar a visualização das lineações, a trama composta S_0+C_1 foi representada por meio de seus traços ciclográficos em cinza-claro. L_{1NOR} – lineação relacionada a deslocamentos normais; L_{1IND} – lineação sem deslocamento discriminado; L_{1EMP} – lineação relacionada a deslocamentos inversos.

Estruturas de aspecto dúctil/frágil a essencialmente frágil também podem ser relacionadas à deformação D_1 . É difícil estabelecer um limite preciso entre as estruturas de caráter mais dúctil e aquelas frágeis (ambos os conjuntos podem compreender feições originadas durante deformação progressiva – figura 8-7), de modo que a separação em subconjuntos será feita apenas para melhor caracterizar o segundo grupo de estruturas, sem que denote eventos temporalmente separados.

As estruturas D_1 de caráter dúctil/frágil a frágil são, mormente, definidas por zonas de cisalhamento e falhas, todas normais, com direção principal NW-SE e mergulhos tanto para NE como para SW (figura 8-7). Estruturas de direções NE-SW e N-S ocorrem de forma subordinada, também apresentando deslocamentos normais (figura 8-7).

A característica que diagnostica as zonas de cisalhamento é o estiramento e o desenvolvimento de dobras de arrasto em marcadores planares como a laminação e/ou a trama composta S_0+C_1 e veios de calcita (prancha 8-3, fotografia 5; prancha 8-4, fotografias 1 e 2). Peixes formados por fragmentos de folhelho também denotam a ductilidade da deformação relacionada às zonas de cisalhamento (prancha 8-4, fotografia 3), embora atuante já em uma etapa de maior litificação, uma vez que estes fragmentos apresentam *boudinage* (prancha 8-4, fotografia 3).

Gradualmente, as zonas de cisalhamento dão lugar às falhas normais que, por seu turno, são estruturas cujo aspecto varia de frágil/dúctil a estritamente frágil. Geralmente, os marcadores de deslocamento são os mesmos que os observados nas zonas de cisalhamento, tais como níveis internos à

laminação/trama composta $S_0 \in \epsilon_1$ (prancha 8-4, fotografias 4 e 5), veios de calcita (prancha 8-4, fotografia 6) e fragmentos de matéria orgânica.

Juntas distensionais tardias ocorrem associadas às falhas normais. São estruturas usualmente subverticais, também com direção principal NW-SE a N-S (figura 8-7), estando normalmente preenchidas por calcita mesocristalina (prancha 8-5, fotografias 1 e 2). Eventualmente, as juntas podem apresentar mergulhos moderados, ou mesmo serem subhorizontais (prancha 8-5, fotografia 2). Fragmentos de matéria orgânica podem apresentar *boudinage* frágil, via de regra contendo calcita como preenchimento da garganta dos *boudins* (prancha 8-5, fotografia 3).

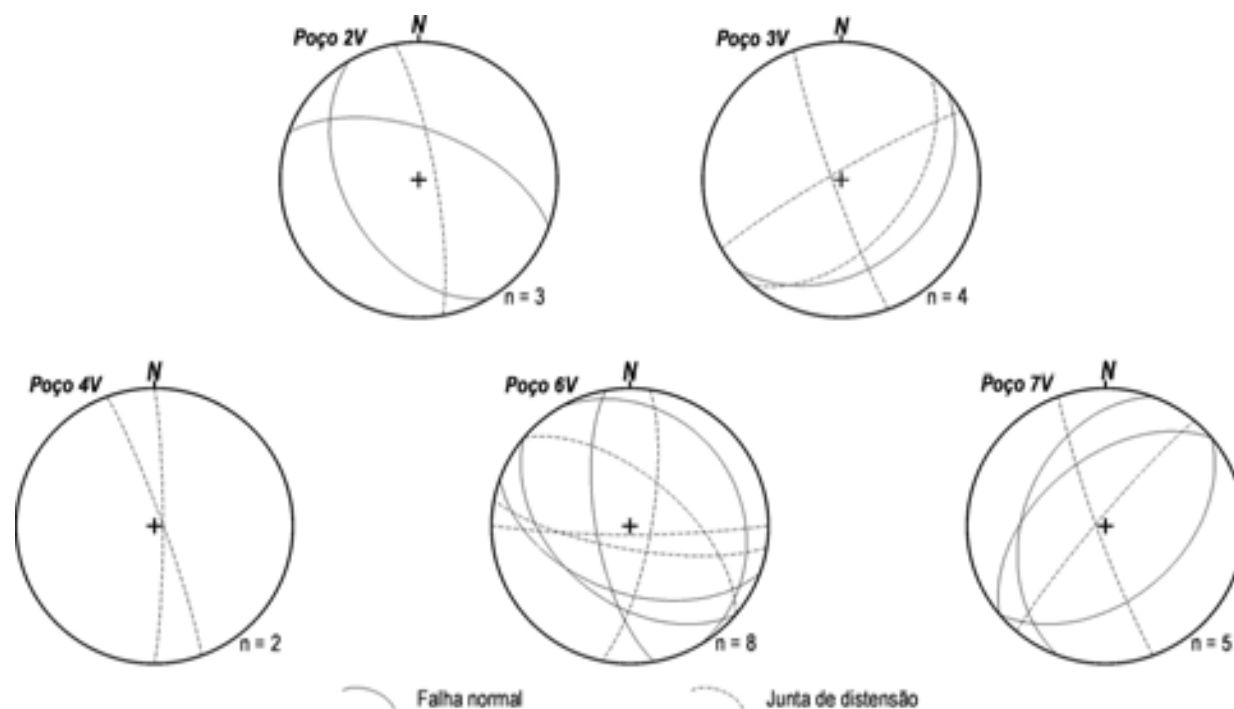


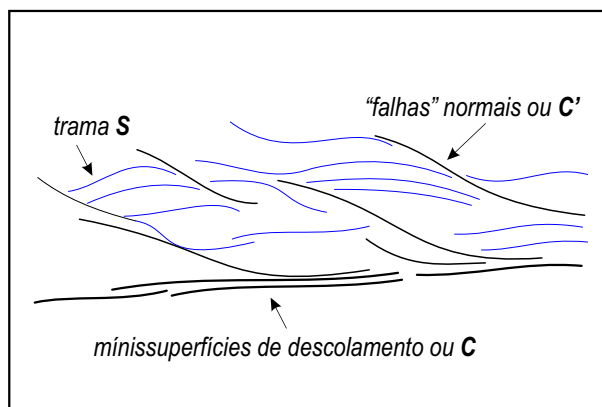
FIGURA 8-7: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para o subconjunto de estruturas frágeis relacionado à deformação D_1 afetando as litologias do Membro Trairi no Campo de Xaréu.

Falhas inversas e empurrões de direção principal NNW-SSE a NW-SE e mergulho também moderado ocorrem localmente. Dobras de arrasto relacionadas a estas falhas também são observadas (prancha 8-5, fotografia 4), embora em quantidade menor do que as falhas normais, mais uma vez indicando deformação tardilítica.

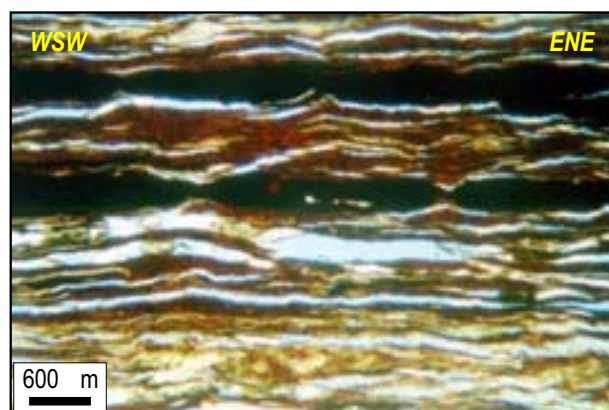
Em exemplos de falhas inversas desenvolvidas sob condições relativamente mais frágeis (rochas com grau de litificação mais avançado), juntas distensionais subhorizontais preenchidas por calcita podem ocorrer de forma subordinada (prancha 8-5, fotografia 5). Estruturas-em-dominó, preenchidas por calcita, funcionam localmente como marcadores cinemáticos dos empurrões desenvolvidos sob condições mais frágeis (prancha 8-5, fotografia 6).

A orientação das falhas inversas e dos empurrões não difere muito das falhas normais D_1 . Localmente, pôde ser constatado que as falhas inversas foram originadas tardiamente em relação às normais, algumas vezes constituindo reativações destas últimas (prancha 8-6, fotografia 1).

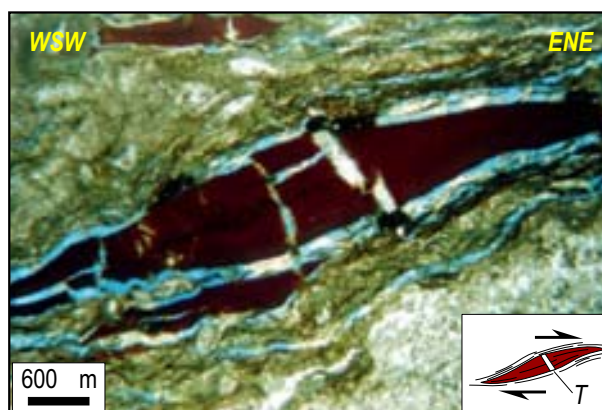
PRANCHA 8-3



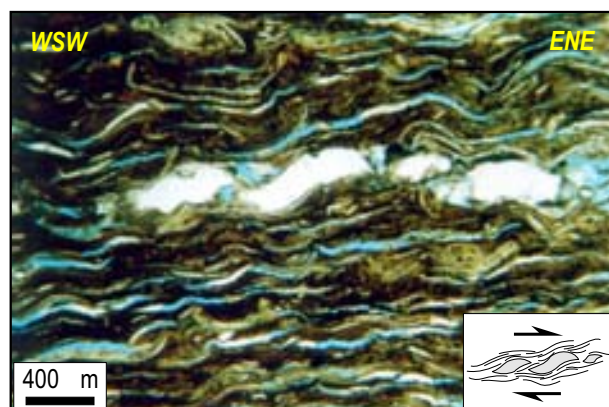
FOTOGRAFIA 1: “Falhas” normais de caráter hidroplástico relacionadas às estruturas D1 (cisalhamentos paralelos à laminação sedimentar), desenvolvidas em calcarenito fino e indicando transporte tectônico para ENE. As “falhas” normais apresentam estilo dominó e estão enraizadas em uma minissuperfície de descolamento coincidente com o acamamento. Eventualmente, as “falhas” normais podem ser interpretadas como superfícies C', enquanto que a trama sigmoidal representaria S paralelo a S₀. Neste contexto, a minissuperfície de descolamento pode ser interpretada como C, também paralelo a S₀. Vide figura esquemática à direita. Poço 4V.



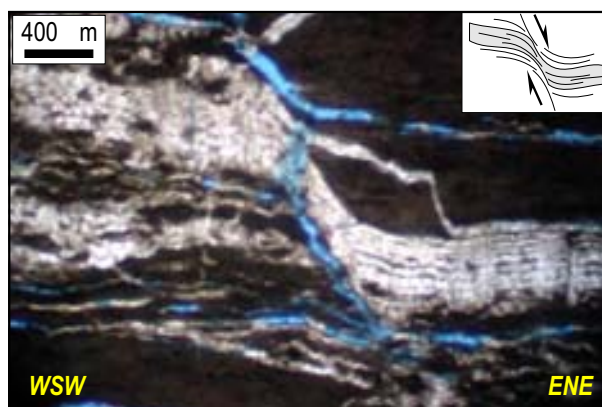
FOTOGRAFIA 2: Boudinage “dúctil” relacionada às estruturas D1 e desenvolvida sobre níveis subhorizontais de matéria orgânica oxidada, paralelos à laminação do folhelho. Os boudins indicam estiramento na direção ENE-WSW. Nicóis paralelos. Poço 6V.



FOTOGRAFIA 3: Fragmento de matéria orgânica em disposição sigmoidal relacionada às estruturas D1. A assimetria do sigmóide indica transporte tectônico para ENE (figura esquemática). Note que o fragmento apresenta boudinage coadunando a cinemática. Nicóis paralelos. Poço 6V.

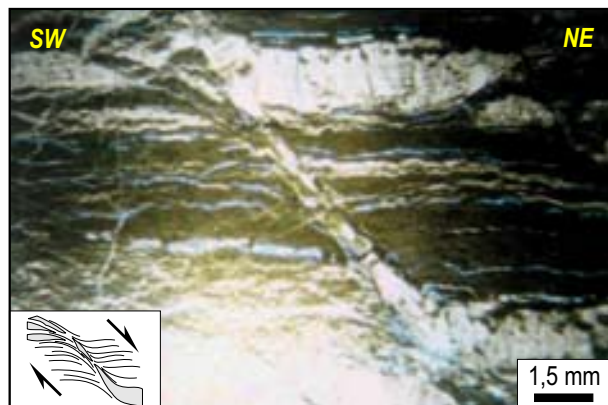


FOTOGRAFIA 4: Boudins assimétricos de calcita indicando transporte tectônico para ENE para a trama S₀+C₁ (figura esquemática na porção inferior direita), paralelos à laminação de um folhelho margoso. Notar ainda o desenvolvimento de um fluxo contracional tardio denotado por minidobras e pelo cavalgamento dos boudins. Nicóis paralelos. Poço 6V.

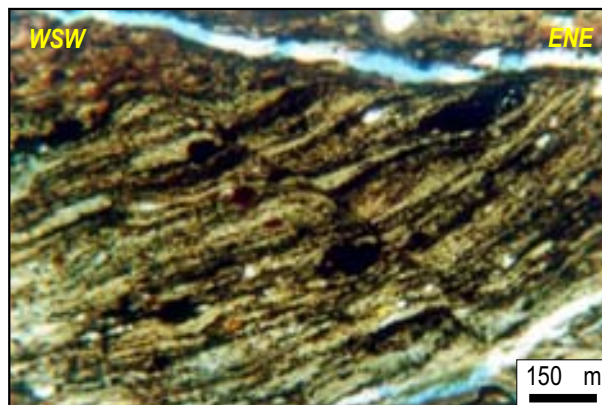


FOTOGRAFIA 5: Zona de cisalhamento de direção NW-SE, relacionada às estruturas D1, desenvolvendo arrasto em veio de calcita subhorizontal em um calcilito laminado, indicando sentido de transporte tectônico para ENE (figura esquemática na porção inferior direita). Nicóis paralelos. Poço 4V.

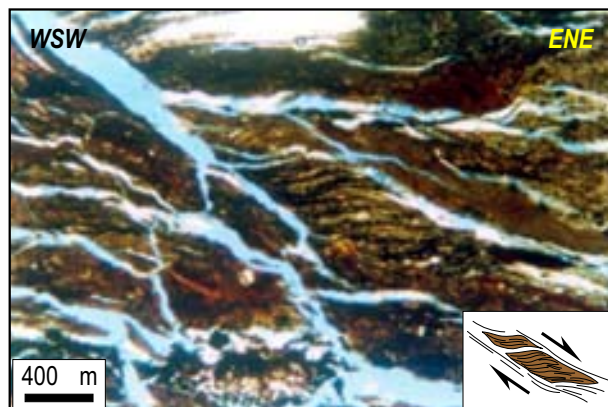
PRANCHA 8-4



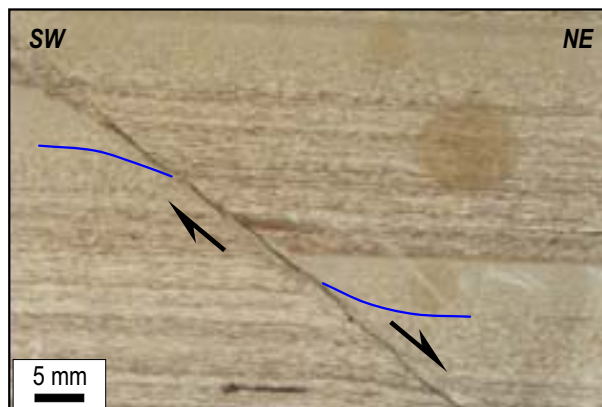
FOTOGRAFIA 1: Zona de cisalhamento D1 NW-SE provocando arrasto em veios de calcita em um calcilutito laminado. Diferentemente da fotografia 5 na prancha 8-3, o veio é rompido graças ao deslocamento da zona. Transporte tectônico para NE (figura esquemática). Nicóis paralelos. Poço 4V.



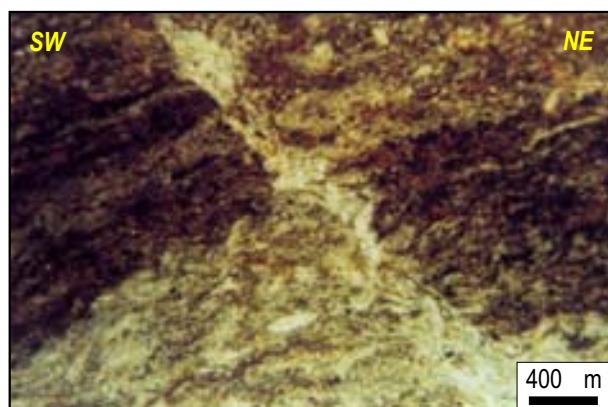
FOTOGRAFIA 2: Zona de cisalhamento frágil/dúctil NW-SE, relacionada às estruturas D1, desenvolvendo arrasto na laminação de um folhelho. Notar o rompimento da laminação. Nicóis paralelos. Poço 3V.



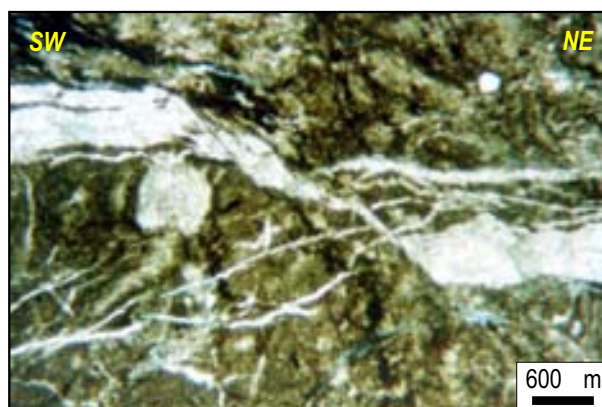
FOTOGRAFIA 3: "Peixe" relacionado às estruturas D1, desenvolvido em um fragmento de folhelho e indicando sentido de deslocamento de massa para ENE (figura esquemática na porção inferior direita). Nicóis paralelos. Poço 3V.



FOTOGRAFIA 4: Falha normal (observar o arrasto das camadas destacado pelas linhas em azul) de direção NW-SE, relacionada às estruturas D1 mais tardias, afetando o acamamento de um calcilutito laminado. O deslocamento da falha indica sentido de transporte tectônico para NE. Poço 6V.



FOTOGRAFIA 5: Detalhe de uma falha normal D1, de direção NW-SE e afetando um calcilutito laminado ostracoidal, ilustrando o preenchimento da superfície falhada por calcita. Nicóis paralelos. Poço 2V.



FOTOGRAFIA 6: Veio de calcita subhorizontal afetado por falhas escalonadas D1 tardias, de direção NW-SE e denotando sentido de transporte tectônico para NE. Nicóis paralelos. Poço 4V.

A maior parte dos critérios cinemáticos identificados nas estruturas D_1 aponta para um sentido de transporte tectônico principal que varia entre ENE e NE (figura 8-6). Entretanto, não foi raro encontrar, em um mesmo poço, indicadores que apontassem para sentidos opostos, no caso para WSW ou SW (figura 8-6).

B – ORIGEM E SIGNIFICADO DAS ESTRUTURAS D_1

Durante a formação das estruturas D_1 pode ser considerado que, além da componente cisalhante principal, uma componente de achatamento possa estar relacionada. A componente de encurtamento poderia provir do próprio peso das camadas superpostas. Por outro lado, a componente predominante de cisalhamento simples pode estar relacionada a uma série de fatores (que podem ter atuado tanto de forma isolada como em conjunto), tais como:

(i) **Posição das micro/mesoestruturas relativamente às macrofalhas:** a posição e a profundidade dos testemunhos analisados, em relação às estruturas principais (falhas normais e seus respectivos descolamentos basais), também poderiam ser controladoras do ângulo entre as estruturas meso/microscópicas e o acamamento (figura 8-8). Se o testemunho foi amostrado de um trecho próximo às zonas de descolamento basal, o ângulo entre as meso e microestruturas e S_0 será mínimo (figura 8-8), dando origem aos cisalhamentos intra e interestratais e às estruturas S-C-C'; já se o testemunho foi retirado de uma região onde há o predomínio de macrofalhas normais, o ângulo formado entre as feições de meso e microescala e o acamamento será maior (figura 8-8). Por conseguinte, as zonas de cisalhamento e falhas distensionais seriam as estruturas esperadas;

(ii) **Superfícies de descolamento relacionadas a falhas de baixo ângulo:** falhas normais de baixo ângulo e de direção NW-SE (que é a orientação das principais falhas no Campo de Xaréu – figura 8-4), poderiam apresentar descolamentos ao longo das camadas do Membro Trairi (figura 8-9a). Considerando também que as falhas NW-SE mais importantes mergulham para NE, o transporte tectônico seria também predominantemente para este quadrante; de fato, como interpretado das lineações L_1 contidas no acamamento, o sentido de transporte inferido é principalmente para ENE;

(iii) **Deslizamento flexural nos flancos do anticlinal rollover:** eventualmente, o dobramento em *rollover* das camadas, causado pelo deslocamento destas mesmas falhas NW-SE, também poderia ser o responsável pelo desenvolvimento das estruturas D_1 . Neste caso, um mecanismo de dobramento do tipo deslizamento flexural originaria os cisalhamentos. No flanco SW de um antiforme, os cisalhamentos intra e interestratais indicariam cinemática predominantemente para ENE, enquanto que no limbo NE a cinemática seria para WSW. No entanto, como os poços de onde provêm os melhores dados relativos a cisalhamentos intra e interestratais D_1 (poços 2V, 5V, 6V e 8H) estão localizados na porção central do Campo de Xaréu, próximo à charneira do anticlinal *rollover* (figura 8-4), é de esperar-se que o controle

exercido pelo dobramento sobre a deformação do Membro Trairí, neste setor do Campo, seja muito pobre ou mesmo nulo, uma vez que durante o deslizamento flexural a deformação é mais intensa nos flancos da dobra, diminuindo gradualmente até ser nula na charneira (figura 8-9b);

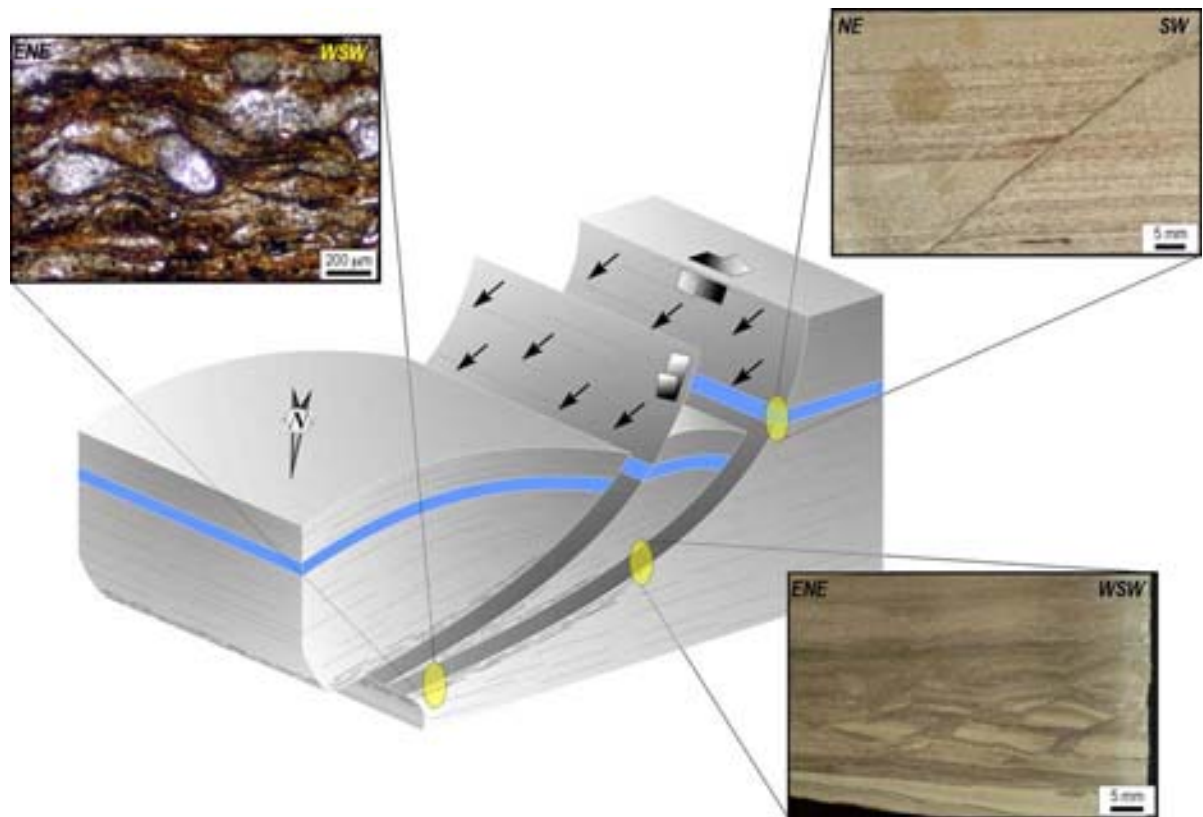


FIGURA 8-8: As meso e microestruturas D_1 observadas nos testemunhos dos poços do Campo de Xaréu e relações possíveis com a sua macroestrutura (simplificada). Para correlação com o modelo tridimensional, as fotografias foram invertidas horizontalmente. Os testemunhos foram cedidos pela PETROBRAS para a descrição.

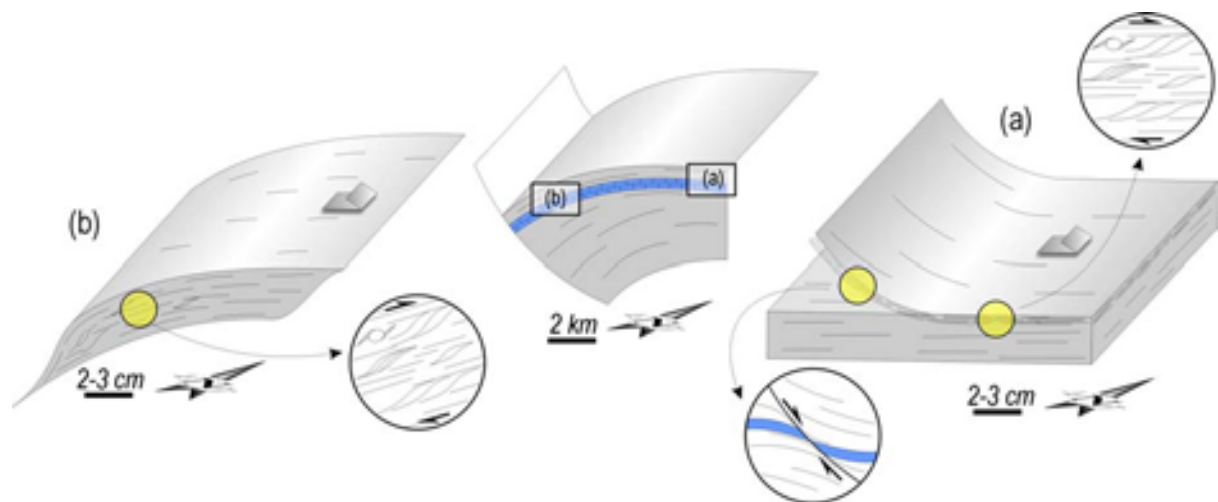


FIGURA 8-9: Modelos estruturais utilizados para exemplificar o modo de ocorrência das micro/mesoestruturas D_1 (cisalhamentos inter/intraestratais; zonas de cisalhamento e falhas distensionais): (a) superfícies de descolamento relacionadas a falhas de baixo ângulo poderiam desenvolver zonas de cisalhamento subparalelas ao acamamento; (b) o deslizamento flexural nos flancos do anticlinal rollover originaria os cisalhamentos inter/intraestratais.

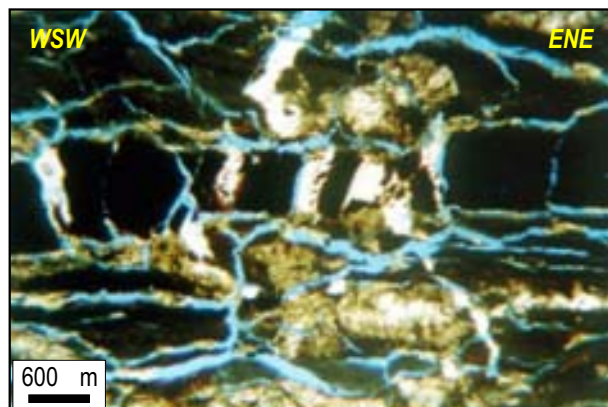
PRANCHA 8-5



FOTOGRAFIA 1: Veios de calcita subverticais, afetando calcilito maciço, desenvolvidos nos estágios mais tardios da deformação relacionada às estruturas D1. Poço 4V.



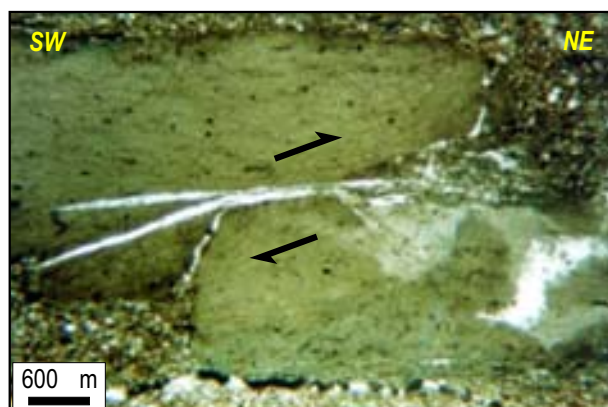
FOTOGRAFIA 2: Duas gerações de veios de calcita desenvolvidos nas fases mais tardias da deformação responsável pela origem das estruturas D1. Note o deslocamento do veio subhorizontal promovido pelo vertical, indicando que este é o mais jovem. Nicóis paralelos. Poço 2V.



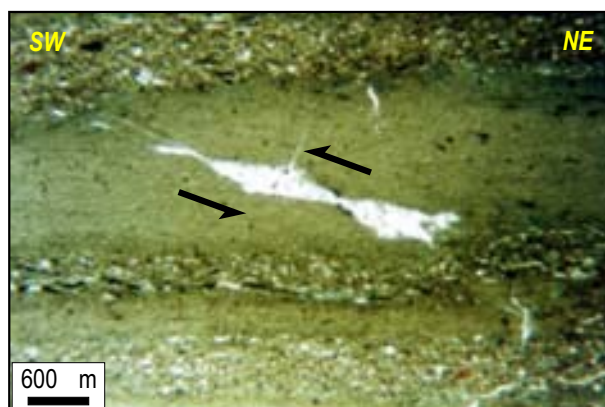
FOTOGRAFIA 3: Boudinage "frágil" relacionada às estruturas D1 e indicando estiramento na direção ENE-WSW. Note o preenchimento das gargantas dos boudins por calcita. Nicóis paralelos. Poço 4V.



FOTOGRAFIA 4: Zona de cisalhamento de empurrão, desenvolvendo forte dobramento de arrasto no acamamento de um calcilito laminado. O arrasto denota deformação associada a uma fase precoce da sedimentação do calcilito. Poço 5V.



FOTOGRAFIA 5: Juntas distensionais subhorizontais, preenchidas por calcita e associadas aos empurrões. Os empurrões e as juntas de distensão indicam encurtamento na direção NE-SW. Nicóis paralelos. Poço 3V.



FOTOGRAFIA 6: Estrutura-em-dominó (análogo de uma estrutura do tipo pull-apart) preenchida por calcita, indicando a cinemática inversa para as falhas, com encurtamento na direção NE-SW. Nicóis paralelos. Poço 3V.

(iv) **Deformação progressiva e variações na saturação de água nas camadas:** pode ser inferido que as diferentes estruturas relacionadas à deformação D_1 seriam o resultado da diminuição gradativa no teor de água presente nas litologias afetadas, em virtude do soterramento e da conseqüente litificação das mesmas (figura 8-10). Neste contexto, as estruturas de caráter "dúctil" poderiam ser as mais precoces, tendo sido originadas quando os litotipos do Membro Trairi ainda encontravam-se saturados em água. As estruturas "dúcteis" gradualmente dariam lugar a feições cada vez mais frágeis, retratando um contexto de deformação progressiva (figura 8-10). Embora este processo seja possível, seria preciso encontrar situações em que ocorressem a interferência de estruturas "dúcteis" pelas frágeis com mesma orientação e cinemática, o que foi observado apenas em poucos casos (vide prancha 8-3, fotografia 3);

(v) **Reologia das camadas afetadas:** litologias distintas poderiam ter exercido controle sobre a distribuição das estruturas meso e microscópicas D_1 no Campo de Xaréu. Camadas mais competentes, constituídas por calcilitos maciços, por exemplo, favoreceriam a formação de estruturas mais frágeis, como as falhas normais, enquanto que em camadas formadas por materiais mais incompetentes, como calcilitos laminados, margas e folhelhos, é de esperar-se que estruturas de caráter mais "dúctil", como os cisalhamentos intra/interestratais e as zonas de cisalhamento oblíquas a S_0 . Neste sentido, todas as feições relacionadas à deformação D_1 seriam contemporâneas;

(vi) **Soterramento progressivo:** considerando ainda a hipótese de uma deformação progressiva, deve ser observado que, à medida que as estruturas D_1 evoluem, o ângulo entre elas e o acamamento aumenta de modo mais ou menos gradual: as estruturas D_1 mais precoces são representadas pelos cisalhamentos paralelos ao acamamento e pelas tramas oblíquas S-C-C', que vão cedendo lugar a zonas de cisalhamento de baixo ângulo, até culminar com as falhas normais de alto ângulo e as juntas distensionais subverticais. É fato que o próprio grau de coesão (e, em última análise, a reologia) do material deformado tenha controlado esta variação, de forma que quanto mais litificada estiver a rocha, maior será o seu ângulo de fricção interna. Adicionalmente, o próprio peso das camadas sobrepostas poderia induzir a formação de estruturas com ângulos cada vez maiores em relação ao acamamento de vez que, quanto maior a carga sedimentar, maior será a componente de compressão vertical, o que induziria a rotação gradual de σ_1 e, por conseguinte, das estruturas formadas (figura 8-11).

Com relação às falhas inversas e empurrões, algumas hipóteses também podem ser lançadas para explicar sua origem:

(i) **Acomodação da deformação distensional relacionada a superfícies de descolamento e/ou reajuste gravitacional:** a formação das estruturas inversas poderia estar relacionada a um regime de fluxo contracional, induzido pelo deslocamento decrescente de falhas/zonas de cisalhamento distensionais ao longo das camadas afetadas. O colapso gravitacional dos blocos rochosos também poderia originar as falhas inversas em um processo similar;

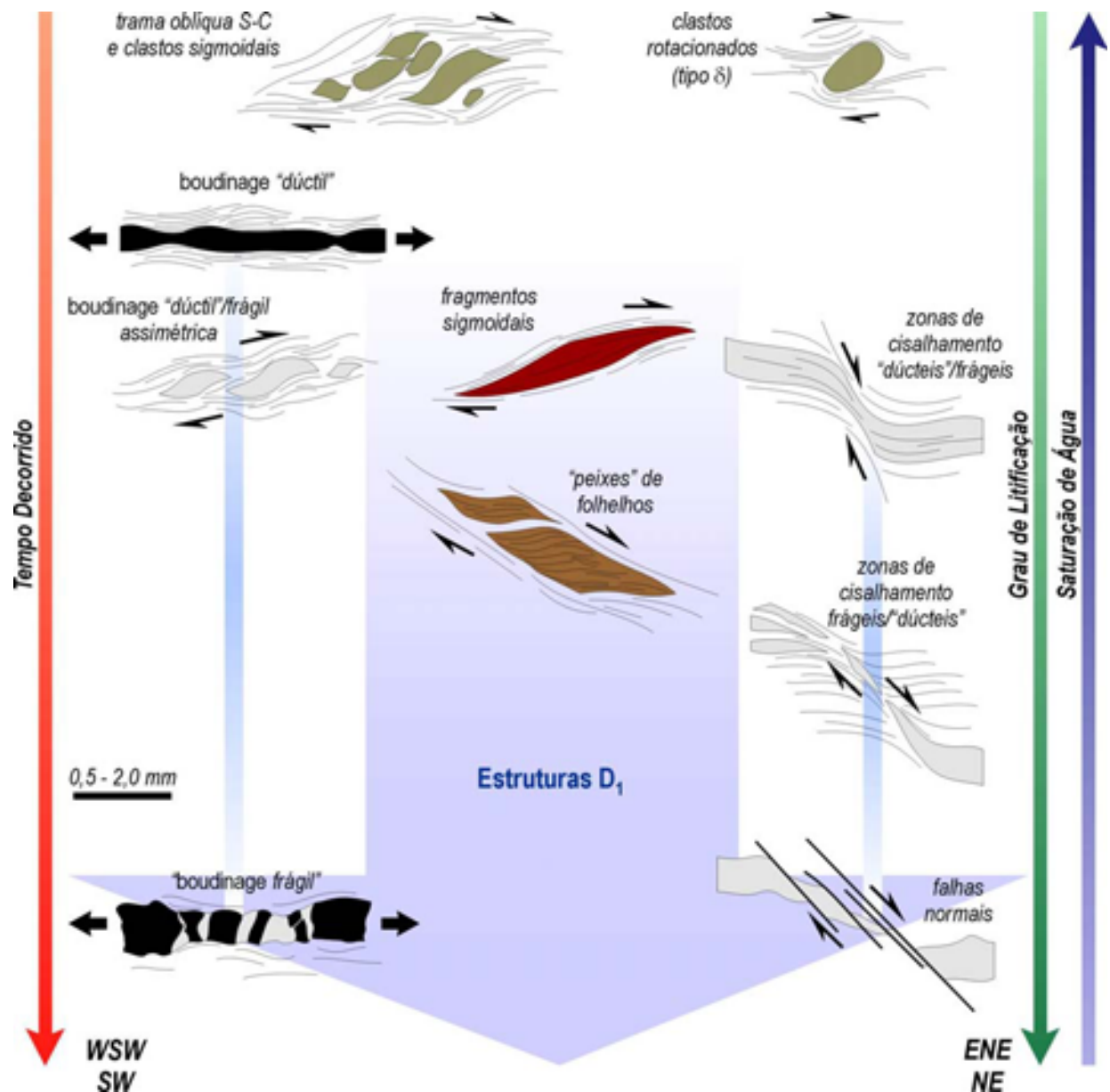


FIGURA 8-10: Quadro evolutivo interpretado para as estruturas D₁, provavelmente originadas durante o Cretáceo Inferior. Note a transição gradual entre as estruturas originadas em regime "dúctil" ou hidroplástico, próximo ao topo da figura, e aquelas essencialmente frágeis (incluindo exemplos transitórios), em direção à parte inferior da ilustração.

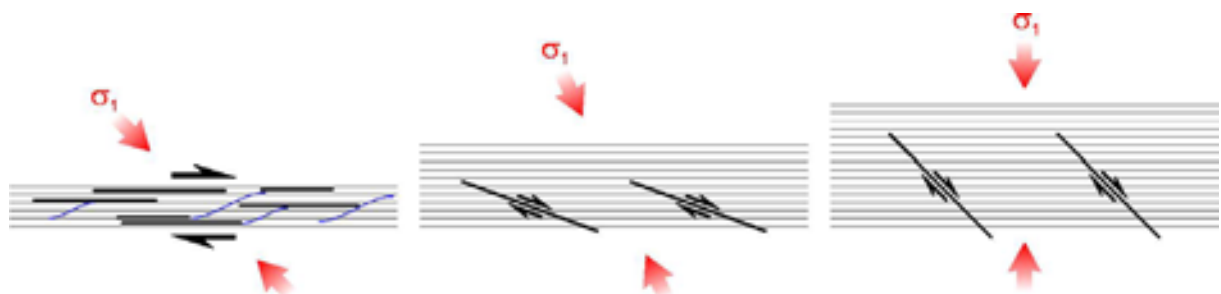


FIGURA 8-11: O efeito da sobrecarga (que cresce da esquerda para a direita da figura) na formação das micro e mesoestruturas D₁ no Campo de Xaréu. As linhas horizontais em cinza representam o acamamento, enquanto que as linhas negras mais espessas ilustram superfícies de cisalhamento (C, C' ou falhas normais) e as linhas azuis, as superfícies S.

(ii) **Fluxo contracional nos flancos do anticlinal rollover**: o dobramento em *rollover* das camadas do Membro Trairí poderia levar à formação local de estruturas inversas, induzida pelo deslizamento flexural relacionado.

Independentemente de sua origem, a orientação e a cinemática das estruturas D_1 coaduna-se à disposição e o sentido de transporte tectônico das principais falhas que estruturam o Campo de Xaréu que, segundo interpretado, estariam relacionadas às nucleações/reativações desenvolvidas durante os estágios terminais da instalação da Sub-Bacia de Mundaú. O transporte tectônico principal denotado pelas estruturas micro/mesoscópicas D_1 , que é para ENE, caracteriza um regime transtrativo geral, conferindo um rejeito oblíquo (transcorrência dextral + distensão) ao sistema principal de falhas de direção NW-SE.

8.2.3 – A DEFORMAÇÃO PÓS-LITIFICAÇÃO NO MEMBRO TRAIRÍ

O segundo conjunto de estruturas (D_2), de caráter essencialmente frágil, é caracterizado, sobretudo, por falhas normais, via de regra de alto ângulo (prancha 8-6, fotografia 2) e com orientações mais variadas (E-W, NE-SW e NNW-SSE – figura 8-12), e que interceptam a laminação sedimentar e, principalmente, as estruturas D_1 , anteriormente caracterizadas. As falhas normais D_2 são diferenciadas das estruturas D_1 principalmente pelo desenvolvimento de microtexturas cataclásticas e pela ausência de arrasto associado ao deslocamento (denotando um caráter estritamente frágil), pela sua orientação e pelo tipo de preenchimento (quando presente, é formado por impregnações de hidrocarbonetos; nas estruturas D_1 a calcita é mais comum).

Espelhos-de-falha oblíquos a S_0 , com orientações similares às falhas normais ou paralelos à laminação sedimentar, exibem películas de argilominerais recristalizados (prancha 8-6, fotografia 3), que em fibras (*slickenlines*). Estes espelhos são caracteristicamente encontrados em rochas com alto conteúdo de argilominerais, notadamente nos folhelhos, e são originados pela forte fricção das rochas, sob taxas de deformação muito elevadas. Alguns indicadores cinemáticos encontrados denotam sentido de transporte também muito variado (E, W, NE, N e NNW).

Juntas distensionais também estão relacionadas às estruturas D_2 , compreendendo superfícies subverticais, de direção principal NW-SE. Como a orientação das juntas distensionais D_2 geralmente é semelhante à das juntas D_1 , podem ser encontradas algumas situações em que as fraturas D_1 são reativadas durante a deformação frágil D_2 . As juntas D_2 aproveitam descontinuidades internas às fraturas mais antigas (como os contatos intercrystalinos – prancha 8-6, fotografias 4 e 5) para propagarem-se, normalmente apresentando uma componente de movimento oblíquo (prancha 8-6, fotografias 4 e 5). São estruturas abertas, na maior parte das vezes secas ou, eventualmente, apresentando impregnação por óleo (prancha 8-6, fotografia 5).

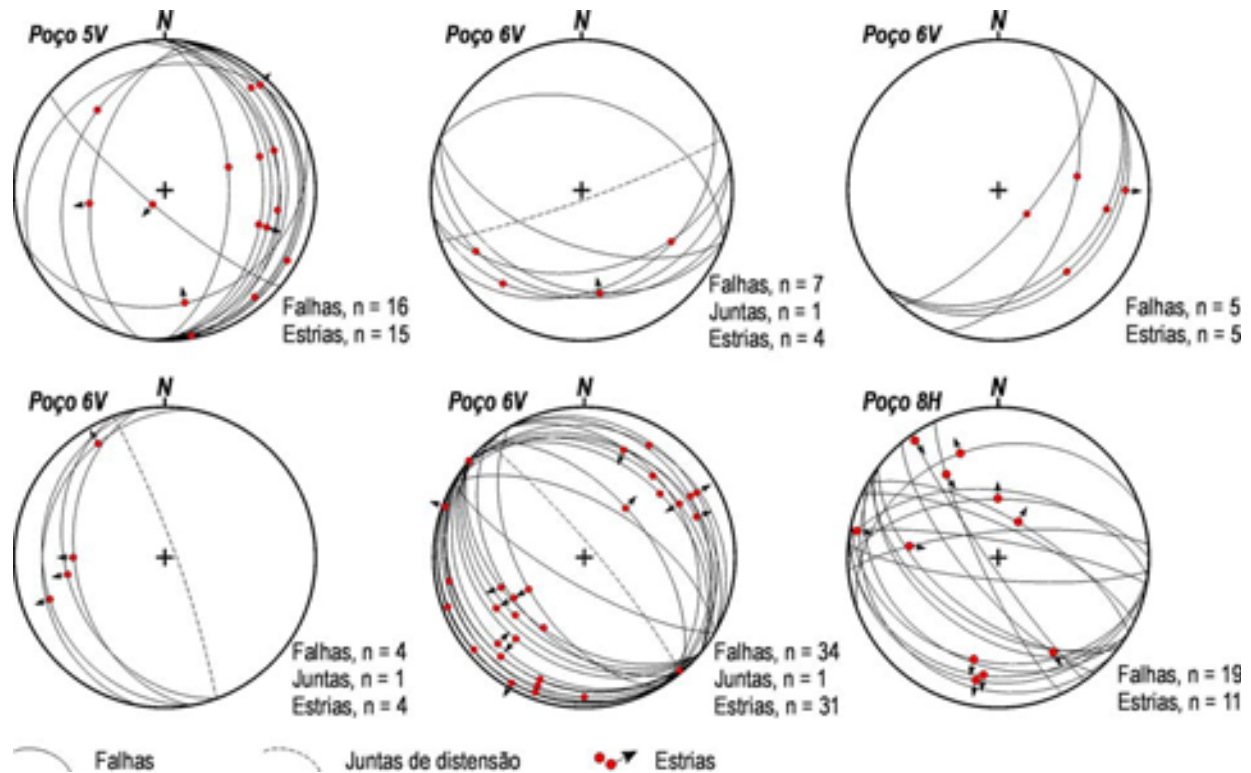


FIGURA 8-12: Estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) para o conjunto de estruturas D_2 afetando as rochas do Membro Traíri no Campo de Xaréu.

As estruturas D_2 denotam claramente uma idade mais jovem que as precedentes, tendo sido originadas sob condições estritamente frágeis. Isto é, tais estruturas desenvolveram-se quando as rochas da Formação Paracuru já estavam completamente litificadas.

A presença de películas de argilominerais recristalizados, e fibras de carbonato e sílica nos espelhos-de-falha podem indicar uma deformação em temperatura relativamente mais elevada, quando comparada às estruturas anteriores. A análise dinâmica das estruturas D_2 indica um regime com σ_1 subvertical e σ_3 subhorizontal e de direção ENE-WSW (figura 8-13a,b). Variações locais no estado de esforços que originou as estruturas D_2 foram reconhecidas no poço 8H, no qual o eixo de distensão principal está orientado na direção NNE-SSW (σ_1 também vertical) (figura 8-13c).

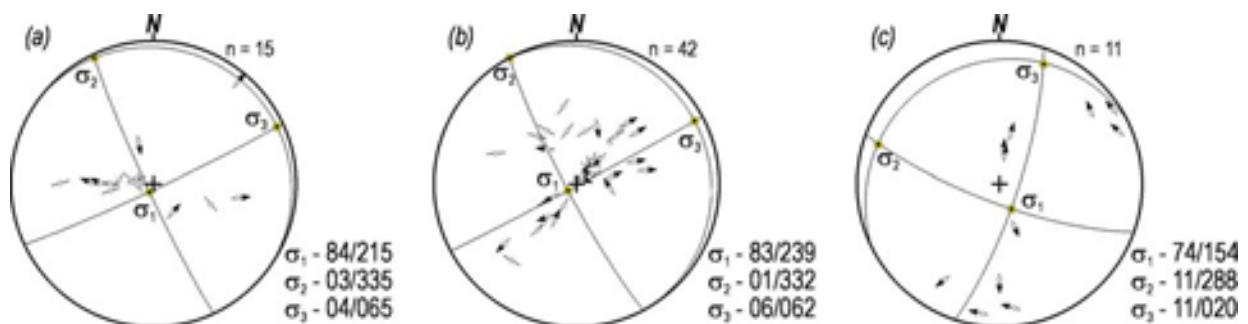
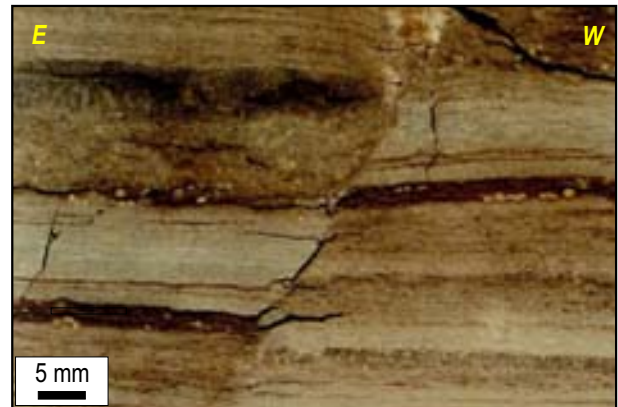


FIGURA 8-13: Método do plano M aplicado ao conjunto de estruturas D_2 para a determinação do campo de tensões relacionado a elas. Note que a orientação do campo de tensões nos poços 5V (a) e 6V (b) é muito similar, diferindo, no entanto, daquela do poço 8H (c). Discussões no texto.

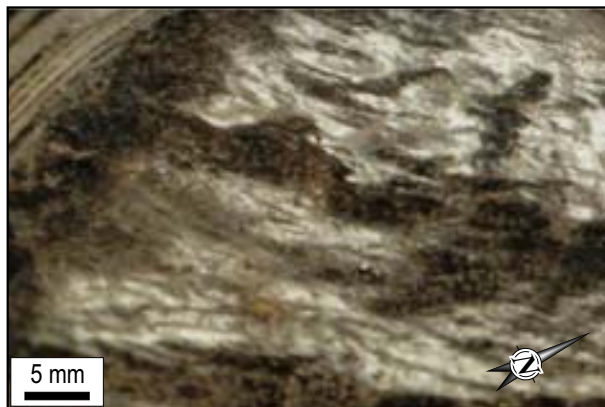
PRANCHA 8-6



FOTOGRAFIA 1: Falhas inversas de direção NW-SE, indicando encurtamento na direção NE-SW. Nicóis paralelos. Poço 6V.



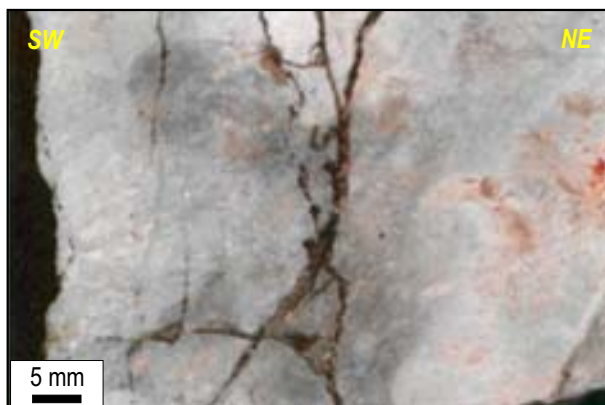
FOTOGRAFIA 2: Falha normal de direção N-S, relacionada às estruturas D2, afetando um calcilutito acamadado. Poço 4V.



FOTOGRAFIA 3: Detalhe de um plano de falhamento D2, subhorizontal, exibindo estrias de direção NE-SW, desenvolvidas sobre um espelho de falha formado por películas de argilominerais recristalizados. Poço 6V.



FOTOGRAFIA 4: Veio de calcita D1, de direção NW-SE, reativado durante a deformação relacionada às estruturas D2. Notar que a abertura da fratura obedeceu a uma componente oblíqua (indicada pelas setas). Nicóis paralelos. Poço 4V.



FOTOGRAFIA 5: Junta distensional subvertical, de direção NW-SE, relacionada às estruturas D2, completamente impregnada por óleo. Ajunta afeta um calcilutito maciço. Poço 6V.



FOTOGRAFIA 6: Detalhe de um veio de calcita ilustrando a presença de lamelas de geminação mecânica relacionadas à deformação que originou as estruturas D2. Compare com a figura 8-16. Nicóis cruzados. Poço 6V.

É possível que a variação na orientação do campo de tensões esteja relacionada à deflexão local dos esforços devido à presença das falhas principais. Qualquer que tenha sido o mecanismo que provocou a redistribuição dos esforços que originaram as estruturas D₂, a orientação das mesofalhas e de suas respectivas estrias e o campo de tensões determinado indicam um regime com expansão geral na superfície horizontal.

Tal contexto cinemático é muito similar àquele caracterizado para o Neógeno a partir dos levantamentos de terreno realizados ao longo da porção setentrional do Estado do Ceará (vide Capítulo 5), no qual a intrusão de rochas vulcânicas básicas, correlacionadas ao Vulcanismo Macau, estaria associado com o soerguimento da região, que induziria, por sua vez, o regime de expansão geral na superfície topográfica (Jardim de Sá *et al.* 1999). Os fluidos aquecidos que provocaram a recristalização dos argilominerais poderiam estar associados direta (líquidos magmáticos) ou indiretamente (água e outros fluidos infiltrados e provindos da superfície, aquecidos posteriormente) às rochas vulcânicas. Deve ser ressaltado que, no Campo de Xaréu e em outras regiões próximas na Bacia do Ceará, o registro de rochas básicas (Magmatismo Mundaú, por exemplo) permite especular sobre o seu papel na deformação que originou as estruturas D₂, e como fonte dos fluidos quentes.

8.2.4 – EVOLUÇÃO DOS MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO NAS ROCHAS DO MEMBRO TRAIRÍ

Durante as duas fases de deformação que atuaram sobre as litologias do Membro Trairí no Campo de Xaréu, pôde ser constatada uma sucessão de mecanismos de deformação, ou mesmo a competição entre eles, quando ocorre a alternância de diferentes mecanismos.

Emprega-se a denominação *mecanismos de deformação* ao conjunto de processos que imprimem modificações (mudanças de forma) a um mineral ou rocha (Knipe 1989). Da literatura, diversos mecanismos de deformação são conhecidos e vários já estão bem caracterizados (Schmid 1982; Groshong 1988; Knipe 1989; Means 1993; Williams *et al.* 1994; Passchier & Trouw 1996; por exemplo). A resposta à deformação depende da reologia do material além de uma série fatores externos, tais como temperatura, pressão, atividade de fluidos, taxa de deformação e outros. Com a variação das condições termo-barométricas, que em geral aumentam com a profundidade na crosta, ocorre a mudança de um regime frágil (temperatura e pressão baixas) para um regime dúctil (temperatura e pressão elevadas) e, conseqüentemente, os mecanismos de deformação também mudam. A passagem entre os regimes de deformação não é brusca, mas gradual, e nem sempre é bem definida. Além disto, em uma rocha poliminerálica, certos minerais podem comportar-se de maneira frágil, enquanto outros respondem ductilmente, conquanto todos tenham sido submetidos às mesmas condições deformacionais.

Determinados mecanismos são caracteristicamente relacionados à deformação em alta temperatura, ao passo que outros tipificam a deformação em temperaturas mais baixas (figura 8-14).

Particularmente no caso dos mecanismos de deformação de baixa temperatura, os mais comuns são: (i) *fluxo particular*, que é caracterizado pelo movimento ou transporte de partículas sólidas imersas em um meio sem coesão, geralmente induzida pela passagem de um fluido ou por atividade sísmica (Owen 1987); (ii) *deslizamento friccional*, que compreende o deslizamento ao longo de limites de grãos ou de uma superfície de fratura preexistente; (iii) *microfraturamento*, que envolve a nucleação, propagação e deslocamento de novas superfícies de descontinuidade durante a deformação, intra e intergranular (Atkinson 1987); (iv) *fluxo cataclástico*, que se caracteriza pela intensa fragmentação mecânica das rochas, com subsequente deslizamento e rotação dos fragmentos (Passchier & Trouw 1996); (v) *dissolução por pressão*, que é caracterizada pela transferência de material por difusão induzida por uma fase fluida intergranular, em resposta a gradientes de tensões em torno do grão (Beach & King 1978; Gratier 1987); e (vi) *geminação mecânica*, que compreende o desenvolvimento de maclas em resposta à deformação, graças à propagação de defeitos intracristalinos (Ferril 1991; Burkhard 1993). Cada mecanismo de deformação é responsável pela origem de microestruturas bem diagnósticas. Assim sendo, a caracterização petrotextônica destas microestruturas permite definir com relativa segurança os mecanismos de deformação que atuaram em uma dada porção de rocha.

A – MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO ASSOCIADOS ÀS ESTRUTURAS D₁

As estruturas D₁ mais precoces são caracterizadas pela rotação e alinhamento de grãos sedimentares ao longo de superfícies de cisalhamento. A rotação atinge essencialmente grãos originalmente rígidos, como microfósseis e concreções, sem que se provoque deformação interna destes elementos. No caso de grãos de comportamento menos rígido, como intraclastos e pelóides, o alinhamento pode envolver a distorção interna dos grãos. De fato, como os próprios intraclastos e pelóides são, na realidade, constituídos por partículas diminutas (micrita), pode ser interpretado que a deformação “macroscópica” destes grãos seja uma resposta ao reajuste interno das micropartículas, provavelmente envolvendo rotação.

Grãos de hábito mais placoso, como os filossilicatos presentes nos folhelhos, tendem a alinhar-se na horizontal, paralelos ao acamamento. Eventualmente, com a ativação de cisalhamentos nesses planos, estas placas de argilominerais podem orientar-se sob ângulos mais inclinados em virtude da deformação imposta, originando tramas oblíquas análogas às estruturas S-C. As microestruturas presentes são diagnósticas da atuação de mecanismos de deformação envolvendo fluxo particular. O fluxo particular é acionado por pressões confinantes baixas e pressões de fluido relativamente altas, e temperaturas muito baixas (figura 8-14). No caso, o principal agente a condicionar o realinhamento e rotação dos grãos foi a presença de água no sedimento.

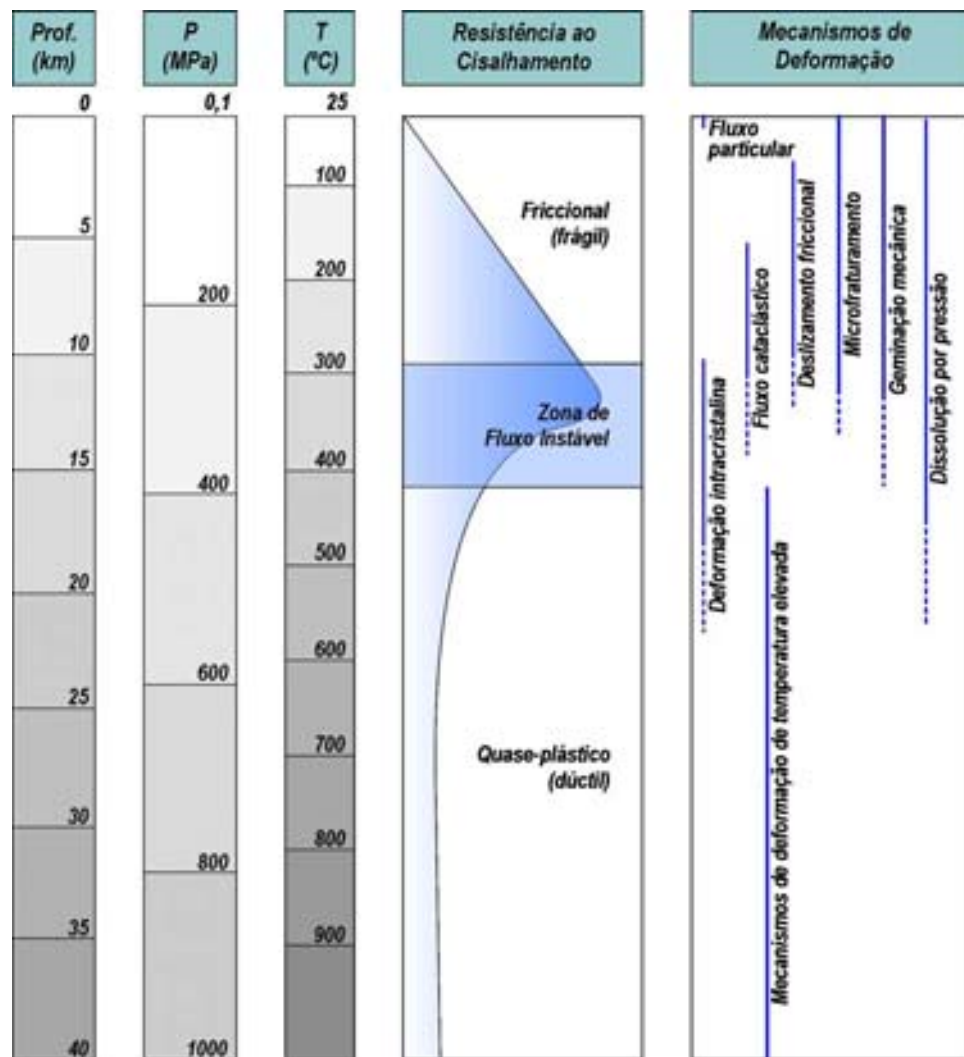


FIGURA 8-14: Variação dos mecanismos de deformação em função da profundidade, para uma porção na crosta terrestre submetida a um gradiente geotérmico de 25°/km (região cratônica). Note a restrita faixa de ocorrência do mecanismo de fluxo particular e a ampla abrangência de condições PT da dissolução por pressão. Excetuando o mecanismo de fluxo particular, a definição da faixa de estabilidade dos demais mecanismos de deformação foi baseada em análises em cristais e/ou agregados cristalinos de quartzo.

Com o aumento da rigidez das rochas, induzida pela perda paulatina de água devido ao soterramento, o fluxo particular dá lugar, gradualmente, a mecanismos mais tipicamente relacionados à deformação frágil propriamente dita, como o microfraturamento e o deslizamento friccional (figura 8-14). A existência de estruturas de arrasto associadas às zonas de cisalhamento denota a competição entre os mecanismos de deformação de fluxo particular, responsáveis pela formação das estruturas de arrasto, e de microfraturamento/deslizamento friccional, associadas às superfícies de falhas.

Finalmente, já nos estágios tardios relacionados às estruturas D₁, os mecanismos de microfraturamento e de deslizamento friccional são os mais comuns. Para se tornarem efetivos, o microfraturamento e o deslizamento friccional requerem pressões confinantes mais elevadas que o fluxo granular. Estudos de laboratório demonstram que uma pressão de fluidos alta também favorecerá o aparecimento de fraturas (figura 8-15a) e como facilitará o deslizamento ao longo desses planos, uma vez que diminui o atrito entre as irregularidades presentes nos mesmos. Além disto, o fraturamento e a formação de falhas estão intrinsecamente relacionados a taxas de deformação elevadas (figura 8-15b).

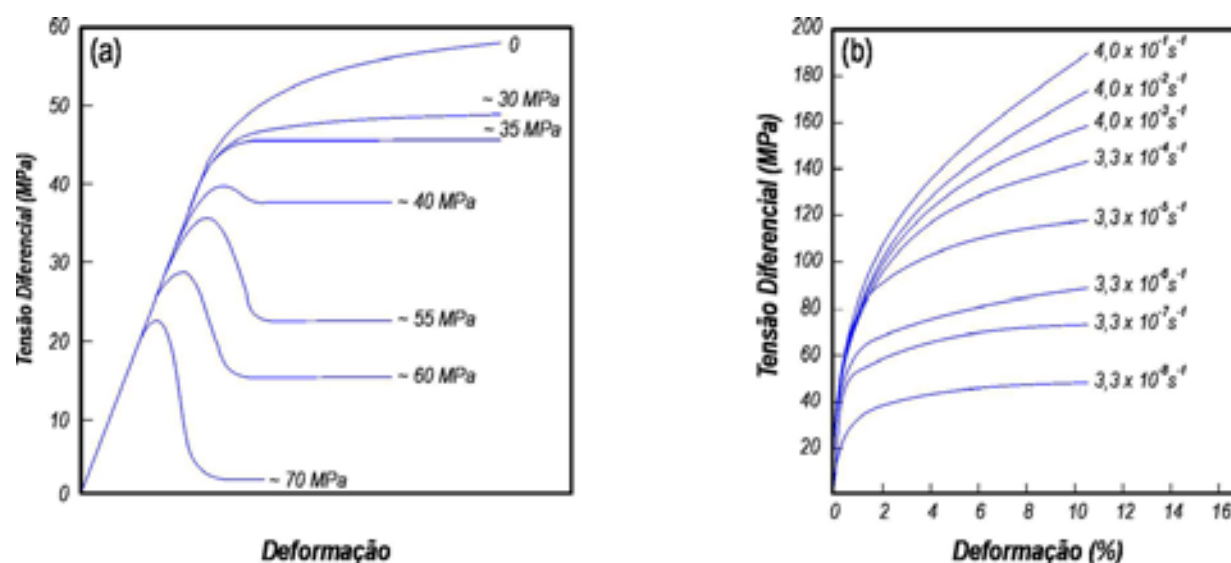


FIGURA 8-15: Alguns fatores controladores do regime e dos mecanismos de deformação. (a) Efeito da pressão de fluidos (P_f) durante a deformação de um calcário submetido a uma pressão confinante constante de 70 MPa. O aumento da pressão de fluidos reduz sensivelmente a quantidade de tensão necessária à deformação da rocha, favorecendo o comportamento frágil da mesma; (b) curvas de tensão/deformação para um mármore submetido a diferentes taxas de deformação e a uma temperatura constante de 500°C. Quanto menor a taxa de deformação, mais dúctil será o comportamento da rocha quando deformada. Compilado de Van der Pluijm & Marshak (1997).

B – MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO ASSOCIADOS ÀS ESTRUTURAS D₂

Para as estruturas D₂ a deformação aparenta ser mais simples, o que redundaria na caracterização de poucos mecanismos relacionados a estas estruturas. Tais estruturas denotam condições de deformação estritamente frágeis, com a formação de fraturas e falhas, denotando o predomínio de mecanismos de deformação por microfraturamento e deslizamento friccional.

Concentrações de minerais opacos ao longo das superfícies de algumas fraturas sugerem a atuação da dissolução por pressão, provavelmente ocorrida concomitantemente ou mesmo tardiamente em relação às fraturas. A própria recristalização de argilominerais, comum nos espelhos-de-falha D₂, pode ter sido conduzida pela transferência de fluidos aquecidos, que provocaram a dissolução do material argiloso de um local (induzida pela concentração de tensões), sua remobilização e conseqüente precipitação em sítios mais favoráveis.

Muitos cristais de calcita, em alguns veios relacionados às estruturas D₁, apresentam maclas que denunciam a atuação do mecanismo de deformação por geminação mecânica. Muito embora os veios estejam associados à deformação D₁, é interpretado que as maclas sejam correlatas às estruturas D₂. A geminação mecânica nos cristais de calcita deu origem a maclas planas e de espessura regular (prancha 8-6, fotografia 6). A morfologia das maclas é função direta da temperatura em que elas foram formadas (Ferril 1991; Burkhard 1993), servindo então como traçadores das condições térmicas em que a deformação processou-se (figura 8-16). As maclas planas, regulares e razoavelmente espessas, observadas nos veios de calcita, são comparáveis às dos tipos I e II da classificação de Ferril (1991),

originadas sob condições térmicas que variam de 150° a 300°C (figura 8-16), o que corrobora a assertiva, anterior de que as estruturas D₂ tenham sido formadas em temperaturas relativamente elevadas.

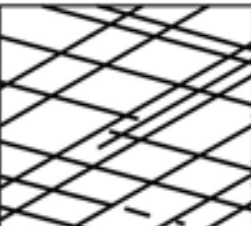
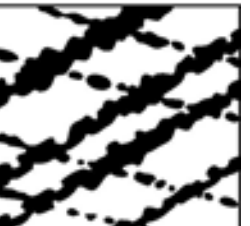
Aspecto				
	Tipo I	Tipo II	Tipo III	Tipo IV
Geometria	Macias finas, retas e racionais. 1 a 3 séries por grão.	Macias espessas (>1mm), retas, sutilmente lensiformes e racionais.	Macias espessas, curvas e irracionais. Grãos completamente geminados exibindo macias em macias.	Macias espessas, segmentadas e irracionais. Bordas suturadas e vestígios de diminutos grãos.
Interpretações	• pouca deformação; • pouca cobertura; • temperatura muito baixa.	• deformação considerável; • grãos completamente geminados são possíveis.	• forte deformação; • mecanismos de deformação intracristalina.	• forte deformação; • migração de borda de grão.
Temperatura	< 200° C	150-300° C	> 200° C	> 250° C

FIGURA 8-16: Classificação das macias de deformação em função de seu aspecto em seção delgada. São reconhecidos quatro tipos de lamelas de geminação, cada uma das quais originada sob determinadas condições térmicas. Compilado de Ferril (1991).

8.3 – A ANÁLISE DOS DADOS DOS PERFIS DE IMAGEM

A análise de três perfis de imagem dos poços 8H, 9H e 10H (figura 8-4), disponibilizados pela PETROBRAS (E&P UN-RN/CE), trouxe informações bastante importantes com respeito à distribuição, densidade e orientação das fraturas no Campo de Xaréu. A seguir, serão mostrados os resultados obtidos com a técnica empregada.

Os poços 8H e 9H são essencialmente horizontais e retilíneos em planta, e foram perfurados na porção noroeste do Campo de Xaréu a partir do poço 5V. O primeiro apresenta direção geral NNW, enquanto que o poço 9H foi perfurado na direção NNE (figura 8-17a). O poço 10H foi perfurado na porção central do Campo a partir de uma janela também aberta no poço 5V. Contrariamente aos anteriores, apresenta em mapa uma trajetória curvilínea, com direção que varia de WNW-ESE, na sua extremidade oeste, até ENE-WSW, a leste (figura 8-17b). Em seção, o poço é constituído por um trecho inclinado inicial que culmina com um segmento horizontal (figura 8-18).

Para a adequada interpretação dos perfis de imagem, cada um deles foi subdividido em segmentos menores, nos quais as fraturas interpretadas apresentam comportamento estrutural semelhante, levando em conta pequenas variações locais na direção e inclinação do poço, das camadas atravessadas, e na atitude do acamamento e das fraturas interceptadas.

O trabalho realizado consistiu das seguintes etapas: (i) coleta dos dados; (ii) confecção de diagramas para visualização da distribuição dos dados de acamamento e de fraturamento ao longo do perfil; (iii) subdivisão do trecho perfilado em segmentos estruturais; (iv) confecção de estereogramas para

o acamamento e o fraturamento em cada segmento definido; e (v) interpretação dos dados. Os trabalhos de coleta e apresentação dos dados estruturais foram baseados, em parte, nos resultados de Sikorsky (1991), e para a realização e apresentação da análise estatística dos dados levantados foi tomado como modelo o trabalho de Gillespie *et al.* (1993).

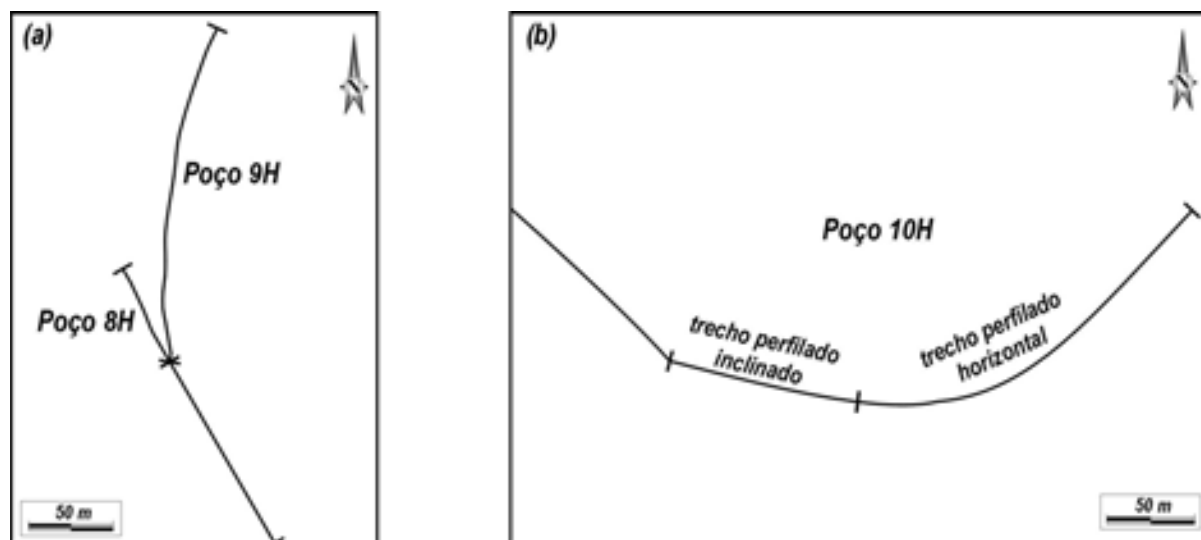


FIGURA 8-17: Visões em mapa dos trechos perfilados (FMI e UBI) dos poços (a) 8H e 9H, e (b) 10H. Trajetória dos poços cedida pela PETROBRAS.

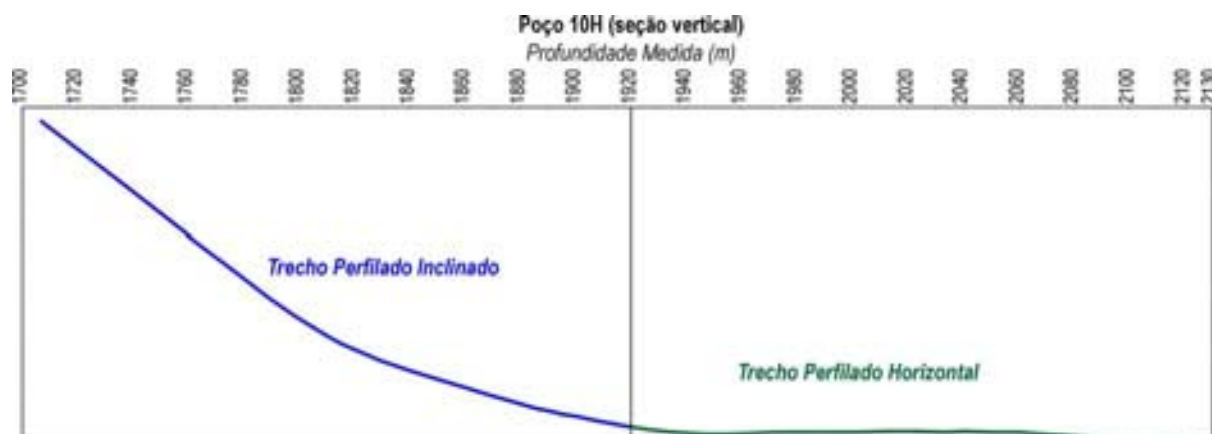


FIGURA 8-18: Seção transversal do trecho perfilado do poço 10H, dividido nos trechos inclinado (à esquerda) e horizontal (à direita). Trajetória do poço cedida pela PETROBRAS.

8.3.1 – LITOLOGIAS ATRAVESSADAS E ATITUDE DO ACAMAMENTO

Basicamente, os três poços analisados navegam ao longo de um pacote principal de rochas carbonáticas (calcilutitos maciços e laminados em sua maioria), com intercalações de brechas e diamictitos e folhelhos. Detalhes com respeito aos tipos litológicos atravessados e sua espessura podem ser observados no Anexo B.

Conquanto os poços 8H e 10H tenham sido perfilados por meio da mesma técnica (FMI), detalhes metodológicos do processamento conduziram à utilização de paletas de cores diferentes em ambos os poços, de modo que no poço 8H as unidades litológicas atravessadas são apresentadas

predominantemente em tons de amarelo, laranja e marrom (Anexo B), enquanto que no poço 10H, as tonalidades variam do laranja ao marrom, passando pelo vermelho (Anexo B). Mesmo com tal diferença, a interpretação litológica não é prejudicada, uma vez que as litologias que foram atravessadas apresentam a mesma resposta à passagem da corrente elétrica: unidades condutivas apresentarão tons mais escuros, enquanto que as mais resistivas exibirão cores claras (veja Seção 8.1.3). O poço 9H, por sua vez, foi perfurado por uma ferramenta diferente, o UBI. No entanto, a paleta de cores empregada é muito similar àquela do poço 8H, de modo que a interpretação litológica seguiu os mesmos padrões, não obstante a resolução da imagem apresentada seja sensivelmente inferior aos demais.

No perfil de imagem do poço 8H, os poucos dados referentes à atitude do acamamento evidenciam mergulhos moderados a altos (entre 15° e 60°), sobretudo para SW e SSW (Anexo B).

No poço 9H, os dados de acamamento disponíveis estão concentrados em duas populações: uma no intervalo entre 2110 e 2190 m (profundidade medida) e outra a 2240-2280 m (Anexo B). No intervalo superior, as camadas mergulham para S e SSW, com ângulos que variam de suaves a moderados (em torno de 15° a 30°) (Anexo B). No intervalo inferior, o sentido de mergulho é similar, sendo que os ângulos de mergulho são mais suaves (Anexo B).

No poço 10H existe uma maior quantidade de dados disponíveis, permitindo visualizar interpretações mais completas. O acamamento das litologias atravessadas no poço exibe mergulhos suaves (raramente ultrapassando 25° – Anexo B), principalmente para NE nos segmentos estruturais mais rasos do perfil (I a V – Anexo B). A partir do segmento estrutural VI, o acamamento passa a comportar-se de maneira mais variada, exibindo mergulhos para WSW, NW, E, W e N (Anexo B). Esta grande variação nos sentidos de mergulho de S_0 , a partir do segmento estrutural VI, pode ser o reflexo de uma maior densidade de fraturas e da presença de camadas convolutas. Maiores detalhes a esse respeito serão tratados nos itens seguintes.

8.3.2 – DISTRIBUIÇÃO E DENSIDADE DAS FRATURAS

A análise de distribuição de fraturas nos poços 8H, 9H e 10H foi realizada por meio da construção de gráficos que confrontam o número de fraturas observadas em função da profundidade (barras horizontais na figura 8-19), aliados às suas respectivas curvas de número acumulado de fraturas observadas (linhas mais espessas em vermelho na figura 8-19). Por sua vez, a densidade de fraturas (ρ_f) foi determinada simplesmente por meio da razão:

$$\rho_f = \frac{N}{l} \quad (8-8),$$

onde N é o número de fraturas observadas em cada segmento estrutural dos perfis de imagem e l é o comprimento em metros do segmento.

A – Poço 8H

Ao longo do poço 8H, pode ser visto que as fraturas concentram-se em três intervalos principais (figura 8-19a). Concentrações de fraturas podem ser indicativas da presença de uma falha principal que se encontra nas proximidades ou interceptada pelo poço. Neste caso, os círculos em amarelo na figura 8-19, cuja localização denota saltos bruscos na concentração de fraturas, podem ser tomados como a posição aproximada das falhas (figura 8-19a).

Dos três poços analisados, o 8H foi o que apresentou os valores mais elevados de densidade de fraturas (ρ_f) (tabela 8-2), compreendendo valores médios de cerca de 2,3 fraturas por metro de perfil. Os segmentos I, V, VI e VII são os que apresentaram os maiores valores, superiores a 4,5, chegando a atingir o valor excepcional de 9,2 no segmento VI (tabela 8-2). Por outro lado, os segmentos III e IV são muito pobres em fraturas, contendo menos de 1,0 fratura por metro.

B – Poço 9H

No poço 9H a distribuição é bem mais esparsa que a do 8H (figura 8-19b), o que resulta em valores de densidade de fraturas também muito baixos, (tabela 8-3). O maior número de fraturas está concentrado entre o intervalo de 2100 e 2140 metros (figura 8-19b). A partir desta profundidade medida, a concentração cai notadamente e a distribuição é mais irregular (figura 8-19b).

Excetuando o segmento I, no qual a densidade de fraturas atinge 2,5 (tabela 8-2), todos os demais segmentos apresentam valores médios de ρ_f inferiores a 1,0 (tabela 8-2).

TABELA 8-2: Segmentos estruturais definidos para o poço 8H por meio da interpretação de seu perfil de imagem. Os segmentos assinalados em cinza-claro correspondem exatamente ao intervalo que foi testemunhado no poço. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.

SEGMENTO	PM (m)	INTERVALO (m) ¹	Az ²	S ₀ ³	FRATURAS ³	ρ_f ⁴
I	2115,0 – 2121,0	6,0	330°	1	14	2,33
II	2121,0 – 2125,0	4,0	330°	–	14	3,50
III	2125,0 – 2144,0	19,0	330°– 335°	7	19	1,00
IV	2144,0 – 2154,0	10,0	335°	3	4	0,40
V	2154,0 – 2157,5	3,5	335°	–	17	4,86
VI	2157,5 – 2160,0	2,5	335°	–	23	9,20
VII	2160,0 – 2161,5	1,5	335°– 330°	–	8	5,33
VIII	2161,5 – 2164,0	3,5	330°	–	7	2,80
IX	2164,0 – 2170,0	6,0	330°	–	6	1,00
TOTAL				11	112	ρ_f 2,09 ⁵

(¹) Diferença entre a profundidade medida final e a inicial no intervalo;

(²) Intervalos de azimuth do poço para cada segmento;

(³) Número de dados de acamamento (S₀) e fraturamento coletados para cada segmento;

(⁴) Densidade média de fraturas por metro para cada segmento;

(⁵) Densidade média ponderada de fraturas para todo o poço.

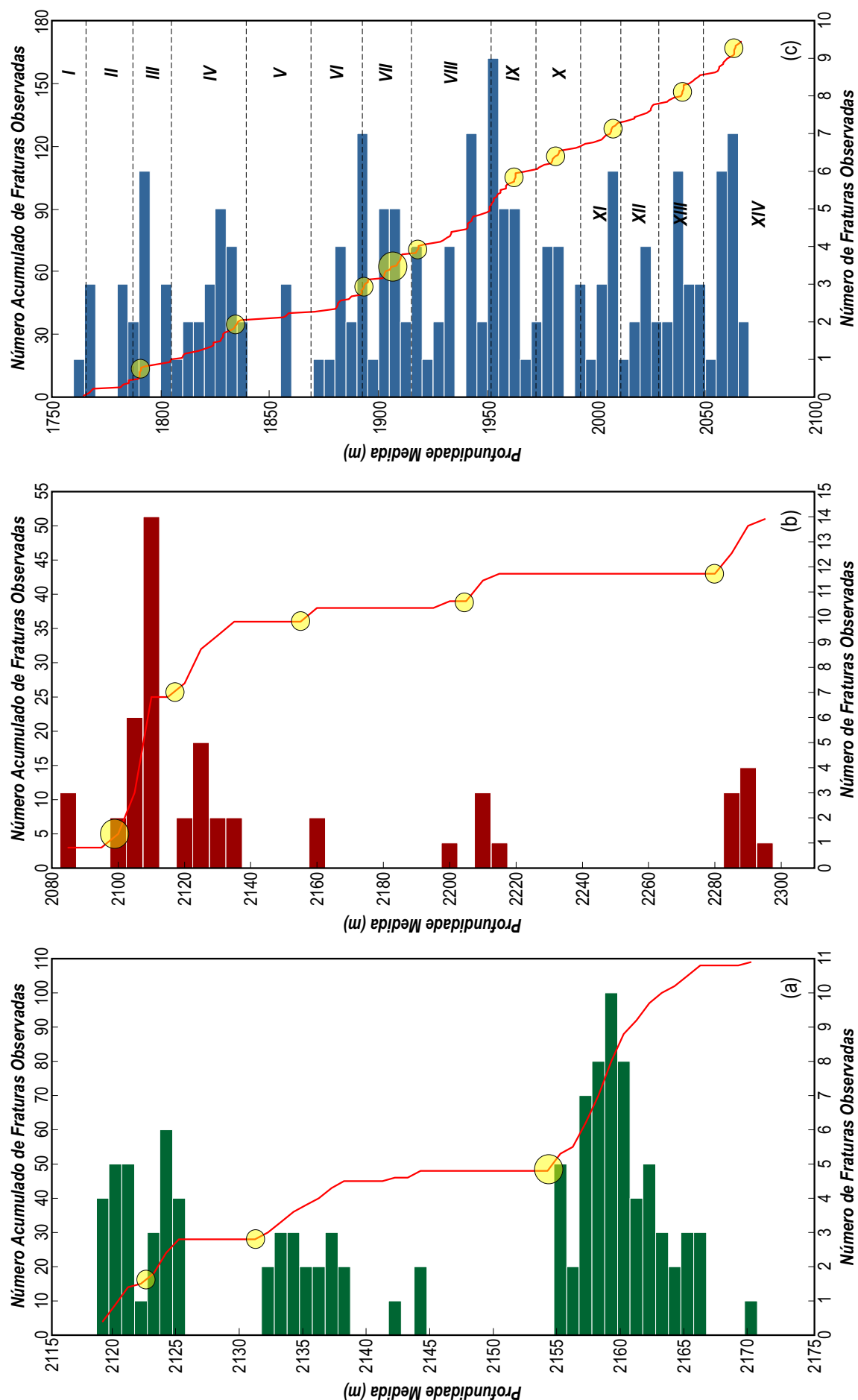


FIGURA 8-19: Quantidade de fraturas observadas em função da profundidade média, interpretadas dos perfis de imagem dos poços 8H (a), 9H (b) e 10H (c). As linhas em vermelho representam número acumulado de fraturas com a profundidade. Os círculos em amarelo denotam pontos de maior concentração de fraturas, provavelmente devido à presença de falhas nas proximidades. Perfis de imagem cedidos pela PETROBRAS.

TABELA 8-3: Segmentos estruturais definidos para o poço 9H por meio da interpretação de seu perfil de imagem. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.

SEGMENTO	PM (m)	INTERVALO (m) ¹	Az ²	S ₀ ³	FRATURAS ³	ρ_f ⁴
I	2100,0 – 2110,0	10,0	015°– 350°	1	25	2,50
II	2110,0 – 2124,0	14,0	350°	–	7	0,50
III	2124,0 – 2160,0	36,0	350°– 000°	10	6	0,17
IV	2160,0 – 2211,0	51,0	000°– 010°	2	–	–
V	2211,0 – 2283,0	72,0	010°– 020°	7	5	0,07
VI	2283,0 – 2300,0	17,0	020°– 025°	–	8	0,47
TOTAL				20	51	$\rho_f = 0,26$ ⁵

(¹) Diferença entre a profundidade medida final e a inicial no intervalo;

(²) Intervalos de azimuth do poço para cada segmento;

(³) Número de dados de acamamento (S₀) e fraturamento coletados para cada segmento;

(⁴) Densidade média de fraturas por metro para cada segmento;

(⁵) Densidade média ponderada de fraturas para todo o poço.

C – Poço 10H

No trecho perfilado do poço 10H pode ser observado um aumento progressivo do número de fraturas com a distância percorrida (figura 8-19c). Pelo menos oito trechos com maior concentração de fraturas podem ser identificados (figura 8-19c).

As mudanças mais bruscas na inclinação da curva de frequência acumulada são observadas entre os segmentos I e VI, onde o poço possui mergulhos relativamente mais elevados. Neste setor, o poço atravessa porções onde há uma quantidade pequena de fraturas, caracterizado por longos trechos subverticais da curva de número acumulado de fraturas (figura 8-19c), separados por trechos menores, subhorizontais, com uma relativa concentração de fraturas. Em quantidade de fraturas, destacam-se principalmente os segmentos III, IV e a transição entre os segmentos VI e VII. A partir do segmento VII, a curva de número acumulado de fraturas passa a assumir um aumento paulatino, com pequenos trechos horizontais. Este crescimento gradual pode ser explicado pelo fato de que o poço encontra-se horizontalizado e ter interceptado um número aproximadamente constante de fraturas.

Ao longo de sua trajetória, o perfil de imagem do poço 10H interceptou um total de 170 fraturas. A maior parte delas (165) possui um caráter condutivo, o que denota corresponderem a fraturas abertas que possibilitaram a infiltração do fluido empregado durante a perfilagem. As fraturas identificadas, essencialmente aquelas de caráter condutivo, via de regra, correspondem a "eventos" bastante delgados, com espessura milimétrica. Em casos excepcionais, elas podem ultrapassar 10 mm.

O trecho do perfil compreendido entre os segmentos estruturais I a V é caracterizado por uma densidade de fraturas (ρ_f) baixa, com valores variando entre 0,14 e 0,52 (média de 0,35). A passagem do segmento V para o VI é marcada por um acentuado aumento de ρ_f , que oscila de 0,14 a 0,65, respectivamente (tabela 8-4). Para os demais segmentos, de VII a XIII, os valores de ρ_f permanecem compreendidos entre 0,53 e 0,73 (média de 0,63), caindo bruscamente para 0,20 no segmento XIV (tabela

8-4). Estas oscilações podem refletir tanto (i) anisotropias naturais na distribuição (e na orientação) das fraturas interceptadas, como (ii) uma amostragem seletiva das mesmas graças a mudanças na direção e na inclinação do próprio poço.

TABELA 8-4: Segmentos estruturais definidos para o poço 10H por meio da interpretação de seu perfil de imagem. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.

SEGMENTO	PM (m)	INTERVALO (m) ¹	Az ²	S ₀ ³	FRATURAS ³	ρ_f ⁴
I	1760,0 – 1775,0	15,0	133°– 116°	21	04	0,27
II	1775,0 – 1796,0	21,0	113°– 103°	18	11	0,52
III	1796,0 – 1813,0	17,0	102°– 100°	21	06	0,35
IV	1813,0 – 1846,0	33,0	100°– 100°	11	16	0,48
V	1846,0 – 1875,0	29,0	100°– 102°	05	04	0,14
VI	1875,0 – 1898,0	23,0	102°– 098°	15	15	0,65
VII	1898,0 – 1920,0	22,0	096°– 090°	07	16	0,73
VIII	1920,0 – 1955,0	35,0	088°– 080°	09	25	0,71
IX	1955,0 – 1975,0	20,0	077°– 067°	03	13	0,65
X	1975,0 – 1995,0	20,0	065°– 058°	04	11	0,55
XI	1995,0 – 2013,0	18,0	056°– 049°	04	10	0,56
XII	2013,0 – 2030,0	17,0	048°– 045°	04	09	0,53
XIII	2030,0 – 2050,0	20,0	045°– 045°	08	14	0,70
XIV	2050,0 – 2130,0	80,0	045°– 043°	07	16	0,20
TOTAL				137	170	$\rho_f = 0,46$ ⁵

(¹) Diferença entre a profundidade medida final e a inicial no intervalo;

(²) Intervalos de azimuth do poço para cada segmento;

(³) Número de dados de acamamento (S₀) e fraturamento coletados para cada segmento;

(⁴) Densidade média de fraturas por metro para cada segmento;

(⁵) Densidade média ponderada de fraturas para todo o poço.

8.3.3 – ESPAÇAMENTO ENTRE AS FRATURAS

Para a análise de espaçamento entre as fraturas nos poços estudados, foram construídos dois tipos básicos de diagramas: (i) número de fraturas observadas *versus* espaçamento, que serve para distinguir populações de fraturas com espaçamentos similares e para definir o espaçamento predominante; e (ii) número acumulado de fraturas observadas *versus* espaçamento (diagrama bilogarítmico), que permite a identificação (ou não) de padrões de distribuição das fraturas.

A utilização de gráficos bilogarítmicos confrontando o número acumulado de fraturas *versus* espaçamento é uma ferramenta bastante útil na identificação tanto de distribuições fractais governadas por leis de potências (caso os dados alinhem-se segundo linhas retas), como distribuições exponenciais ou logarítmicas (no caso em que constituam linhas curvas – Gillespie *et al.* 1993).

A – Poço 8H

A quase totalidade das fraturas identificadas no poço 8H apresenta espaçamentos inferiores a 1 metro (figura 8-20a). Quando analisadas em detalhe somente as fraturas com espaçamento igual ou inferior a 1 metro (figura 8-20b), pode ser observado que, na realidade, cerca de 40% estão espaçadas entre 5 e 15 cm uma das outras.

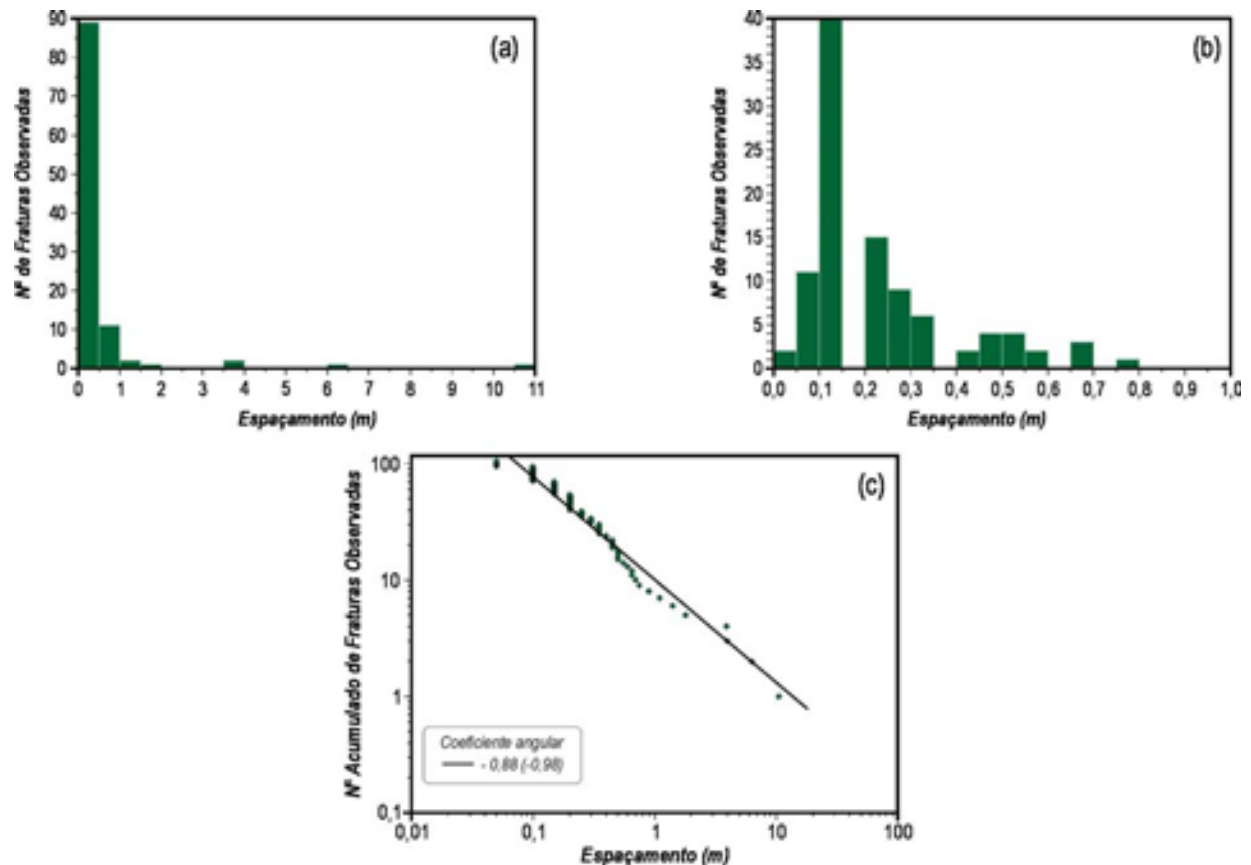


FIGURA 8-20: Espaçamento entre as fraturas para o poço 8H. Os diagramas (a) e (b) representam histogramas confrontando o espaçamento e o número de fraturas observadas para todos os dados do poço (a) e somente para fraturas com espaçamento inferior a 1 metro (b). Note em (b) que a maior parte das fraturas apresenta espaçamentos da ordem de 5 a 15 centímetros. Em (c) é confrontado o espaçamento e o número acumulado de fraturas observadas, indicando que o espaçamento das fraturas no poço 8H segue, aproximadamente, uma distribuição fractal. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.

A partir do diagrama bilogarítmico, mostrado na figura 8-20c, é constatado que o plote do espaçamento entre as fraturas define, aproximadamente, uma linha reta de coeficiente angular igual a $-0,88$, ou seja, o espaçamento obedece a uma distribuição fractal.

B – Poço 9H

A situação observada no poço 9H não se mostra muito diferente do 8H, muito embora os dados apresentados sejam mais esparsos. O espaçamento apresentado entre a maior parte das fraturas é inferior a 5 metros (figura 8-21a). No conjunto de fraturas com espaçamento inferior a 1 metro, a maioria dos planos de fraturamento (pouco mais de 65%) está espaçada a uma distância compreendida entre 20 e 30 cm (figura 8-21b), pouco maior que as fraturas analisadas para o mesmo intervalo de espaçamento dos planos.

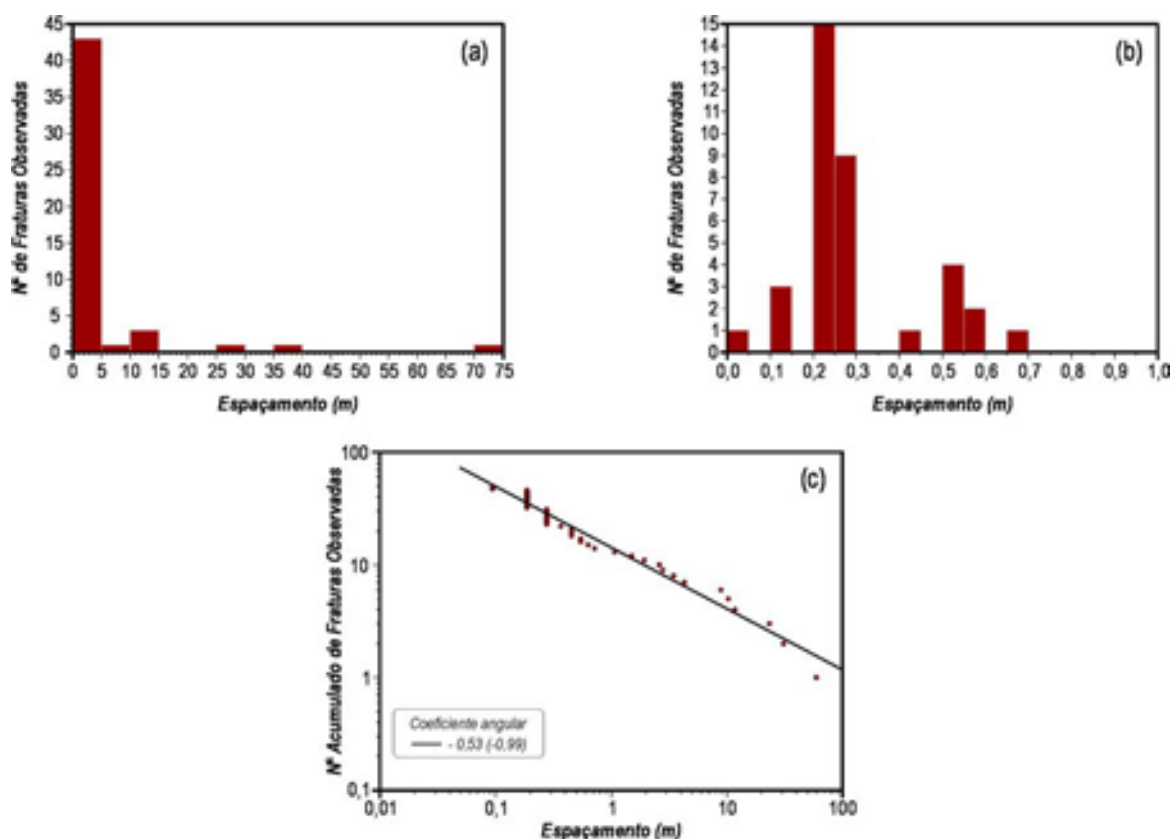


FIGURA 8-21: Espaçamento entre as fraturas para o poço 9H. Os diagramas (a) e (b) representam histogramas confrontando o espaçamento e o número de fraturas observadas para todos os dados do poço (a) e somente para fraturas com espaçamento inferior a 1 metro (b). Note em (b) que, a maior parte das fraturas apresenta espaçamentos da ordem de 20 a 30 centímetros. Em (c) é confrontado o espaçamento e o número acumulado de fraturas observadas, indicando que o espaçamento das fraturas no poço 9H obedece, aproximadamente, a uma distribuição fractal. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.

A distribuição das fraturas segundo seu espaçamento também se alinha, *grosso modo*, conforme uma reta de coeficiente angular igual a $-0,53$ (figura 8-21c), caracterizando, assim, uma distribuição fractal.

C – Poço 10H

De modo diferente dos poços anteriores, que são essencialmente horizontais, o poço 10H apresenta um trecho inicial inclinado, compreendendo os segmentos estruturais I a VI, e um trecho seguinte horizontal, que inclui os segmentos VII a XIV. Sendo assim, a análise da distribuição de espaçamento neste poço foi realizada levando em consideração este fato.

A figura 8-22 mostra a distribuição das fraturas *versus* espaçamento para o poço 10H. Levando em consideração toda a extensão do poço, a maioria das fraturas interpretadas apresenta espaçamento inferior a 2 metros (figura 8-22a). Deve ser destacado que a quantidade de fraturas no poço decresce de modo aproximadamente exponencial em função do espaçamento (figura 8-22a). Para o trecho inclinado, um comportamento similar é apresentado pelas fraturas encontradas, cuja maioria está espaçada de menos de 1 metro de distância (figura 8-22b). O trecho horizontal, por seu turno, apresenta uma distribuição um pouco diferente, na qual a queda da quantidade de fraturas não é tão acentuada como nos casos anteriores (figura 8-22c). Neste trecho do poço 10H, a maior parte das fraturas apresenta

espaçamento menor ou igual a 1,5 m (figura 8-22c). Quando o trecho horizontal é analisado em maior detalhe, considerando apenas o conjunto de fraturas com espaçamento inferior a 1 metro (figura 8-22d), é observado que a maioria delas está espaçada a distâncias compreendidas entre 5 e 30 cm. Um segundo conjunto, subordinado, apresenta espaçamento da ordem de 55 a 65 cm (figura 8-22d).

Para o perfil de imagem do poço 10H, os dados de fraturamento dispõem-se segundo uma curva com concavidade voltada para a origem dos eixos (figura 8-22e), o que indica a presença de uma distribuição exponencial. No entanto, é possível ser observado também que a curva como um todo pode ser subdividida em três trechos menores, dois dos quais comportam-se de maneira retilínea (dispostas entre os intervalos de 0,05 e 0,8 m, e 0,6 e 3,0 m), e cada qual possuindo inclinações distintas, com coeficientes angulares iguais a $-3,30$ e $-1,38$, como mostrado pelo traçado das retas de regressão linear. Neste tipo de arranjo é possível observar, então, que as fraturas interceptadas ao longo do poço podem ser subdivididas em populações que obedecem a uma distribuição fractal (figura 8-22e). Distribuições similares são observadas para os trechos inclinado e horizontal em separado (figura 8-22f,g). Para ambos os casos, é observado que o dados também se alinham segundo uma curva, denotando, pois, uma distribuição exponencial, mas que pode ser subdividida em trechos retos menores (figura 8-22f,g). As particularidades residem nas inclinações dos segmentos de reta originados: para o trecho inclinado (figura 8-22f) os segmentos possuem coeficientes angulares iguais a $-2,84$ e $-1,54$, enquanto que para o trecho horizontal (figura 8-22g) as inclinações são de $-3,15$ e $-0,74$.

Este tipo de tratamento traz então à tona a questão: populações de fraturas realmente seguem distribuições governadas por leis fractais, ou existem artefatos na análise que induzem a interferência de tais distribuições, sem que as mesmas, de fato, ocorram? É quase sempre possível subdividir uma curva em trechos que apresentam comportamento aproximadamente retilíneo. Assim sendo, em determinados casos, a atribuição de distribuições fractais a populações de fraturas deve ser feita com certa reserva e de maneira bastante criteriosa. Deve ser levada em conta uma série de fatores que possam modificar localmente o comportamento espacial das fraturas, mesmo que elas tenham sido originadas por mesmo evento de deformação, principalmente no caso de variações reológicas induzidas por mudanças de litologias ou da espessura das camadas afetadas.

8.3.4 – ORIENTAÇÃO DAS FRATURAS

De uma maneira geral, no poço 8H, as fraturas são de alto ângulo e exibem direção principal N-S a NE-SW, apresentando mergulhos que variam principalmente de moderados a elevados (50° a 90° – Anexo C). Fraturas com mergulho suave ocorrem essencialmente entre os segmentos IV e IX (Anexo C).

Para o poço 9H, as fraturas orientam-se de modo um pouco mais irregular, com segmentos apresentando um baixo número de fraturas, como o segmento I, ou mesmo sem fraturas, a exemplo do

segmento V (Anexo C). Entre II e IV ocorrem, sobretudo, fraturas de direção NNE-SSW, notadamente no segmento II (Anexo C). Vale ressaltar ainda que, no segmento IV, ocorrem algumas fraturas de direção WNW-ESE. Nos segmentos VI e VII as fraturas presentes apresentam mergulhos mais suaves e direção ENE-WSW (VI) ou WNW-ESE (VII) (Anexo C).

No poço 10H, do segmento I ao VI, as fraturas distribuem-se de modo bastante variado, estando subdivididas entre várias populações de direções NNE-SSW, N-S, NNW-SSE, ENE-WSW (principal) e WNW-ESE (figura 8-23). A partir do segmento VII as fraturas passam a assumir direções mais constantes: de NNE-SSW a NNW-SSE (com alguns máximos com direção ENE-WSW) entre os segmentos VII e X, culminando em NW-SE (com oscilações para NNW-SSE) a partir do segmento XI (figura 8-23). Os mergulhos dos planos de fraturamento variam de suaves a elevados (figura 8-23), particularmente no segmento VIII, que exibe uma alta concentração de fraturas.

A proporção em que há um avanço no caminho do poço, do topo para a base do mesmo, pode ser observado que existe uma tendência geral das fraturas variarem gradualmente sua orientação no sentido anti-horário, em especial a partir do segmento VII (Anexo C): de início, as fraturas exibem direção principal ENE-WSW, passando a NE-SW, N-S, NNW-SSE e finalmente chegando a NW-SE. Tais variações podem ser explicadas quer por uma distribuição anisotrópica natural, quer por uma amostragem seletiva. Não por coincidência, o próprio poço também mostra direção variável (tabela 8-4): dos segmentos I a VI ele possui direção NW-SE a WNW-ESE; direção aproximadamente E-W nos segmentos VII; ENE-WSW nos segmentos VIII e IX; e, finalmente, NE-SW do segmento X ao XIV. Isto demonstra que há uma tendência do poço perfurado interceptar preferencialmente aquelas fraturas que se dispõem em ângulos elevados com sua direção; isto é, como deveria ser esperado, o poço interceptou preferencialmente aquelas fraturas dispostas em alto ângulo com ele próprio, o que leva a uma segunda consideração de que, de fato, existam pelo menos dois conjuntos principais de fraturas com direções distintas que foram atravessados pelo poço, como ilustrado na figura 8-23: enquanto o trecho WNW-ESE do poço interceptou, sobretudo, aquelas fraturas de direção NNE-SSW a ENE-WSW, o segmento ENE-WSW amostrou principalmente as estruturas orientadas aproximadamente segundo NNW-SSE/NW-SE.

8.3.5 – COMPARAÇÃO E SÍNTESE DOS RESULTADOS OBTIDOS COM A ANÁLISE DOS PERFIS DE IMAGEM

A partir da análise dos perfis de imagem dos três poços horizontais estudados, é possível realizar uma interpretação integrada, de modo a confrontar as diferenças e comparar as similaridades entre cada um deles.

A densidade de fraturas interpretadas varia entre cada um dos poços, sendo notadamente maior no poço 8H do que nos demais. A diferença de densidade pode ter relação com a localização dos poços no Campo de Xaréu, assim como pode ser um reflexo de sua orientação em relação ao falhamento.

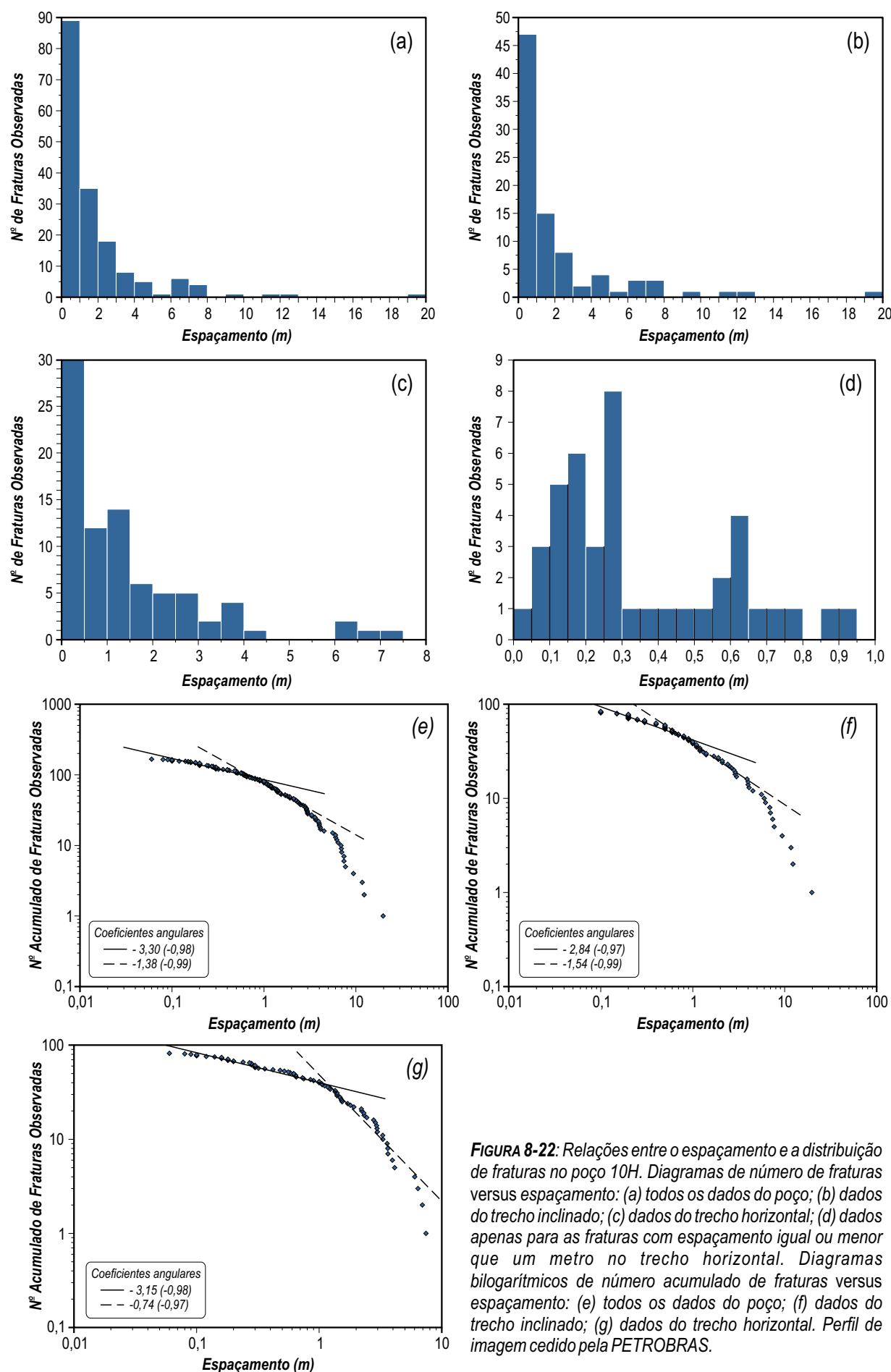


FIGURA 8-22: Relações entre o espaçamento e a distribuição de fraturas no poço 10H. Diagramas de número de fraturas versus espaçamento: (a) todos os dados do poço; (b) dados do trecho inclinado; (c) dados do trecho horizontal; (d) dados apenas para as fraturas com espaçamento igual ou menor que um metro no trecho horizontal. Diagramas bilogármticos de número acumulado de fraturas versus espaçamento: (e) todos os dados do poço; (f) dados do trecho inclinado; (g) dados do trecho horizontal. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.

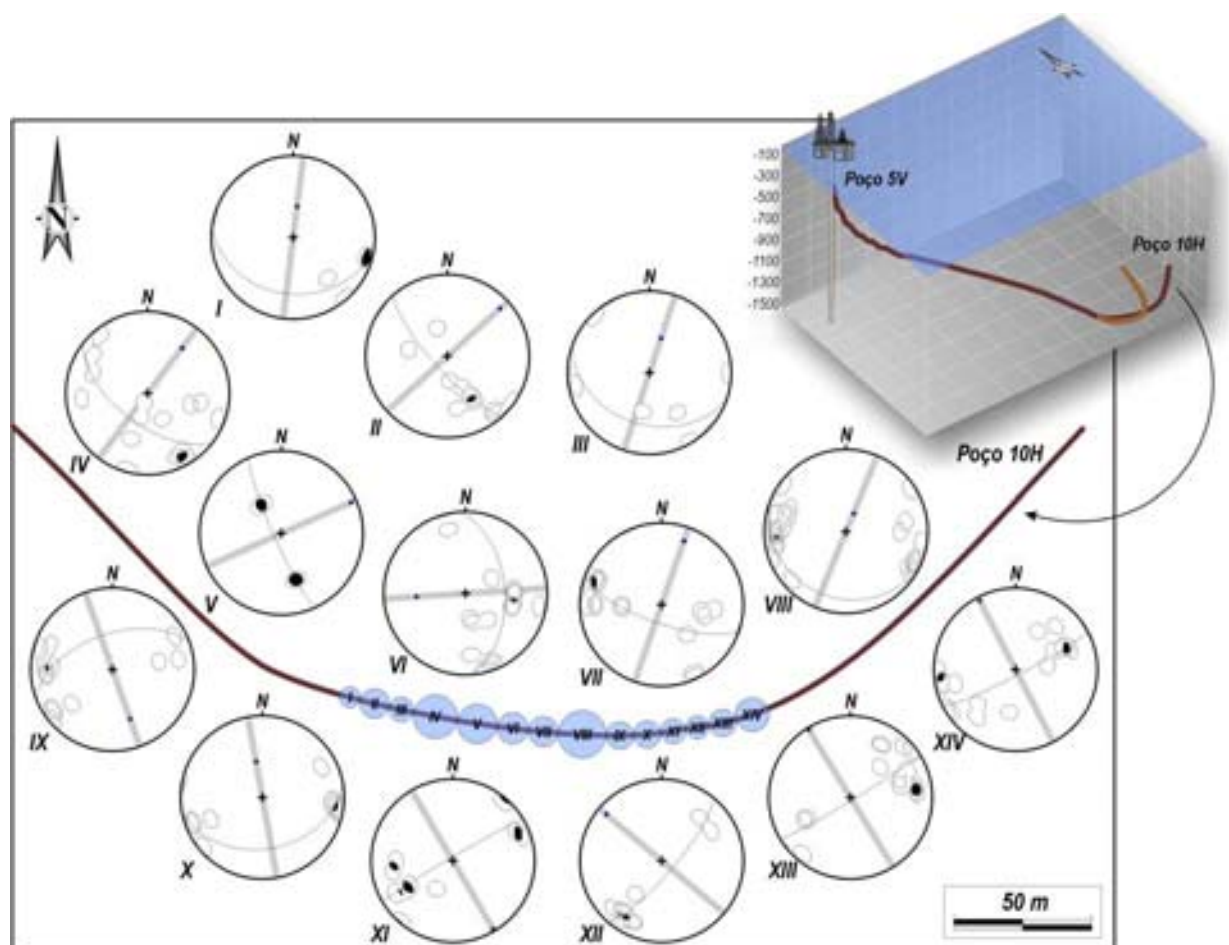


FIGURA 8-23: Trajetória do poço 10H e a divisão em segmentos estruturais. Para os segmentos I a XIV são mostrados os respectivos estereogramas de Schmidt (hemisfério inferior) com o contorno (1% de área) para os pólos das fraturas interpretadas por meio do perfil de imagem. As barras em cinza indicam a direção média das fraturas determinada a partir das guirlandas (traços ciclográficos). Os pontos em azul correspondem aos pólos das guirlandas. Discussões no texto. Perfil de imagem cedido pela PETROBRAS.

Os poços 8H e 9H foram perfurados na região noroeste do Campo de Xaréu (figura 8-4). A orientação do poço 8H é essencialmente NW-SE (tabela 8-2), enquanto que o poço 9H, perfurado nas proximidades do anterior, possui direção oscilando entre NNW-SSE e NNE-SSW (tabela 8-3). Já o poço 10H, que foi perfurado na região central do Campo (figura 8-4), possui orientação variável ao longo de sua trajetória, iniciando com WNW-ESE, passando por E-W e ENE-WSW e culminando com NE-SW (tabela 8-4). Com base na premissa de que as linhas de varredura (que, no caso, são os poços estudados) amostrarão, preferencialmente, aquelas fraturas dispostas em maior ângulo com relação à sua direção (figura 8-2), duas conclusões podem ser tiradas desta análise: (i) a quantidade de fraturas interceptadas pode ter sido influenciada pela localização dos poços no Campo. Os poços 8H e 9H poderiam estar localizados em uma região mais estruturada do Campo, apresentando uma maior quantidade de falhas, principalmente subsísmicas; e (ii) a orientação do poço também deve ter influenciado na densidade de fraturas atravessadas e detectadas pela perfilagem, uma vez que, a despeito de estarem localizados na mesma região, os poços 8H e 9H apresentam diferenças significativas na densidade de fraturas.

Perfurações com direção NW-SE (como o poço 8H) provavelmente interceptam melhor as fraturas, ao menos na porção do Campo de Xaréu em que o poço 8H está localizado. Neste caso, as fraturas amostradas teriam, preferencialmente, direção NE-SW. Por outro lado, poços com orientação aproximada N-S (a exemplo do 9H) interceptariam principalmente fraturas de direção E-W que, no caso em lide, praticamente não são conhecidas dos dados de poços. O poço 10H estaria localizado em uma região naturalmente com baixa concentração de fraturas, uma vez que, embora a orientação do poço varie, não foram observados aumentos relevantes na densidade destas estruturas, sobretudo quando comparados com os altos valores de densidade de fraturas (ρ_f) apresentados pelo poço 8H.

Particularmente no caso do poço 8H, em que um trecho foi tanto perfilado como testemunhado, é possível comparar os resultados obtidos por ambos os métodos. Inicialmente pode ser observado que os três testemunhos do poço 8H foram amostrados no intervalo correspondente aos segmentos IV a VI do perfil de imagem do mesmo poço. Confrontando as tabelas 8-1 e 8-2, é possível observar que existe uma importante discrepância na quantidade de fraturas interpretadas pelo perfil de imagem e aquelas descritas nos testemunhos do poço 8H: o perfil de imagem reconheceu mais do que o dobro de fraturas identificadas nos testemunhos (respectivamente 44 e 20 fraturas).

Enquanto que a maioria das fraturas observadas no perfil de imagem é de caráter condutivo, isto é, estruturas abertas que permitiram a infiltração do fluido de perfuração empregado na perfilagem, nos testemunhos foi constatado que a maior parte das fraturas correspondem, na verdade, a falhas normais (algumas poucas falhas inversas) com uma espessura muito pouco expressiva ou, geralmente, apresentando-se fechadas. Tal observação leva a uma certa incongruência entre os dois métodos de obtenção de dados de fraturamento no poço 8H: o método direto (testemunhos) amostrou uma quantidade consideravelmente menor de fraturas que o indireto (FMI). Uma explicação poderia residir na diferença de área amostrada, pois o diâmetro perfilado pode ser quase duas vezes maior que o testemunhado. Sendo assim, é possível que, ao nível do diâmetro do poço testemunhado, muitas das fraturas (das que estão presentes no perfil de imagem) não tenham sido interceptadas. Esta hipótese explicaria a interceptação de uma quantidade menor de fraturas, mas não o fato de que nos testemunhos foram identificadas muito poucas fraturas abertas, que teriam um comportamento condutivo. Neste caso pode ser levantada a tese de que o perfil de imagem identificou “*é ventos*” que de fato não se tratam de fraturas que, todavia, foram interpretados como tal após o processamento dos dados. Qualquer que seja a explicação deve ser ressaltado que, embora seja uma ferramenta poderosa, os perfis de imagem não devem ser encarados como uma panacéia, pois, como qualquer método indireto de obtenção de dados, artefatos podem estar presentes, prejudicando a interpretação dos resultados obtidos.

8.4 – ANÁLISE INTEGRADA DOS DADOS DE PERFIS DE IMAGEM E DE TESTEMUNHOS

A caracterização estrutural em meso e microescalas possibilitou o reconhecimento de uma série de estruturas (fraturamentos) presentes no Campo de Xaréu, originados durante (pelo menos) duas fases de deformação principais, como caracterizado por meio dos dados de testemunhos. A caracterização estrutural completa destes fraturamentos, o que envolve estilo, cinemática, orientação e idade, pode servir de subsídio para a definição de atributos similares para as principais falhas que estruturam o Campo, sobretudo quanto à sua cinemática e, conseqüentemente, sentido de transporte tectônico predominante.

A partir dos perfis de imagem, porém, esta caracterização pode ser feita apenas de modo parcial, devido às limitações intrínsecas à própria perfilagem: neste tipo de ferramenta é muito difícil ou mesmo impossível definir estilo, idade e tipo de preenchimento das fraturas, atributos que são cruciais para a caracterização estrutural.

Assim sendo, a comparação entre os dados de testemunhos e de perfis de imagem somente pode ser feita de maneira tentativa. Exceção deve ser feita ao poço 8H, pois, este é o único que possui testemunhos e um perfil de imagem, ambos obtidos em um mesmo trecho do poço. Ainda assim, como a escala de amostragem de ambas as ferramentas é bastante diferente (detalhes menores que um centímetro podem ser observados nos testemunhos, enquanto que no perfil de imagem a escala de apresentação é de 1:40, o que possibilita visualizar, no máximo, detalhes maiores que quatro ou cinco centímetros), a segurança das correlações fica prejudicada.

De uma maneira geral, os perfis de imagem demonstraram que as fraturas no Campo de Xaréu possuem direções principais NE-SW, N-S e NW-SE. Nos testemunhos, a maior parte das fraturas abertas identificadas pertence ao conjunto de estruturas D₂, cuja idade é atribuída ao Neógeno (em parte por indicarem deformação pós-litificação); estas fraturas possuem direções principais N-S e NW-SE, ou seja, são similares à dos perfis de imagem, mas, em vários casos, apresentam mergulhos mais suaves. A maior quantidade de fraturas D₂ de mergulho baixo, nos testemunhos, pode ser atribuída, uma vez mais, à amostragem seletiva, de vez que os poços testemunhados são estritamente verticais. Os poços perfilados, que são subhorizontais, interceptarão sobretudo as fraturas subverticais. Deste modo, é possível que a maior parte das fraturas identificadas nos perfis de imagem corresponda às estruturas D₂ dos testemunhos, embora a limitação imposta pela perfilagem não possibilite extrair interpretações mais detalhadas.

Como a maior parte das fraturas interpretadas nos perfis de imagem corresponde a fraturas condutivas, ou seja, fraturas abertas que permitiram a infiltração da lama de perfuração e, nos testemunhos, são as estruturas D₂ que apresentam estas características (juntas distensionais abertas, localmente impregnadas por óleo), a correlação torna-se mais segura. Juntas distensionais relacionadas às estruturas D₁ estão caracteristicamente preenchidas por veios de calcita. Neste caso, os veios

apareceriam nos perfis de imagem como fraturas não-condutivas, que são de número consideravelmente mais reduzido.

CAPÍTULO 9

Balanceamento de Seções Estruturais do Campo de Xaréu

O balanceamento de seções geológicas transversais constitui uma ferramenta bastante poderosa para complementar a descrição e interpretação de estruturas tectônicas, especialmente no tocante a falhas e dobras. A técnica permite quantificar a deformação em uma determinada região (como em bacias sedimentares, por exemplo), complementando a compreensão quanto a sua evolução tectônica, fato que é de grande valia exploratória. Embora seja mais usual aplicar o balanceamento a seções, também é possível utilizá-lo em mapas estruturais (em ambos os casos trabalha-se em duas dimensões), ou, ainda, em um ambiente tridimensional, empregando dados provindos de levantamentos sísmicos 3D, ou da interpolação, através de várias seções 2D, de falhas e horizontes. O propósito básico da técnica de balanceamento de seções geológicas é o de testar a confiabilidade geométrica de uma interpretação tectono-estratigráfica, de modo a validar (ou não) sua configuração final. As transformações mais simples do procedimento podem ser efetuadas manualmente; no entanto, em situações mais complexas que necessitem, por exemplo, a descompactação de pacotes sedimentares ou compensações isostáticas, é preciso lançar mão de programas computacionais baseados em algoritmos específicos.

Embora seja uma ferramenta de importante aplicação, o balanceamento de seções geológicas é relativamente pouco difundido no Brasil fora da chamada "Indústria do Petróleo", que concentra a quase totalidade dos trabalhos até então desenvolvidos neste tema. A técnica tem sido utilizada particularmente por geólogos e geofísicos da PETROBRAS, onde é divulgada por meio de relatórios e informativos internos à empresa (Azambuja & Rostirolla 1992 e Galvão 1993, por exemplo). Muito poucos são os trabalhos disponibilizados ao domínio público (Rostirolla & Galvão 1995 e Fernandes *et al.* 1996). Apenas recentemente a ferramenta teve seu emprego demonstrado no âmbito de universidades públicas no País, por meio de algumas poucas dissertações de mestrado (Peraro 1998; Fernandes 2001), também desenvolvidas por profissionais da PETROBRAS. Tal fato pode ser explicado graças ao tipo e à disponibilidade dos dados interpretados no Brasil, de modo que: (i) em contraste ao Canadá, Estados Unidos e a alguns países da Europa, o Brasil não possui exposições verticais importantes de estruturas contracionais, a partir das quais a maior parte das teorias envolvendo o balanceamento de seções foi originalmente desenvolvida; (ii) as seções sísmicas, de onde provêm os melhores dados em profundidade das bacias sedimentares brasileiras, eram, até recentemente, de uso restrito e confidencial de empresas

petrolíferas; e (iii) os programas computacionais disponíveis para o balanceamento de seções geológicas são de custo elevado, o que está fora das capacidades orçamentárias da maioria das universidades públicas brasileiras.

Na presente Tese, quatro linhas sísmicas transversais do Campo de Xaréu (figura 9-1), reprocessadas em profundidade pela PETROBRAS UN-RN/CE, foram submetidas ao balanceamento de seções, que objetivou a reconstrução, no decorrer do tempo geológico, das principais etapas de deformação e sedimentação no Campo. Durante a modelagem, optou-se por efetuar a restauração das seções em seu comprimento total e não apenas aquele efetivamente restrito à área do Campo de Xaréu, a fim de que fosse possível determinar, de modo mais confiável, a seqüência evolutiva em escala regional eliminando (ou, pelo menos, abrandando) os efeitos de borda que poderiam comprometer a modelagem.

O balanceamento das quatro seções foi realizado com o programa 2DMove, versão 3.1c para plataforma Windows, desenvolvido pela Midland Valley Ltd. Neste programa, além dos algoritmos responsáveis pela restauração dos efeitos induzidos pelos falhamentos, estão incluídas rotinas que permitem a conversão tempo-profundidade das seções, descompactação/compactação de pacotes sedimentares e compensação isostática.

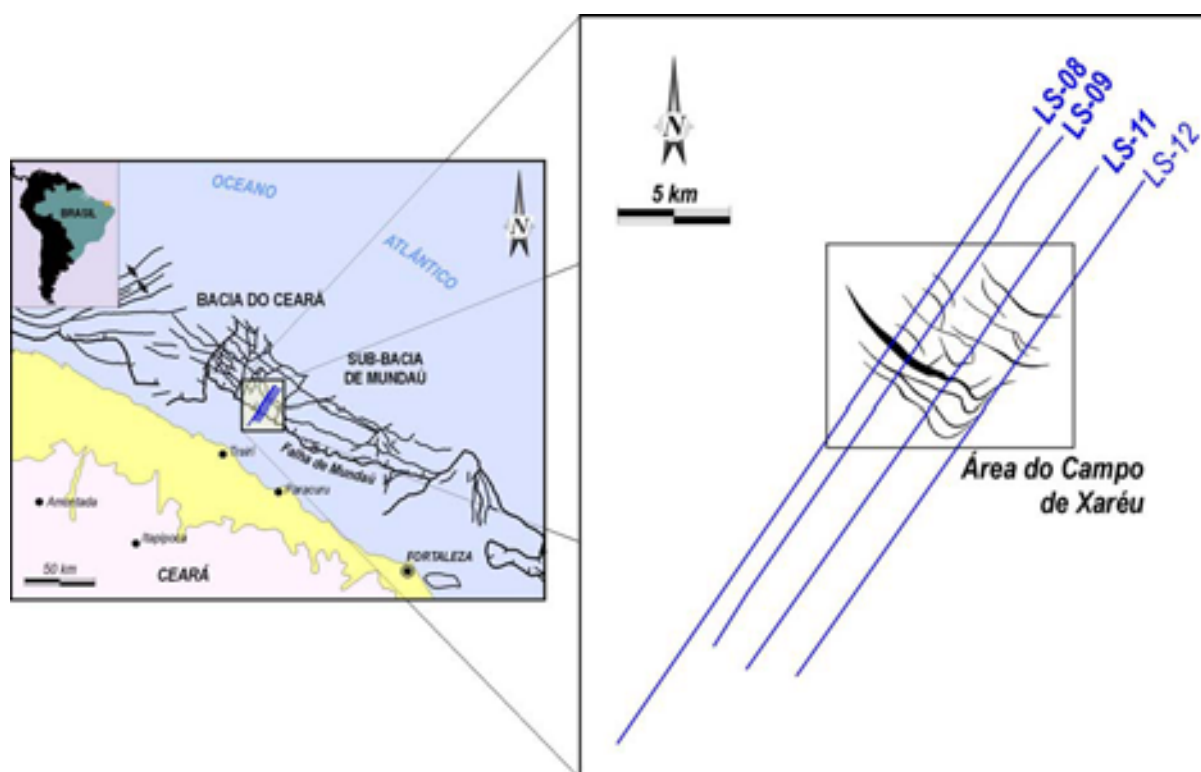


FIGURA 9-1: Mapa de disposição das linhas sísmicas empregadas durante o balanceamento 2D. Arcabouço estrutural da Bacia do Ceará compilado de Zalán (1985), Castro (1992), PETROBRAS (1996) e Matos et al. (1996).

9.1 – A TEORIA DO BALANCEAMENTO APLICADA A SEÇÕES ESTRUTURAIS

Uma vez que os resultados obtidos a partir dos dados estruturais são normalmente incompletos e podem até mesmo ser, em parte, contraditórios, a interpretação final de vários modelos deve ser testada

para sua validação. Uma ferramenta poderosa e independente para este teste de validade é a restauração de camadas deformadas à sua configuração original (Marshak & Woodward 1988; Groshong 1999). As camadas restauráveis que tenham sido afetadas por uma estrutura (falha, dobra) podem ser retornadas a sua geometria original por um encaixe perfeito (ou quase perfeito) de todos os seus segmentos, até sua situação pré-deformacional correta, ou seja, a restauração é um teste fundamental para a avaliação da consistência interna de uma interpretação: uma estrutura restaurável é internamente consistente e, portanto, é uma interpretação topologicamente possível (Groshong 1999).

Na prática, a técnica de restauração é baseada em um *modelo cinemático* que norteia a evolução geométrica de uma estrutura. Um mapa ou seção geologicamente válidos, usualmente podem ser restaurados segundo fluxogramas baseados em mais de um modelo cinemático. Assim, a aplicação de rotinas de restauração diferentes culminará com a definição de geometrias pré-deformação diversas. Disto conclui-se que uma dada rotina de restauração não conduz, necessariamente, à verdadeira situação não-deformada das camadas (Groshong 1999), mas sim a uma disposição geologicamente possível.

Uma das principais premissas na escolha de seções a serem restauradas é que sua orientação deva ser paralela à direção de transporte principal da estrutura (o conceito de *deformação plana*¹), ou seja, o transporte tectônico deve ser aproximadamente constante nas imediações da seção (Elliott 1983; Woodcock & Fischer 1986). A restauração de seções que cruzem falhas de transporte oblíquo provavelmente resultará em descontinuidades estruturais ou estratigráficas ao longo da falha. Seções geológicas oblíquas à direção de transporte principal têm o mesmo significado de uma seção com exagero vertical ou horizontal (Groshong 1999): tanto o exagero como a obliquidade podem ser removidos pela projeção da seção até a direção de transporte verdadeira.

Se uma seção ou mapa podem ser **restaurados** à sua configuração pré-deformacional original, então eles são ditos viáveis, ainda que sua geometria final possa não ser geologicamente admissível. Seções geológicas ou mapas **balanceados** são tanto viáveis quanto admissíveis, sendo singularizados pela manutenção de área após a restauração. Em muitos casos, esta observação pode ser extrapolada para a terceira dimensão, uma vez que em muitos casos, há pouca ou nenhuma deformação na direção (azimute) da falha ou do eixo de dobramento, implicando em que, na prática, a terceira dimensão possa ser, freqüentemente, ignorada e que a constância de área também possa ser entendida como a inalterabilidade de volume (Groshong 1999). Adicionalmente, para obtenção de uma seção ou mapa geológicos balanceados, uma série de considerações deve ser atendida, tais como: (i) a conservação e balanço de área e do comprimento das camadas; (ii) a existência de falhas com uma geometria admissível; e (iii) a consideração dos efeitos da compactação e, se (ou quando) possível, da isostasia.

(1) Geralmente a deformação é descrita em três dimensões, uma vez que o tamanho e a forma são características tridimensionais de um corpo. Entretanto, na maior parte das vezes, a deformação tridimensional pode ser reduzida a duas dimensões, denominada de *deformação plana*, que descreve apenas as mudanças em um plano com orientação dada através do corpo, não havendo qualquer transformação na direção da normal a este plano (Twiss & Moores 1992).

O balanceamento de seções geológicas foi originalmente desenvolvido para a aplicação em cinturões de empurrões, onde o estilo estrutural desenvolvido é bem estudado e nos quais a deformação é confinada a camadas rochosas geralmente alicerçadas em superfícies de descolamento (Elliott & Johnson 1980 *apud* Marshak & Woodward 1988), resultando em encurtamento horizontal apreciável. Deste modo, a maior parte dos modelos cinemáticos foi desenvolvida para a resolução de problemas nestes ambientes. Em regiões que experimentaram distensão, alguns conceitos originalmente desenvolvidos para o balanceamento de seções com estruturas contracionais, podem ser, *a priori*, igualmente aplicados (Gibbs 1983), tendo provado-se úteis em bacias-rifte e de margens continentais passivas (Groshong 1989; Rowan & Kligfield 1989; Rostirolla & Galvão 1995; Peraro 1998; Fernandes 2001; Nemčok *et al.* 2001).

Em contraste aos ambientes contracionais, onde a maior parte das seções provém de dados coletados em campo, as informações disponíveis para os ambientes distensionais derivam, em geral, de seções sísmicas. Quando aplicado a feições distensionais, como blocos falhados rotacionados, falhas lítricas e estruturas halocinéticas, o balanceamento tem se mostrado bastante poderoso na avaliação de interpretações sísmicas, permitindo delinear mais precisamente a geometria de reservatórios e auxiliando na análise das etapas de migração e aprisionamento de hidrocarbonetos (Rowan & Kligfield 1989).

9.2 – MODELOS CINEMÁTICOS E A RESTAURAÇÃO DE SEÇÕES EM REGIME DISTENSIONAL

O conhecimento da resposta das rochas à distensão é relativamente escasso (quando comparado a regimes contracionais) e vários são os estilos estruturais definidos e empregados em diferentes situações. No estilo dominó ocorre rotação rígida dos blocos limitados pelas falhas. Neste caso, os blocos do teto das falhas sofrem muito pouca (ou mesmo nenhuma) deformação interna. Já em áreas onde a deformação é acomodada por falhas lítricas, o colapso das camadas no bloco baixo resulta na formação do anticlinal *rollover*, que pode ser acomodado por deslizamento flexural (Suppe 1983), cisalhamento simples ao longo de falhas antitéticas (Gibbs 1983), falhamentos antitéticos e sintéticos (White *et al.* 1986) e fluxo dúctil de sedimentos (Rostirolla & Galvão 1995), dentre outros.

A relação geométrica entre a superfície de falha lítrica e a forma do dobramento associado depende do *mecanismo de deformação*² (que pode ser entendido, *grosso modo*, como o modelo cinemático) atuante no bloco do teto da falha (Dula 1991). No decorrer do tempo, a evolução de uma estrutura pode ser guiada pela permuta entre diferentes mecanismos de deformação, por seu turno conduzida por mudanças nas propriedades mecânicas das rochas graças ao soterramento e ao progresso da deformação, tendo como resultado a formação de estruturas complexas, que não são facilmente simuladas por modelagens que admitam um único modelo cinemático (Rostirolla & Galvão 1995).

(2) Cabe ressaltar que o termo "mecanismo de deformação" é aqui aplicado com uma conotação mais genérica, não devendo ser confundido com a denominação *strictu sensu* originalmente empregada na análise microtectônica de estruturas.

Vários são os modelos cinemáticos desenvolvidos para a restauração de falhamentos normais e de estruturas relacionadas, sendo os mais comuns: (i) o método do comprimento da camada (Davison 1986) ou *fault-bend-fold* (Suppe 1983); (ii) a rotação de blocos rígidos (Moretti *et al.* 1988); (iii) cisalhamentos vertical (Gibbs 1983) e inclinado (White *et al.* 1986); e (iv) fluxo paralelo à falha (Egan *et al.* 1996).

O método de restauração mantendo o comprimento da camada constante assume que a deformação no bloco baixo seja acompanhada por deslizamento flexural ao longo do acamamento, que funciona como superfícies de escorregamento onde é mínima a deformação intraestratal (figura 9-2a). A conservação do comprimento da camada é uma forte ferramenta para a restauração de seções geológicas contendo estruturas compressivas e tem sido aplicada à distensão com razoável sucesso (Suppe 1983; Davison 1986; Rowan & Kligfield 1989).

Se toda a deformação no bloco baixo for promovida pelo deslocamento de blocos rígidos, então a seção pode ser restaurada por translação e rotação destes blocos. A restauração por rotação de blocos rígidos preserva os comprimentos e ângulos originais internos, sendo aplicável a seções falhadas que consistem de blocos indeformados, comumente encontradas em estilos estruturais do tipo dominó, não sendo aplicável a dobramentos (Groshong 1999).

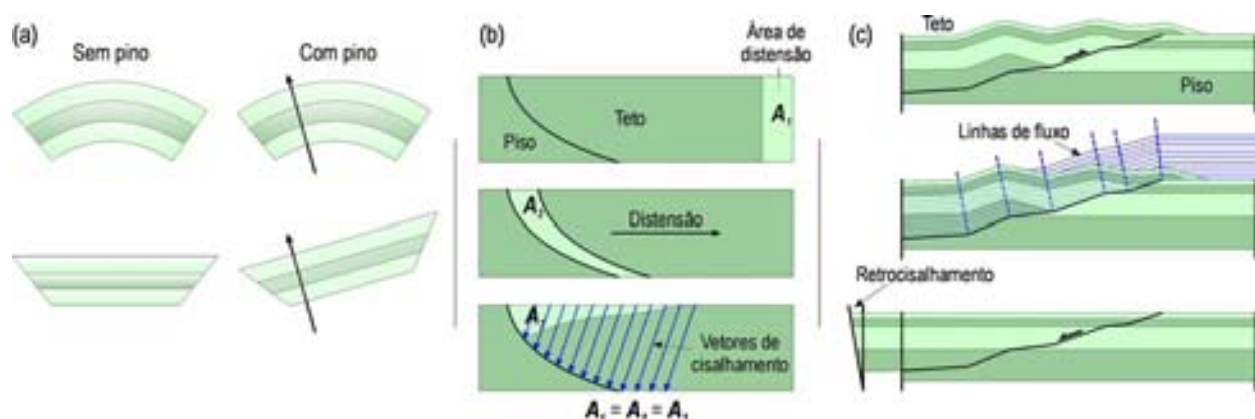


FIGURA 9-2: Métodos de restauração de seções em ambientes distensionais. (a) comprimento de camada; (b) cisalhamento inclinado; (c) fluxo paralelo à falha.

Em falhas lítricas, o colapso do bloco baixo pode ser idealizado por deslocamentos lineares homogêneos ao longo de planos de escorregamento verticais ou inclinados (sintéticos ou antitéticos), segundo um ângulo α , em relação ao qual uma série de pontos localizados no bloco baixo são transladados paralelamente à linha de mergulho regional (figura 9-2b). Excetuando a restauração de seções geradas a partir de modelagem de caixa-de-areia, dificilmente o verdadeiro ângulo de cisalhamento é conhecido de situações reais, sendo necessário estimá-lo pela observação de estruturas de menor porte (como falhas antitéticas – veja discussões na Seção 7.1, Capítulo 7) e pelo mergulho da falha principal (Rostirolla & Galvão 1995); a assertiva de cisalhamento inclinado é, pois, uma simplificação

de deformações mais complexas. É possível que o valor do ângulo de cisalhamento varie temporal e espacialmente no bloco do teto da falha, à proporção em que as propriedades mecânicas do material e a quantidade e orientação de falhas subsidiárias também mudem (Rostirolla & Galvão 1995).

O método de fluxo paralelo à falha consiste no deslocamento de pontos materiais no bloco falhado ao longo de linhas paralelas à falha principal (figura 9-2c). Em lugar de considerar-se que as trajetórias de deslocamento sejam paralelas ao longo de uma coluna vertical no bloco baixo, o modelo toma como premissa que os mergulhos das trajetórias de deslocamentos individuais decresçam com a profundidade. Vetores de deslocamento medidos ao longo das linhas de escorregamento são paralelos apenas em blocos orientados perpendicularmente aos segmentos de mesmo mergulho da falha principal.

9.3 – MÉTODO DE TRABALHO

O programa 2DMove possui em sua estrutura cinco algoritmos baseados nos modelos cinemáticos mais comuns, agrupados em ferramentas de desdobramento de camadas (que inclui os modelos de restauração de comprimento de linha, deslizamento flexural e restauração para um alvo) e de movimento sobre falhas (englobando o cisalhamento inclinado e o fluxo paralelo à falha). Além disto, a rotina de descompactação/compactação está também incorporada ao programa, a qual permite associar os estratos interpretados a uma base de dados contendo seus atributos petrofísicos mais pertinentes (porosidade na superfície, constante de compressibilidade e densidade), a serem levados em conta durante o processo.

O fluxograma seguido durante o balanceamento (figura 9-3) envolveu duas etapas principais: o seu condicionamento inicial e a restauração das seções propriamente dita.

O condicionamento das seções visa à redução de artefatos e ruídos que possam afetar negativamente a modelagem, produzidos durante a exportação das seções a partir do programa de interpretação sísmica. O condicionamento compreendeu:

- (i) Inserção de "postes" nas extremidades das seções para limitá-las a um comprimento finito;
- (ii) Suavização automática de picos de horizontes muito ruidosos;
- (iii) Junção de horizontes segmentados, desde que não cortados por falhas;
- (iv) Extensão das extremidades de horizontes para atingir uma falha e/ou um poste mais próximo;
- (v) Reamostragem dos nós dos horizontes, procurando obter uma distribuição regular dos mesmos.

Após o condicionamento (figura 9-3), procede-se com a restauração propriamente dita, que obedeceu a seguinte seqüência:

- (i) Descompactação de horizontes não-deformados;
- (ii) Recomposição de horizontes erodidos, quando necessário;
- (iii) Reconstrução de falhas, quando necessário;

(iv) Restauração dos horizontes falhados.

O processo segue até que toda a seção esteja balanceada. Em alguns casos, após a descompactação ou a restauração de um horizonte, foi necessário efetuar um novo condicionamento da seção (figura 9-3).



FIGURA 9-3: Fluxograma seguido durante o balanceamento de seções do Campo de Xaréu.

Para a quantificação da deformação induzida pelos falhamentos nas seções balanceadas foram considerados o fator de estiramento (s') e a elongação (e'), cujos cálculos obedecem às equações 9-1 e 9-2:

$$s' = \frac{l_1'}{l_0'} \quad (9-1),$$

$$e' = \frac{l_1' - l_0'}{l_0'} \quad (9-2),$$

onde l_0' é o comprimento da seção antes da deformação e l_1' é o comprimento após ser deformada. O fator de estiramento é uma grandeza adimensional e sempre positiva: valores de s' menores que 1,

indicam encurtamento, enquanto que valores superiores a 1 denotam estiramento. A elongação, por sua vez, também é uma grandeza adimensional (normalmente dada em porcentagem) podendo ser, no entanto, positiva, quando denota estiramento, ou negativa, quando ocorre encurtamento.

9.4 – RESULTADOS DO BALANCEAMENTO 2D PARA O CAMPO DE XARÉU

Quatro seções geológicas, construídas a partir da interpretação de seções sísmicas (convertidas em profundidade), foram empregadas no balanceamento. Em duas das seções utilizadas (LS-11 e LS-12) é observada a típica geometria em rampa-patamar-rampa da Falha de Mundaú (especialmente na seção LS-11), com um leque lístrico distensional, sintético, subordinado (figura 9-4). Nas seções LS-08 e LS-09, a Falha de Mundaú possui um perfil essencialmente lístrico; além disto, estas seções são caracterizadas pela presença de falhas normais antitéticas (figura 9-4).

Uma vez que falhas lístricas estão presentes em todas as seções modeladas, o cisalhamento inclinado foi o mecanismo de restauração utilizado em todas as etapas que envolveram falhamentos.

9.4.1 – O BALANCEAMENTO DAS SEÇÕES LS-11 E LS-12

As seções LS-11 e LS-12 obedeceram basicamente à mesma rotina de restauração; como consequência, os resultados obtidos para ambas foram bastante semelhantes (figuras 9-5 e 9-6).

A etapa 1 corresponde à situação atual da seção. A etapa 2 compreendeu a descompactação das seqüências pertencentes aos membros Itapagé e Uruburetama, e às formações Paracuru e Mundaú, após a retirada da Formação Tibau/Guamaré. Na etapa 3 foi realizada a descompactação do Membro Uruburetama e das formações Paracuru e Mundaú, depois de retirado o pacote sedimentar correlativo ao Membro Itapagé. Na etapa 4a foi realizada a descompactação das formações Paracuru e Mundaú em seguida à retirada do Membro Uruburetama. A restauração do topo da Formação Paracuru, retirando o efeito dos falhamentos que a afetaram, foi realizada na etapa 4b. A descompactação da Formação Mundaú, em virtude da retirada da Formação Paracuru, foi efetivada durante a etapa 5a, enquanto que a restauração do topo da Formação Mundaú pode ser observada na etapa 5b. A etapa 6 compreendeu a restauração do topo do “*embasamento*”³ e foi subdividida nas etapas 6a, na qual restaurado somente o deslocamento correspondente às falhas localizadas a NE da Falha de Mundaú, e 6b, quando foi retirado o efeito da Falha de Mundaú, restando o topo do “*embasamento*” depois de realizada toda a restauração.

(3) O vocábulo *embasamento* é aqui empregado essencialmente para definir um conjunto de rochas sobre as quais foram depositadas a Formação Mundaú e as seqüências sedimentares sobrepostas da Bacia do Ceará, sem que, necessariamente, esteja intrínseca a conotação de substrato cristalino pré-cambriano. Assim sendo, o termo é utilizado entre aspas e pode incluir, além de prováveis rochas cristalinas, seqüências pré-rifte triássico-jurássicas ou paleozóicas. Para mais detalhes, vide também a Seção 6.2.1 no Capítulo 6 desta Tese.

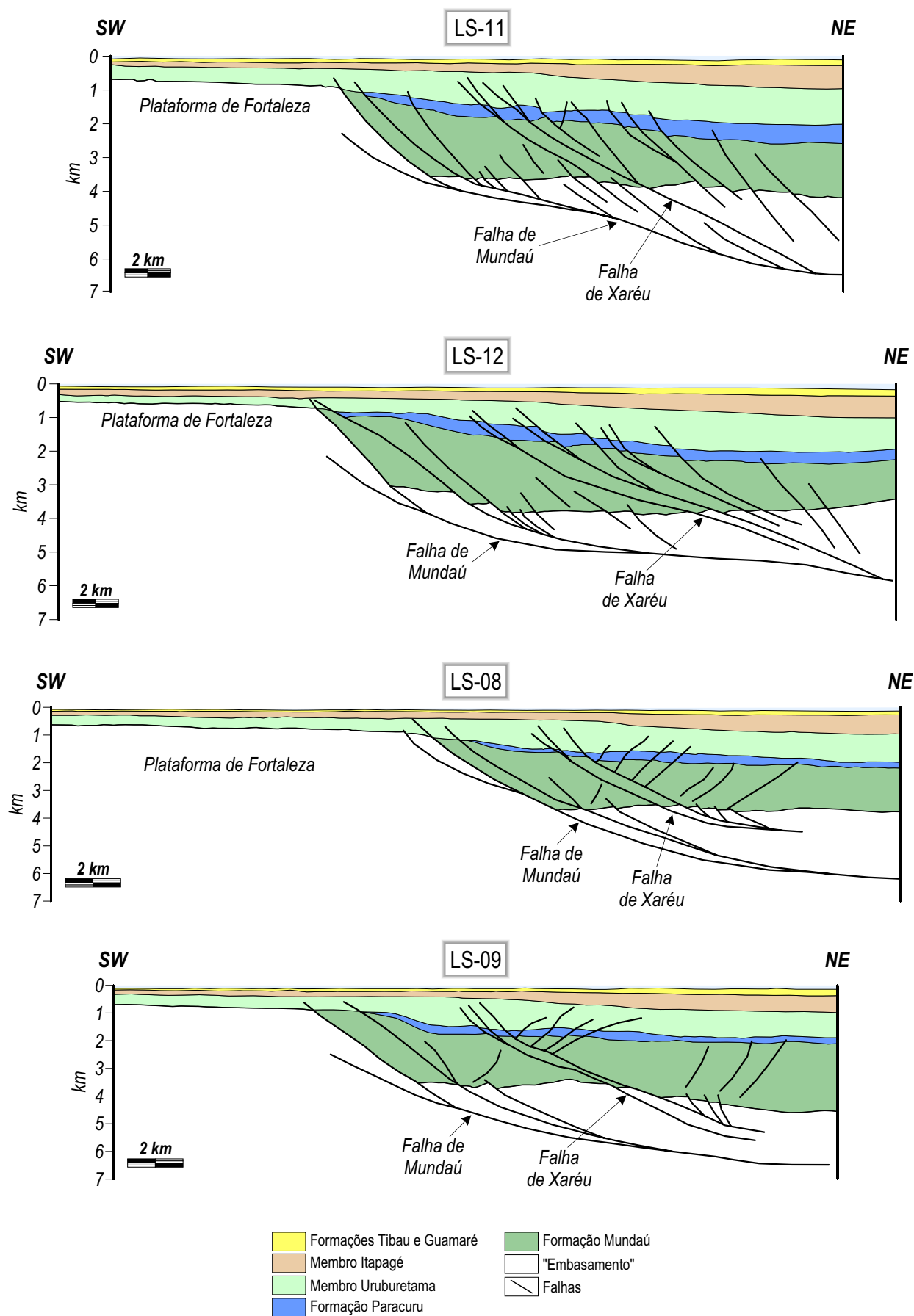


Figura 9-4: Seções geológicas do Campo de Xaréu (área delimitada pelo quadro azul) utilizadas no balanceamento 2D. As seções empregadas foram reprocessadas a partir de suas originais em tempo pela PETROBRAS objetivando a conversão em profundidade. Localização das seções na figura 9-1.

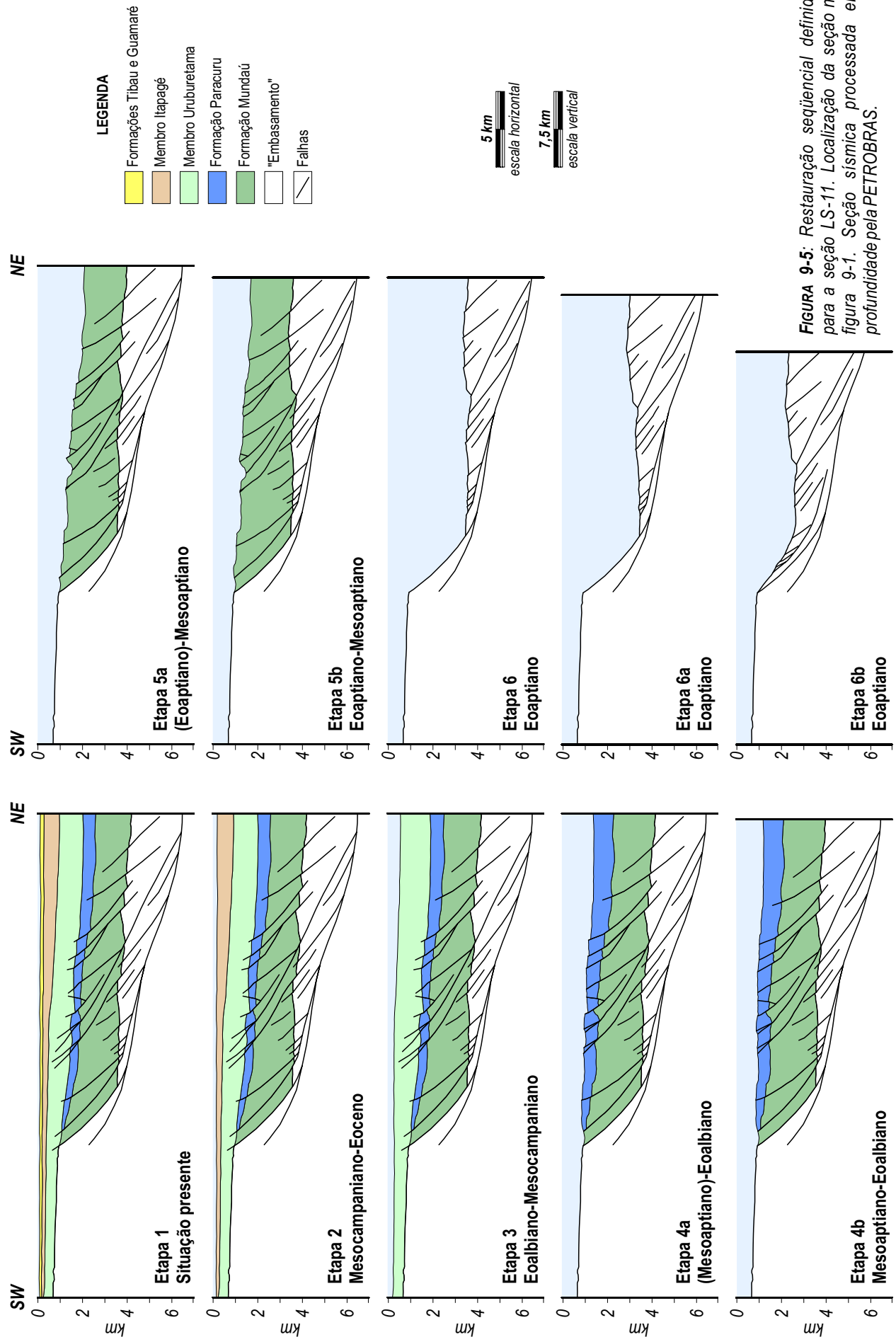
Nestas seções, as falhas afetam os pacotes correspondentes ao Membro Uruburetama, às formações Paracuru e Mundaú, e ao “êmbasamento” (figura 9-4). Em contraste, as formações Tibau/Guamaré e o Membro Itapagé não apresentam indícios de deformação (figura 9-4). Assim sendo, as etapas iniciais do balanceamento foram caracterizadas pela retirada dos pacotes das formações Tibau/Guamaré (etapa 2) e do Membro Itapagé (etapa 3), com a subsequente descompactação das unidades remanescentes (figuras 9-5 e 9-6). Embora a seção correlativa ao Membro Uruburetama seja afetada por falhas, não foi necessário realizar a sua restauração, uma vez que os falhamentos não chegam a estruturar o topo da seqüência. Por conseguinte, foi efetuada a retirada dos pacotes sedimentares do Membro Uruburetama, seguida da descompactação das unidades sotopostas (etapa 4a – figuras 9-5 e 9-6).

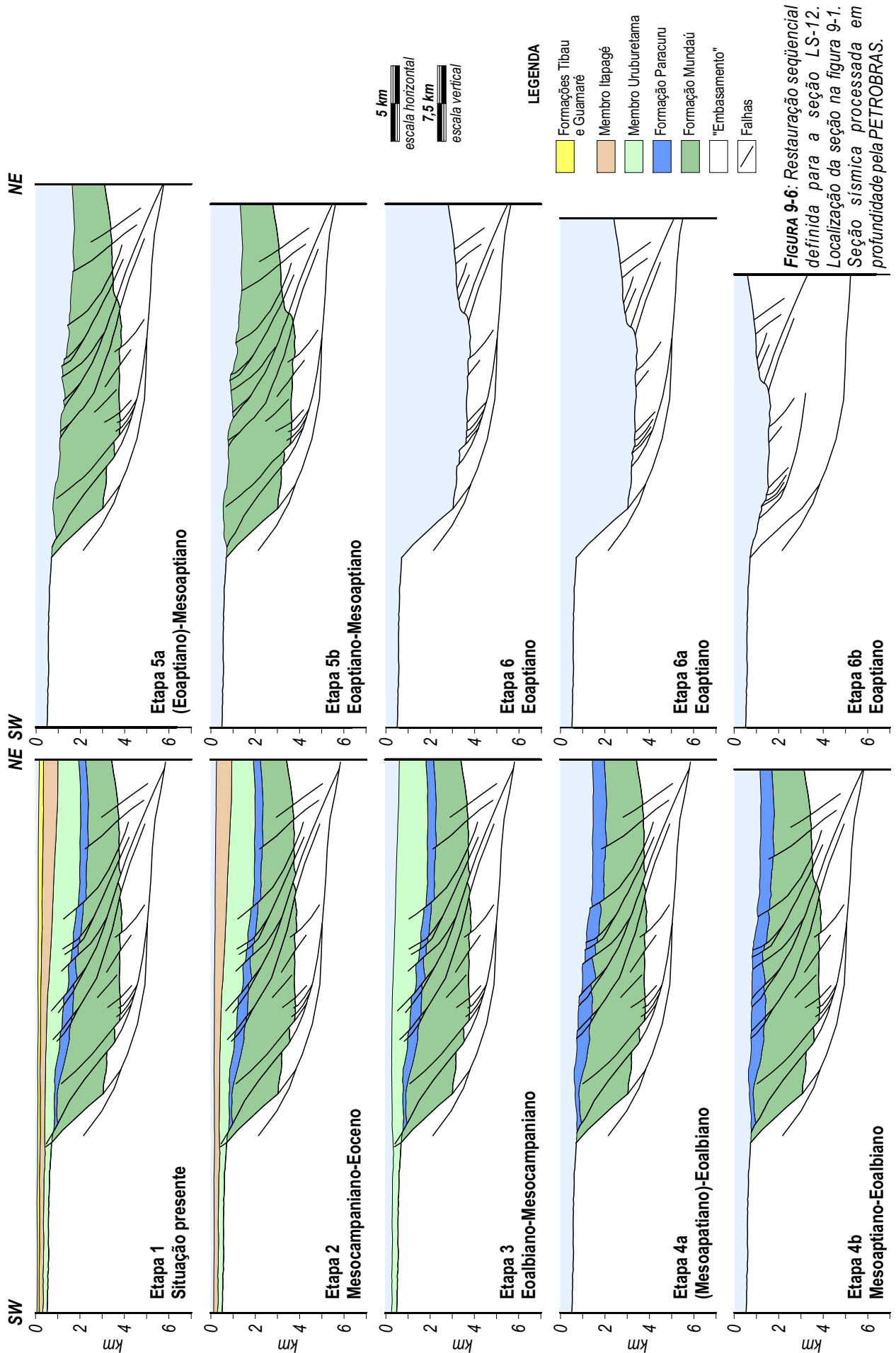
Três etapas⁴ envolvendo falhamentos foram reconhecidas durante a restauração das seções LS-11 e LS-12 (figuras 9-5 e 9-6), tendo ocorrido no Mesoaptiano-Eoalbio (etapas 4a e 4b), Eoaptiano-Mesoaptiano (etapas 5a e 5b) e Eoaptiano [etapa 6 (a, b)] (figuras 9-5 e 9-6). Com a retirada da seção do Membro Uruburetama, houve a exposição do topo da Formação Paracuru e de parte da Formação Mundaú e do “êmbasamento” na Plataforma de Fortaleza (etapa 4a), o que permitiu então a restauração dos efeitos dos falhamentos nestas unidades (etapa 4b) (figuras 9-5 e 9-6). Deve ser notado que a seção LS-11 apresenta uma pequena falha antitética que afeta toda a Formação Paracuru (figura 9-5). Para esta fase de deformação, a restauração das falhas obedeceu principalmente ângulos de cisalhamento sintéticos compreendidos entre 65° e 70°. Ainda nesta fase, o estiramento incremental calculado para a Sub-Bacia de Mundaú foi de 1,0118 ($\epsilon' = 1,18\%$) na seção LS-11, e de 1,0181 ($\epsilon' = 1,81\%$) na LS-12 (figura 9-7; tabela 9-1). Após a restauração, pode ser observada uma razoável linearidade no topo da Formação Paracuru, que passa a apresentar um mergulho bastante suave para NE (figuras 9-5 e 9-6).

É fato digno de nota o efeito da descompactação sobre a Formação Paracuru, entre as etapas 1 e 4a. No decorrer do balanceamento pode ser percebido que esta seqüência praticamente dobra de espessura em sua porção mais distal, a NE (figuras 9-5 e 9-6).

Após a restauração da seqüência da Formação Paracuru, esta foi retirada da seção, provocando uma nova descompactação na Formação Mundaú. As disposições pós e pré-falhamentos podem ser vistas nas etapas 5a e 5b, respectivamente, nas figuras 9-5 e 9-6. Na etapa 5b pode ser observado que, mesmo após a restauração da seqüência, o topo da Formação Mundaú mostra uma fisiografia relativamente irregular, particularmente na seção LS-11 (figura 9-5), onde se destaca uma pequena depressão disposta próximo ao centro da bacia.

(4) Neste Capítulo, o uso do termo “etapa” do balanceamento não deve ser interpretado como um sinônimo para fase de deformação. As etapas que são referidas correspondem aos passos que são considerados pelo programa 2DMove para proceder com a modelagem. Isto significa que etapas distintas que envolvam falhamentos podem, não necessariamente, ter ocorrido sob a forma de pulsos de deformação separados por lapsos temporais (e exemplo das etapas 4, 5 e 6 definidas para as seções modeladas), podendo representar, de fato, uma deformação contínua no tempo geológico.





Na seção LS-12 a sinuosidade do topo da Formação Mundaú é um pouco mais acentuada (figura 9-6), ainda que as depressões presentes não sejam tão proeminentes. A restauração do topo da Formação Mundaú surtiu efeitos diretos no “embasamento”, provocando o soerguimento de sua porção mais a nordeste, tendo finalizado com a formação de um alto estrutural neste setor (etapa 5b – figuras 9-5 e 9-6). Ângulos de cisalhamento sintéticos foram predominantemente empregados, tendo estado compreendidos entre 60° e 70°. No decorrer da restauração do topo da Formação Mundaú, a Sub-Bacia de Mundaú experimentou um fator de estiramento incremental de 1,0271 ($\epsilon' = 2,71\%$) na seção LS-11, e de 1,0379 ($\epsilon' = 3,79\%$) na seção LS-12 (figura 9-7; tabela 9-1).

Uma vez restaurado o topo da Formação Mundaú, ele foi retirado para que se pudesse restaurar o topo do “embasamento”. Este procedimento foi realizado em duas etapas distintas, visando mensurar o estiramento proporcionado pela Falha de Mundaú. Com a restauração realizada para o “embasamento” mostrada na etapa 6a, pode ser notada uma razoável regularidade de seu topo (figuras 9-5 e 9-6). O alto estrutural a nordeste torna-se algo mais proeminente, isolando uma região rebaixada no centro da seção, limitada a sudoeste pela Falha de Mundaú e pela Plataforma de Fortaleza, e que é mais ampla na seção LS-12 (figura 9-6). Na etapa 6b pode ser visto o resultado final da modelagem após a restauração da Falha de Mundaú (figuras 9-5 e 9-6). Observa-se uma certa diferença na geometria final do “embasamento” nas seções LS-11 e LS-12, em especial no tocante à declividade do “talude”, mais suave na LS-12, e à espessura da lâmina d’água, que é mais pujante na seção LS-11 (figura 9-5; comparar com a figura 9-6).

Analogamente às duas etapas precedentes, a restauração através das falhas que afetam o topo do embasamento seguiu principalmente ângulos de cisalhamento interno sintéticos em torno de 60°. Entre as etapas 6 e 6b a Sub-Bacia de Mundaú passou por um estiramento incremental de 1,0374 ($\epsilon' = 3,74\%$) calculado pela restauração da seção LS-11, e de 1,0279 ($\epsilon' = 2,79\%$) na seção LS-12 (figura 9-7). Na etapa 6b é possível observar que somente a Falha de Mundaú foi responsável por um estiramento calculado de 1,1445 ($\epsilon' = 14,45\%$) na seção LS-11, e de 1,1244 ($\epsilon' = 12,44\%$) na seção LS-12 (figura 9-7; tabela 9-1), denotando o papel crucial desta estrutura no “fiteamento” (e conseqüente geração de espaço) da Sub-Bacia de Mundaú. O estiramento acumulado entre as etapas 6 e 6b foi de 1,1873 na seção LS-11 e de 1,1558 na seção LS-12 (figura 9-7; tabela 9-1).

A restauração das seções LS-11 e LS-12 denotou um estiramento total calculado, desde o “fiteamento” da Sub-Bacia de Mundaú até o tempo presente, de 1,2338 ($\epsilon' = 23,38\%$) e 1,2213 ($\epsilon' = 22,13\%$) respectivamente (tabela 9-1). A diferença entre os valores calculados para o estiramento entre as duas seções foi de pouco mais de 1%

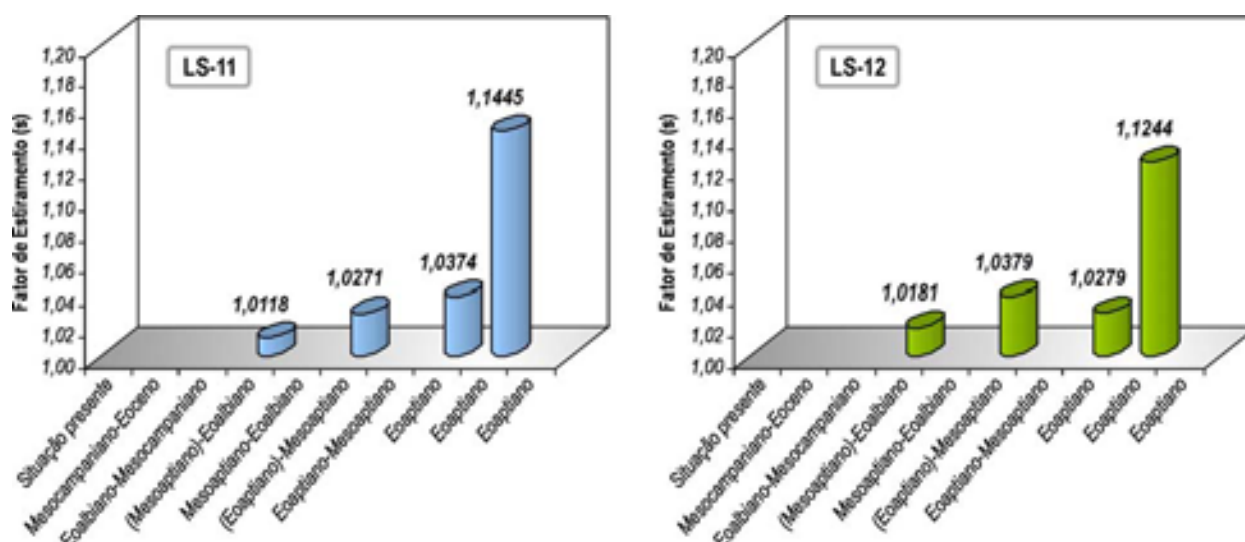


FIGURA 9-7: Gráficos de estiramento construídos para as seções LS-11 e LS-12.

9.4.2 – O BALANCEAMENTO DAS SEÇÕES LS-08 E LS-09

Com o balanceamento aplicado às seções LS-08 e LS-09 (figuras 9-4, 9-8 e 9-9), foi possível testar a validade da existência de falhas normais antitéticas, originadas em resposta à acomodação das camadas localizadas no bloco baixo da Falha de Xaréu, devido à formação do anticlinal *rollover*. Similarmente aos casos das seções LS-11 e LS-12, a restauração sequencial das seções LS-08 e a LS-09 foi feita no decorrer de dez etapas evolutivas (figuras 9-8 e 9-9).

A etapa 1 mostra a configuração atual da seção. A etapa 2 compreendeu a descompactação dos pacotes sedimentares relacionados aos membros Itapagé e Uruburetama, e às formações Paracuru e Mundaú, após a retirada da Formação Tibau/Guamaré. Na etapa 3 foi realizada a descompactação das seqüências do Membro Uruburetama e das formações Paracuru e Mundaú, ocorrida logo após a retirada do Membro Itapagé. A etapa 4a consistiu da descompactação das formações Paracuru e Mundaú depois de retirados os depósitos sedimentares do Membro Uruburetama. Na etapa 4b houve a restauração do topo da Formação Paracuru, retirando o efeito dos falhamentos. Na etapa 5a é observada a configuração da Formação Mundaú devido a sua descompactação promovida pela retirada da Formação Paracuru. A etapa 5b é caracterizada pela restauração do topo da Formação Mundaú. Na etapa 6 foi realizada a restauração do topo do “embasamento”. Em 6a pode ser visto o efeito da restauração dos deslocamentos das falhas no bloco baixo, ao passo que em 6b é observada a restauração da deformação produzida somente pela Falha de Mundaú.

As etapas iniciais da restauração das seções LS-08 e LS-09 não diferiram muito daquelas descritas anteriormente. Inicialmente foram retirados os depósitos correspondentes às formações Tibau-

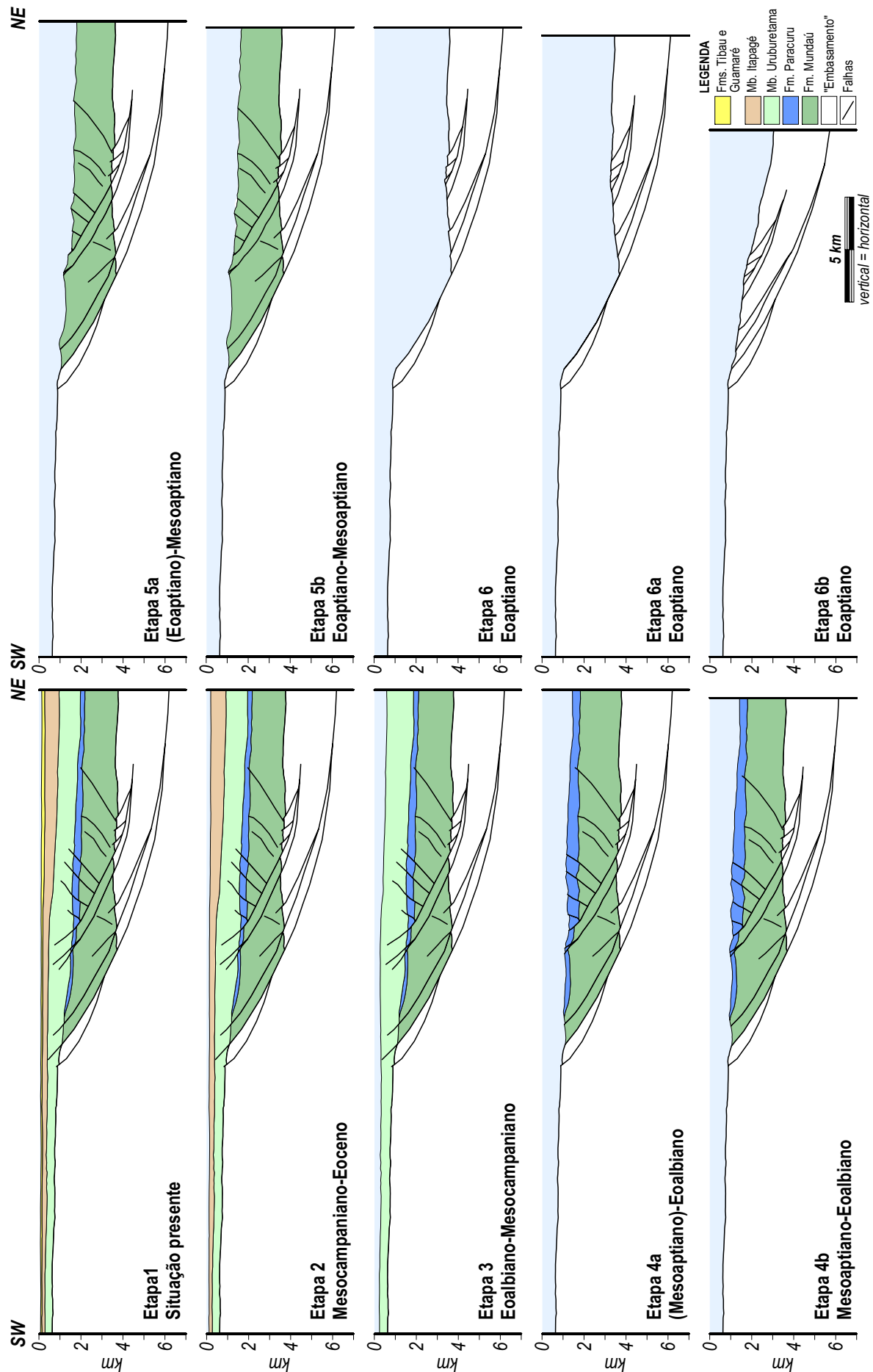
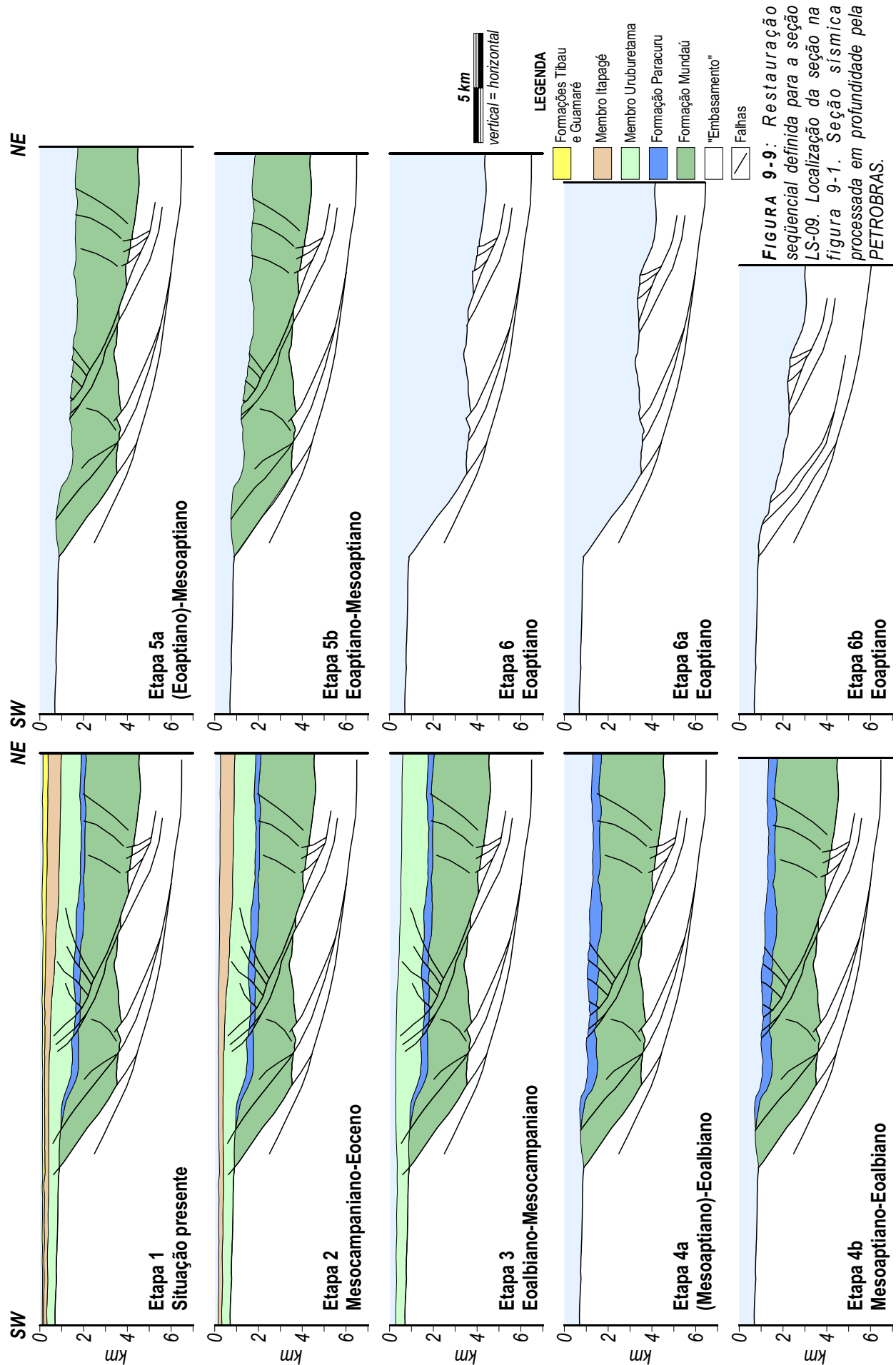


FIGURA 9-8: Restauração sequencial definida para a seção LS-08. Localização da seção na figura 9-1. Seção sísmica processada em profundidade pela PETROBRAS.



Guamaré (etapa 2) e aos membros Itapagé (etapa 3) e Uruburetama (etapa 4a) (ver figuras 9-8 e 9-9), em concomitância à descompactação das formações Paracuru e Mundaú.

As etapas 4b, 5b, 6a e 6b são caracterizadas pela restauração da deformação provocada pelos falhamentos interpretados. A restauração do topo da Formação Paracuru (etapa 4b – figuras 9-8 e 9-9) produz uma superfície razoavelmente regular, especialmente na seção LS-09 (figura 9-9). O ajuste é relativamente bom ao longo da seqüência, em particular no segmento afetado pelas falhas antitéticas (figura 9-9). A única peculiaridade em relação a estas seções é a geometria dobrada que a Formação Paracuru apresenta em seu segmento mais a sudoeste, entre as falhas de Mundaú e de Xaréu (figura 9-9). Na seção LS-08 o dobramento do pacote é muito sutil, somente podendo ser observado em sua extremidade sudoeste. A restauração dos efeitos dos falhamentos que afetam o topo da Formação Paracuru obedeceu a ângulos de cisalhamento sintéticos compreendidos entre 60° e 70° e antitéticos em torno de 80°. Entre as etapas 4a e 4b, os estiramentos calculados para cada uma das seções apresentaram valores muito próximos, tendo sido de 1,013 ($e' = 1,30\%$) para a seção LS-08 e de 1,0082 ($e' = 0,82\%$) para a LS-09 (figura 9-10; tabela 9-1).

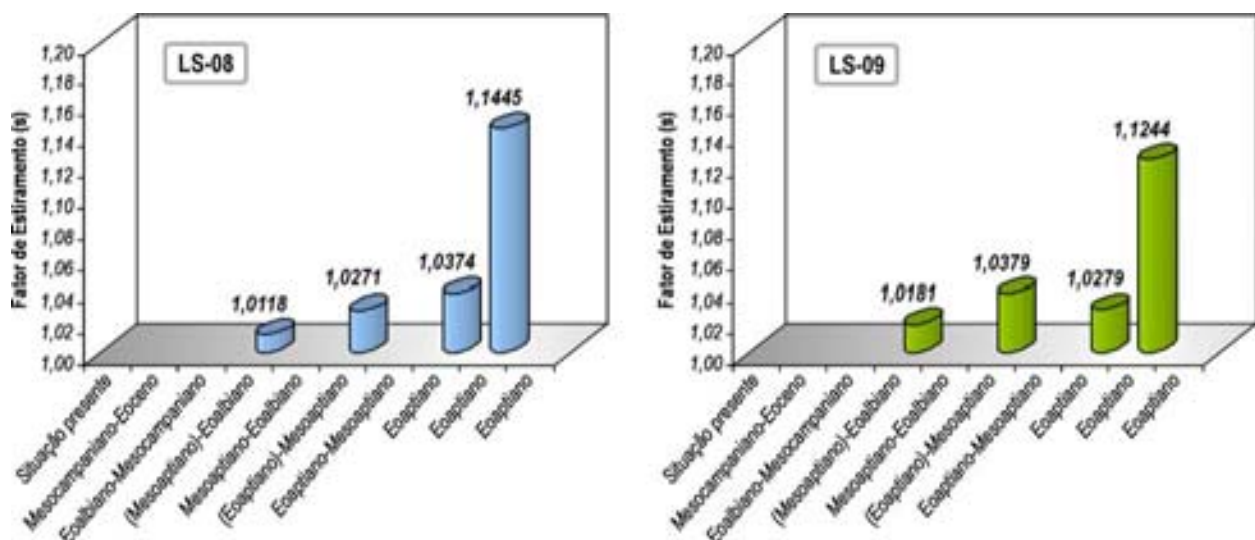


FIGURA 9-10: Gráficos de estiramento construídos para as seções LS-08 e LS-09.

Após a retirada da Formação Paracuru, a restauração do topo da Formação Mundaú (etapas 5a e 5b – figuras 9-8 e 9-9) também apresentou um ajuste razoavelmente bom, conquanto tenha gerado uma superfície algo mais irregular (especialmente na seção LS-09) quando comparada ao topo da Formação Paracuru (figuras 9-8 e 9-9). É possível que a superfície acidentada esteja relacionada a processos erosivos atuantes sobre o topo da Formação Mundaú. A restauração ao longo das falhas antitéticas também não demonstrou problemas de compatibilização geométrica. Na restauração do topo da Formação Mundaú foram empregados ângulos de cisalhamento sintéticos e antitéticos em torno de 70°. O estiramento calculado na seção LS-08 foi de 1,0098 ($e' = 0,98\%$) (figura 9-10; tabela 9-1), próximo daquele definido na seção LS-09, que foi de 1,0125 ($e' = 1,25\%$) (figura 9-10; tabela 9-1).

Com a retirada dos pacotes correspondentes à Formação Mundaú foi possível realizar a restauração do topo do “embasamento” (etapas 6 a 6b – figuras 9-8 e 9-9), permitindo recompor a geometria do substrato da Sub-Bacia de Mundaú antes dos esforços que levaram ao seu “fiteamento”. Similarmente ao realizado nas seções LS-11 e LS-12, a recomposição do topo do “embasamento” foi efetuada em duas etapas distintas, a fim de que fosse possível quantificar a deformação proporcionada pela Falha de Mundaú. Uma vez mais é observado que a fisiografia do horizonte restaurado apresenta uma maior regularidade na seção LS-08, onde o “embasamento” passa a definir uma configuração em rampa com mergulho para NE (figura 9-8). Na LS-09 a restauração seqüencial deu origem a uma porção mais elevada próximo ao flanco nordeste da seção, relacionada à retirada dos efeitos de falhamento promovidos pelo pequeno dominó presente neste setor da Sub-Bacia de Mundaú (figura 9-9). Ângulos de cisalhamento interno sintéticos compreendidos entre 65° e 70° foram os que permitiram a melhor acomodação da deformação proporcionada pelas falhas que afetam o topo do “embasamento”. Entre as etapas 6 e 6a foi calculado um fator de estiramento de 1,0125 ($e' = 1,25\%$) para a seção LS-08 e de 1,0549 ($e' = 5,49\%$) para a seção LS-09 (figura 9-10; tabela 9-1). A deformação proporcionada pela Falha de Mundaú foi responsável por um estiramento de 1,1702 ($e' = 17,02\%$) na seção LS-08 e de 1,1858 ($e' = 18,58\%$) na LS-09 (figura 9-10; tabela 9-1). Entre a etapa 6 e 6b, a Sub-Bacia de Mundaú sofreu um estiramento de 1,1848 calculado a partir da seção LS-08 e de 1,2509 na seção LS-09.

No total, entre o “fiteamento” ocorrido no Aptiano e o tempo Recente, o estiramento calculado para a Sub-Bacia de Mundaú foi de 1,212 e 1,2769 nas seções LS-08 e LS-09, respectivamente (figura 9-10; tabela 9-1).

9.4.3 – COMPARAÇÃO ENTRE AS MODELAGENS E AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS

Confrontando os resultados obtidos entre as quatro modelagens realizadas é possível efetuar uma avaliação da aplicabilidade do balanceamento nas seções do Campo de Xaréu, de modo a determinar se as configurações de falhas interpretadas são, de fato, viáveis e admissíveis ou se há incompatibilidades geométricas entre elas.

Na avaliação dos modelos, o primeiro ponto que deve ser levando em conta é a fisiografia da superfície gerada após a retirada dos efeitos do falhamento, ou seja, se o horizonte possui uma (paleo)topografia regular ou não. Fisiografias muito acidentadas podem ter explicação na atuação de processos erosivos sobre o topo do pacote sedimentar, ou mesmo que tenham existido problemas no mapeamento de um dado horizonte. De um modo geral, nas quatro seções analisadas, os horizontes que se mostraram afetados por falhamentos apresentaram uma boa fisiografia após a restauração, exceção feita aos topos da Formação Mundaú, em particular na seção LS-11, onde foi reconhecida uma pequena depressão após a restauração das falhas na etapa 5a (figura 9-5), e do “Embamento”. No caso da

Formação Mundaú, é assumido que a depressão originada realmente possa estar relacionada a um canal fluvial, pois após a deposição da Formação Mundaú e durante os estágios iniciais da sedimentação da Formação Paracuru, foram instalados sistemas fluviais entrelaçados na Sub-Bacia de Mundaú (vide capítulos 2 e 6). Quando retirados os efeitos dos falhamentos que afetaram o "Embasamento" é originada uma forte depressão na porção centro-nordeste das seções. Uma vez mais, é possível que tal feição esteja relacionada tanto a fatores naturais (erosão) como a problemas na interpretação do horizonte ou na própria modelagem. Como já referido anteriormente, deve ser ressaltado que o que é denominado "Embasamento" de fato pode não corresponder a um substrato cristalino pré-cambriano, mas sim a pacotes de rochas sedimentares mais antigas que a Formação Mundaú. Entretanto, para a realização da modelagem, foi necessário considerar que o que é interpretado como embasamento apresente as características relacionadas às rochas cristalinas (compressibilidade nula ou desprezível). Assim sendo, as depressões que foram originadas podem representar a desconsideração dos efeitos da compactação/descompactação durante a rotina seguida no balanceamento das quatro seções.

A comparação entre os fatores de estiramento calculados para cada seção também pode dar indicações quanto à consistência das modelagens. A restauração das quatro seções apontou para um mesmo número de etapas evolutivas (dez ao todo – figuras 9-5, 9-6, 9-8 e 9-9 e tabela 9-1), o que é um fato positivo, pois denota uma coerência na interpretação das idades dos falhamentos ocorridos. Por outro lado, algumas discrepâncias são observadas quando confrontados individualmente os fatores de estiramento calculados para as etapas que envolveram falhamentos normais.

Em geral, existe uma relativa diferença entre os valores obtidos para as interpretações das seções LS-11/LS-12 e LS-08/LS-09. Na etapa 5a o estiramento é maior nas seções LS-11/LS-12 (figura 9-11; tabela 9-1). É possível que a característica determinante da diferença, neste caso, sejam as falhas antitéticas mapeadas nas seções LS-08 e LS-09. Na etapa 6a, o oposto é observado: o fator de estiramento é substancialmente maior nas seções LS-08/LS-09 (figura 9-11; tabela 9-1), o que está diretamente relacionado à quantificação do rejeito da Falha de Mundaú, que é maior nestas últimas seções. Na etapa 6, a seção LS-09 apresenta um estiramento relativamente elevado, principalmente quando comparada à sua equivalente, a seção LS-08. A diferença entre ambas seções é superior a 4% em termos de alongação. Tal fato produz efeito direto sobre o cálculo do estiramento total da seção LS-09, que é significativamente maior que o de todas as demais (tabela 9-1). Acredita-se que esta discrepância não se deva a um fato real, mas sim que se trate de algum problema intrínseco tanto à interpretação da seção como à sua modelagem.

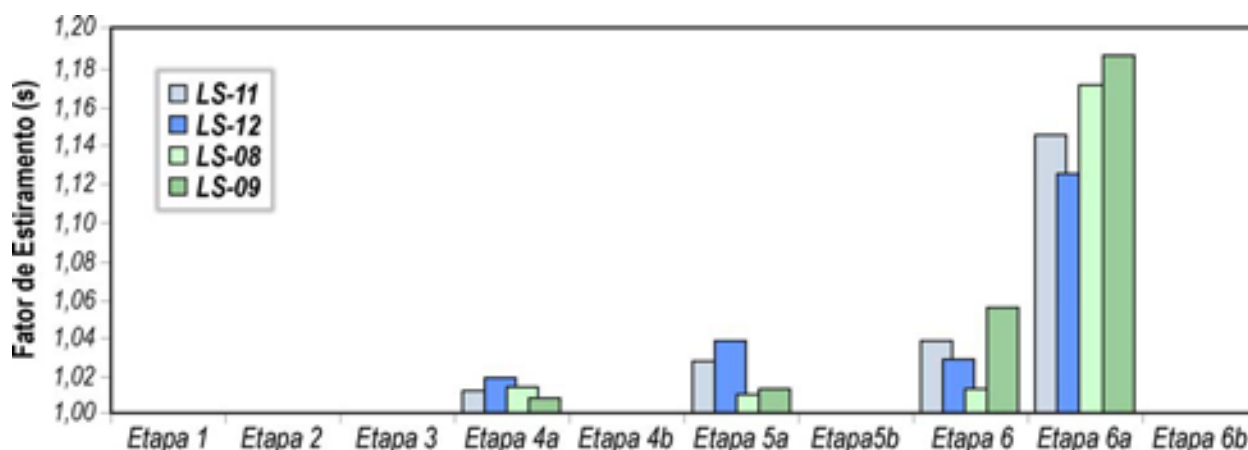


FIGURA 9-11: Confronto entre os fatores de estiramento calculados para as seções balanceadas do Campo de Xaréu.

Como conclusão preliminar, pode ser assumido que entre os estágios iniciais do "fitteamento" e o Recente, a Sub-Bacia de Mundaú (e conseqüentemente o Campo de Xaréu) tenha experimentado um estiramento total compreendido entre 1,21 e 1,23, ou seja, que a crosta neste segmento da Margem Equatorial Atlântica tenha sofrido uma elongação pouco superior a 20%

TABELA 9-1: Fatores de estiramento calculados a partir do balanceamento das seções geológicas analisadas do Campo de Xaréu.

IDADE	ETAPA	FATOR DE ESTIRAMENTO (s')			
		LS-11	LS-12	LS-08	LS-09
Situação presente	1	-	-	-	-
Mesocampaniano-Holoceno	2	-	-	-	-
Eoalbiano-Mesocampaniano	3	-	-	-	-
Mesoaptiano-Eoalbiano	4a	1,0118	1,0181	1,0130	1,0082
	4b	-	-	-	-
Eoaptiano-Mesoaptiano	5a	1,0271	1,0379	1,0098	1,0125
	5b	-	-	-	-
Eoaptiano	6	1,0374	1,0279	1,0125	1,0549
	6a	1,1445	1,1244	1,1702	1,1858
	6b	-	-	-	-
ESTIRAMENTO TOTAL		1,2338	1,2213	1,2120	1,2769

9.5 – ESTIMATIVA DE FATORES DE ESTIRAMENTO RELACIONADOS A DESLOCAMENTOS OBLÍQUOS NAS FALHAS DO CAMPO DE XARÉU

O balanceamento de seções aplicado ao Campo de Xaréu considerou que todo o transporte tectônico promovido pela falhas deu-se em direções paralelas às seções, uma vez que esta é a principal premissa necessária para a realização da modelagem. Contudo, parte dos resultados atingidos com o mapeamento sísmico detalhado do Campo de Xaréu e com o estudo de testemunhos de sondagem (que foram discutidos no Capítulo 8), assim como diversos trabalhos realizados por outros autores nesta porção da Margem Equatorial Atlântica (Matos 2000, por exemplo), indicam que contextos transtrativos tenham predominado durante a evolução tectônica da Sub-Bacia de Mundaú, dando origem a falhas NW-SE com

rejeito normal predominante, porém apresentando uma componente direcional dextral, definindo transportes tectônicos que podem variar de NE para, principalmente, ENE. Assim sendo, as seções sísmicas modeladas não estariam orientadas em direções adequadas à melhor estimativa dos fatores de estiramento associados a este contexto, o que conduz à necessidade da utilização de técnicas auxiliares que permitam compensar esta limitação.

9.5.1 – A UTILIZAÇÃO DE SOLUÇÕES GRÁFICAS E ANALÍTICAS EM SEÇÕES GEOLÓGICAS ORIENTADAS OBLIQUAMENTE AO SENTIDO DE TRANSPORTE TECTÔNICO PREDOMINANTE

Se as seções geológicas disponíveis estiverem orientadas em uma direção diferente daquela na qual ocorre o transporte de massa (como é o caso das seções modeladas no Campo de Xaréu), dois processos podem ser empregados (conjuntamente ou não) para a correção deste problema: (i) o balanceamento em ambiente 3D ou (ii) o emprego de soluções trigonométricas que possibilitem o rebatimento de uma seção oblíqua para a direção correta de transporte tectônico. O balanceamento das seções em ambiente 3D seria a ferramenta ideal. No entanto, os dados disponibilizados para este trabalho não permitiram lançar mão de tal técnica, o que conduziu à utilização da segunda técnica, baseado nos trabalhos de Cooper (1983) e Fiori (1997).

Grosso modo, as soluções gráficas e analíticas funcionam de modo a projetar a seção oblíqua para o plano que contém a direção de transporte tectônico real (figura 9-12), ou seja, o plano XZ do elipsóide de deformação. Doravante, serão aplicadas as denominações **seção oblíqua** para definir a seção que esteja orientada em uma direção não-paralela à direção de transporte tectônico, e **seção XZ** àquela paralela a esta direção.

Na figura 9-12a, considere uma seção XZ não-deformada, de comprimento l_0 , está representada pelo plano EIPL; a sua correspondente oblíqua, de comprimento l_0' , é definida pelo plano EHOL (figura 9-12a). O ângulo que ambas as seções fazem entre si é igual a ϕ .

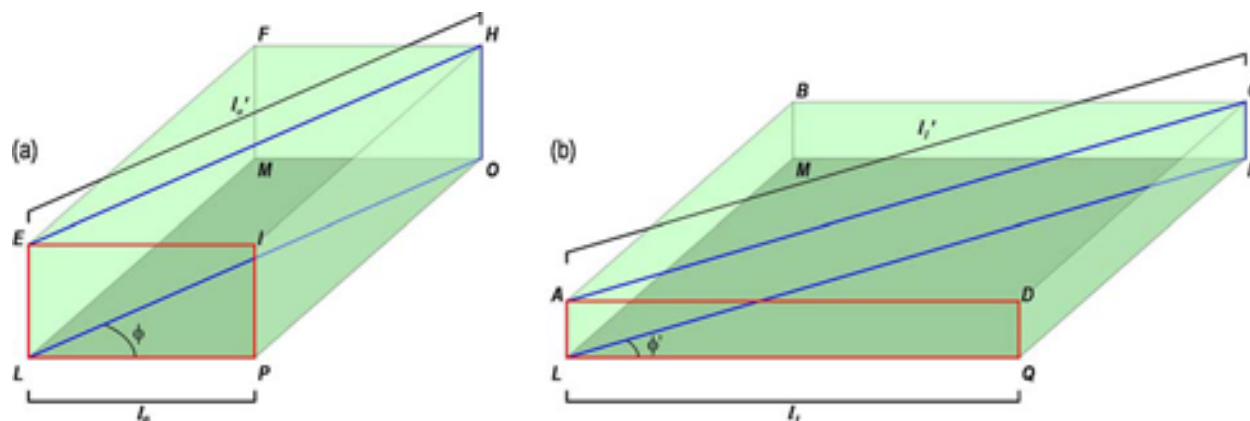


FIGURA 9-12: Relações trigonométricas entre seções deformadas (a) e não-deformadas (b). As seções XZ são representadas pelos planos em vermelho, enquanto que as seções oblíquas estão na cor azul (modificado de Cooper 1983).

Devem ser consideradas, ainda, as seções XZ e oblíqua, deformadas por distensão, representadas na figura 9-12b pelos planos ADQL e ACNL, respectivamente, e que fazem entre si, agora, um ângulo igual a ϕ' . O comprimento da seção XZ deformada é dado por l_1 , enquanto que o da seção oblíqua é igual a l_1' .

Ainda é preciso ser notado, da figura 9-12, que ϕ sempre será maior do que ϕ' , quando a deformação for distensional. Um resumo de todos estes termos e de suas relações com as seções XZ e oblíqua, deformadas e não-deformadas, pode ser encontrado na tabela 9-2.

Das relações entre as seções oblíqua e XZ, não-deformadas e deformadas, ϕ , l_0' e l_1' são dados conhecidos. Os demais termos (ϕ' , l_0 e l_1) podem ser calculados por meio de algumas relações trigonométricas, de modo tal que:

$$l_0 = l_0' \cos \phi \quad (9-3);$$

$$l_1 = l_1' \cos \phi' \quad (9-4);$$

$$\operatorname{tg} \phi' = \frac{l_0'}{l_1'} \operatorname{sen} \phi \quad (9-5);$$

$$\operatorname{sen} \phi = \frac{l_1'}{l_0'} \cos \phi' \operatorname{tg} \phi' \quad (9-6).$$

TABELA 9-2: Relação de termos relacionados às seções XZ e oblíqua, deformadas e não-deformadas.

TERMO	DEFINIÇÃO
EIPL	Seção XZ não-deformada
EHOL	Seção oblíqua não-deformada
ADQL	Seção XZ deformada
ACNL	Seção oblíqua deformada
l_0	Comprimento da seção XZ não-deformada
l_0'	Comprimento da seção oblíqua não-deformada
l_1	Comprimento da seção XZ deformada
l_1'	Comprimento da seção oblíqua deformada
s	Fator de estiramento calculado para as seções XZ
s'	Fator de estiramento calculado para as seções oblíquas
ϕ	Ângulo entre as seções XZ e oblíqua não-deformadas
ϕ'	Ângulo entre as seções XZ e oblíqua deformadas

9.5.2 – O SENTIDO DE TRANSPORTE TECTÔNICO DAS FALHAS NW-SE NO CAMPO DE XARÉU DETERMINADO POR MEIO DA INTEGRAÇÃO ENTRE OS DADOS SÍSMICOS E A ANÁLISE CINEMÁTICA DOS TESTEMUNHOS DE SONDAAGEM

Os dados sísmicos apontam para a existência de um arranjo principal de falhas com direção NW-SE, que controlam a estruturação do Campo de Xaréu e da Sub-Bacia de Mundaú (vide seções 7.2.2 e

7.2.3 no Capítulo 7). Dos dados sísmicos é possível determinar, ainda, que estas falhas apresentam uma importante componente de rejeito normal. Da análise dos testemunhos de sondagem (vide Seção 8.5.2 no Capítulo 8), por sua vez, foi possível constatar que estas mesmas falhas apresentam, de fato, sentido de transporte tectônico principalmente para ENE, o que lhes confere também uma componente de rejeito direcional dextral em escala subordinada. Não obstante esta verificação seja mais seguramente aplicada às falhas encontradas nas proximidades dos poços testemunhados no Campo de Xaréu, em particular à falha homônima, é possível que falhas mais distanciadas deste setor (dentre elas a Falha de Mundaú) também apresentem comportamento cinemático análogo, já que todas compartilham um contexto similar e foram originadas no mesmo evento tectônico.

As quatro seções modeladas estão dispostas em uma direção aproximadamente ortogonal à Falha de Mundaú, principal estrutura da sub-bacia homônima. Se esta falha apresentasse rejeito essencialmente normal, então as seções estariam posicionadas de modo paralelo à direção dominante de transporte tectônico, o que validaria o balanceamento já realizado. Porém, como a Falha de Mundaú e as demais falhas do Campo de Xaréu apresentam, além da componente normal, uma componente de transporte direcional dextral, a distensão então calculada por meio do balanceamento estaria sendo subestimada, o que torna essencial quantificar a deformação na direção de transporte tectônico indicada pela análise estrutural dos testemunhos de sondagem. Para tanto, é possível utilizar as relações trigonométricas relacionadas anteriormente de modo a satisfazer tal propósito.

Conhecendo o estiramento calculado das seções oblíquas (s' – equação 9-1) e inferindo uma seqüência de valores para o ângulo ϕ ($5^\circ, 10^\circ, 15^\circ$ etc.), é possível construir gráficos (ϕ versus s' ; s vs. s') para as quatro seções balanceadas que auxiliem na estimativa dos valores de s em cada uma delas (figuras 9-13 e 9-14).

Ambos os gráficos mostrados nas figuras 9-13 e 9-14 foram construídos a partir de modificações das equações exibidas anteriormente. Para as seções XZ deformadas o fator de estiramento s pode ser calculado por:

$$s = \frac{l_1}{l_0} \quad (9-7).$$

Assim sendo, substituindo as equações 9-3 e 9-4 na equação 9-7 obtém-se:

$$s = \frac{l_1' \cos \phi'}{l_0' \cos \phi} \quad (9-8).$$

Substituindo a equação 9-1 na 9-8 chega-se à conclusão de que:

$$s = s' \frac{\cos \phi'}{\cos \phi} \quad (9-9),$$

que resulta em:

$$\cos \phi = \frac{s'}{s} \cos \phi' \quad (9-10).$$

A primeira conclusão que se pode tirar da figura 9-13a é que quanto maior for o valor de ϕ entre a seção oblíqua e a seção XZ, maior será também a distensão relacionado à seção oblíqua. Se a Falha de Mundaú apresentasse rejeito unicamente normal, então todo o estiramento seria acomodado em uma direção perpendicular à falha; os valores devem aumentar gradativamente, à medida que os rejeitos direcionais tornem-se cada vez mais importantes. Outra conclusão que pode ser abstraída dos gráficos construídos é que a discrepância entre os valores de s e s' serão tanto maiores quanto maior for ϕ (figura 9-13a); neste caso, a distensão calculada a partir de seções oblíquas somente passará a ser importante quando ϕ for maior que 15° , uma vez que até aproximadamente este ângulo as linhas de s' seguem, *grossa modo*, paralelamente ao eixo das ordenadas (figura 9-13a).

A partir da figura 9-13b é possível determinar os valores de s' de posse do valor do fator de estiramento s determinado para a seção oblíqua, e do ângulo ϕ entre as duas seções deformadas. Os resultados que podem ser obtidos deste diagrama seguem um comportamento similar ao daquele da figura 9-13a, de modo que quando $\phi > 0^\circ$ os valores de s' serão sempre superiores aos de s .

Ambos os diagramas podem ser entendidos como ábacos, dos quais, conhecendo um valor de “entrada”, é possível obter um valor de “saída” correspondente. Entretanto, estes ábacos não devem ser empregados universalmente, mas apenas nas seções para as quais foram construídos. Cada uma nova seção demanda a construção novos diagramas.

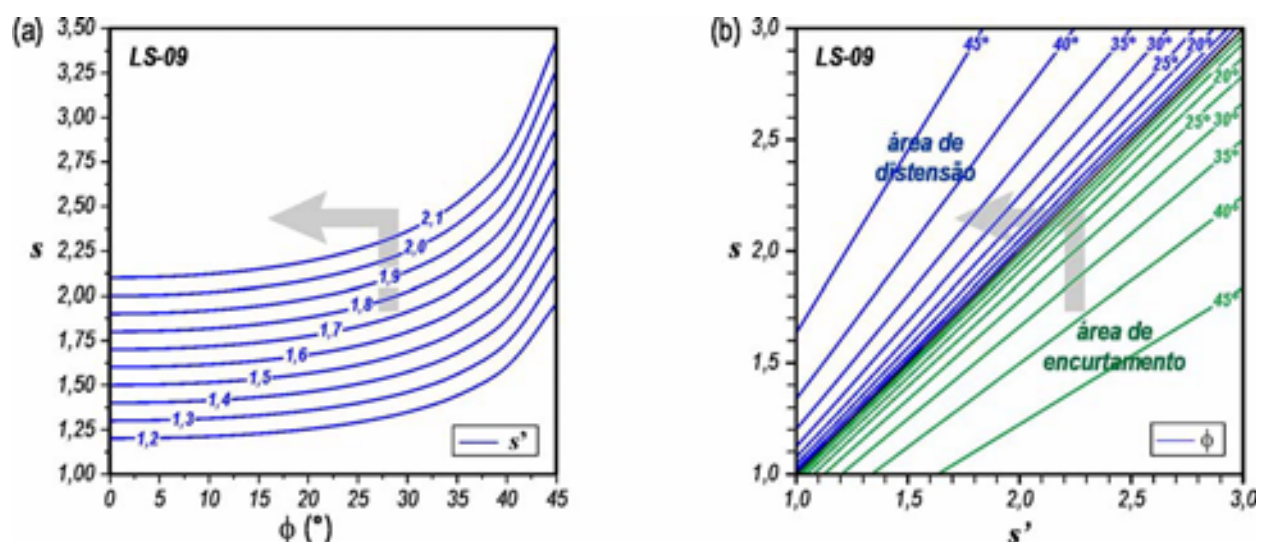


FIGURA 9-13: Exemplos dos ábacos construídos a partir das seções estruturais balanceadas, os quais podem ser empregados na determinação dos valores de s (estiramento relacionado a seções XZ) a partir de (a) ângulos ϕ conhecidos e (b) valores de s' previamente calculados. As setas em cinza-claro indicam o sentido de “entrada” e “saída” dos dados nos ábacos.

Dos testemunhos de sondagem, estima-se que a direção de transporte tectônico varie entre 060° e 070° de azimuth (vide figura 8-6 no Capítulo 8), que seriam os limites do intervalo de direção no qual

uma seção XZ não-deformada deveria, idealmente, estar orientada. Todas as quatro seções modeladas apresentam direção geral 035Az, que pode ser entendida como a direção da seção oblíqua não-deformada. Ao subtrair-se o azimute das seções oblíquas não-deformadas do intervalo de transporte tectônico obtém-se ϕ , que então varia entre 25° e 35°. A partir destes valores de ϕ e dos fatores de estiramento s' determinados para as quatro seções oblíquas é possível determinar os valores de s relacionados às seções XZ deformadas orientadas segundo a direção de transporte tectônico definida, conforme ilustrado na figura 9-14.

A fim de que se possa obter s , ambos os gráficos exibidos na figura 9-14 podem ser empregados, chegando-se, com isto, aos mesmos valores para a distensão relacionada ao deslocamento oblíquo das falhas na Sub-Bacia de Mundaú e no Campo de Xaréu. Assim sendo, obtém-se uma faixa de valores para s principalmente compreendidos entre 1,28 e 1,42 (dependendo da direção de transporte predominante), embora a seção LS-09 apresente valores de s relativamente anômalos que variam entre 1,38 e 1,54 (figura 9-14). Observando a tabela 9-1, pode ser notado que a seção LS-09 apresentou os maiores valores de s' dentre todas as demais. Portanto, os valores de s para ela determinados estariam em acordo com o estiramento oblíquo originalmente calculado.

Em suma, levando em conta a interpretação de que as falhas da Sub-Bacia de Mundaú (e, por conseguinte, do Campo de Xaréu) apresentem rejeito essencialmente normal, o fator de estiramento relacionado estaria sendo, conseqüentemente, subestimado, uma vez que, estas mesmas falhas apresentam, de fato, rejeitos oblíquos (combinação entre normal, que é predominante, e direcional dextral). O emprego dos ábacos anteriormente introduzidos permitiu, então, definir valores mais verossímeis para a deformação neste setor da Bacia do Ceará.

9.6 – A SUCESSÃO DE EVENTOS DE DEFORMAÇÃO NO CAMPO DE XARÉU

Baseando-se, sobretudo, em critérios como a nucleação e reativação de falhas e seu truncamento por horizontes sedimentares mais jovens, e os resultados obtidos com o balanceamento de seções estruturais, foi possível determinar uma seqüência de eventos tectono-sedimentares que remontam à origem da Sub-Bacia de Mundaú e do Campo de Xaréu, no Eoaptiano, até o Recente.

Entre o Eoaptiano e o Mesoaptiano foi registrada principal fase de deformação (com pico no Eoaptiano e talvez iniciada já no Neobarremiano), quando ocorreu a maior parte do estiramento crustal na região, acomodado pela instalação de falhamentos oblíquos (normais e dextrais) associados à fase de abertura da Sub-Bacia de Mundaú, durante o quebramento do Gondwana. Tal situação pôde ser caracterizada pelas etapas 5(a,b) e 6(a,b) no balanceamento das seções.

As orientações das principais falhas e do transporte tectônico a elas relacionado sugerem que a deformação ocorreu segundo um elipsóide de deformações com encurtamento máximo (Z) subvertical,

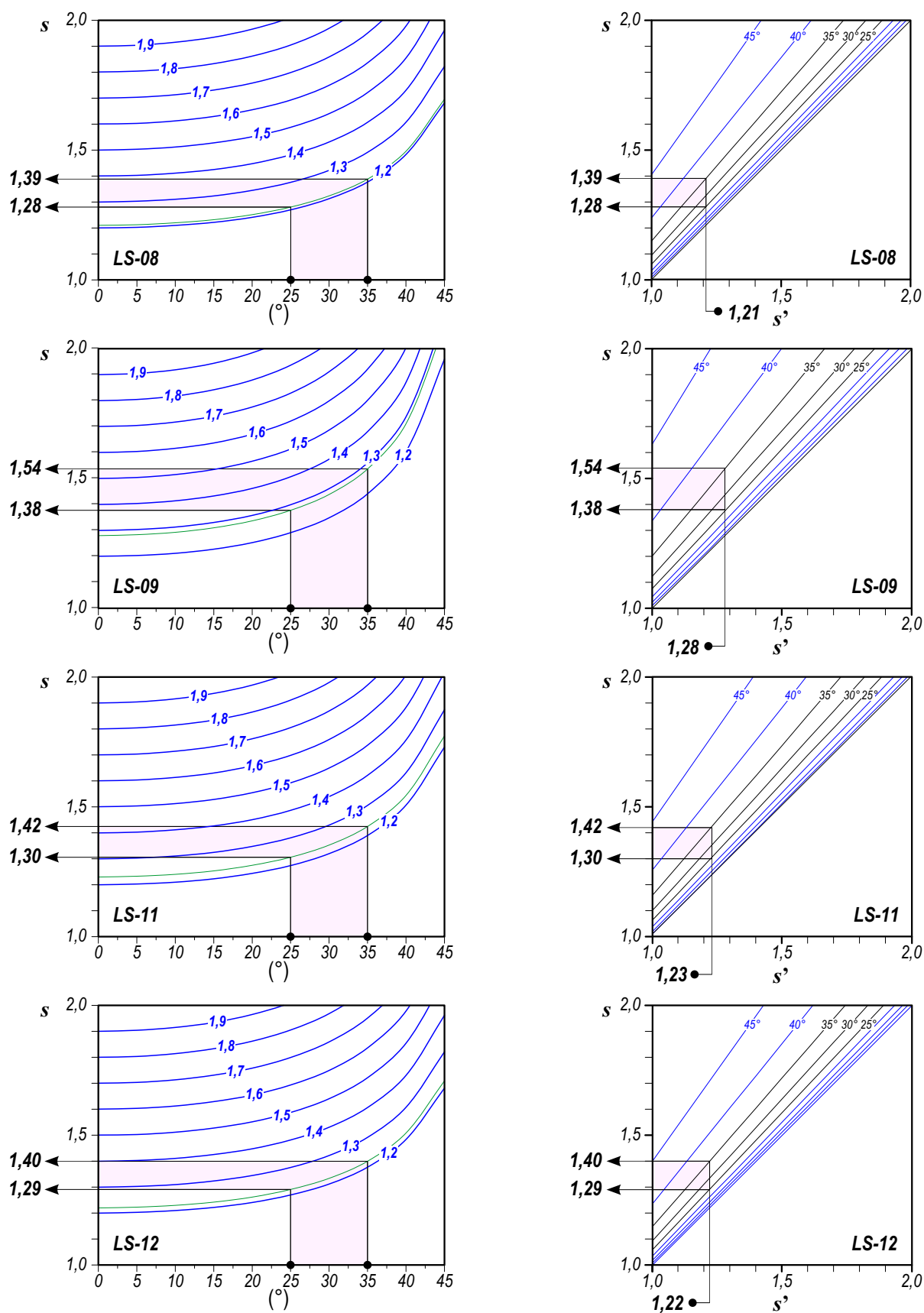


FIGURA 9-14: Ábacos construídos para as quatro seções estruturais do Campo de Xaréu modeladas, apresentando os valores de s determinados por meio de ângulos conhecidos (diagramas à esquerda) e de s' determinados pelo balanceamento das seções oblíquas (diagramas à direita). As curvas em verde, nos diagramas à esquerda, representam as populações de s' calculados a partir do balanceamento das seções oblíquas, enquanto que as linhas em preto, nos diagramas à direita, representam o intervalo angular de definido a partir da análise dos testemunhos de sondagem do Campo, considerando que a direção de transporte tectônico verdadeiro para a Sub-Bacia de Mundaú estaria compreendida entre 060° e 070° Az.

enquanto que a distensão máxima (X) seria subhorizontal com direção ENE-WSW (figura 9-15a). Nesta etapa, as falhas afetaram somente o “embasamento” e a Formação Mundaú. Nesta última, pode ser observado um espessamento da seção sedimentar para SW, em direção à Falha de Mundaú, a principal estrutura mapeada na região, o que indica uma sedimentação deformação sindeposicional como esperado em uma sequência do tipo “fifte”.

Em uma fase seguinte e de relativa quiescência (embora não completamente desprovida de atividades tectônicas), entre o Mesoaptiano e o Eoalbiano, foi depositada a Formação Paracuru, também afetada por falhas normais e oblíquas (as etapas 4a,b do balanceamento de seções correspondem a esta fase), além de estruturas-em-flor negativa e positiva (figura 9-15b,c), que devem ter sido originadas pelo mesmo contexto cinemático, de vez que as falhas mapeadas ao nível dos topos das formações Paracuru e Mundaú (vide, respectivamente, as figuras 7-9 e 7-10 no Capítulo 7) exibem mesma orientação e cinemática.

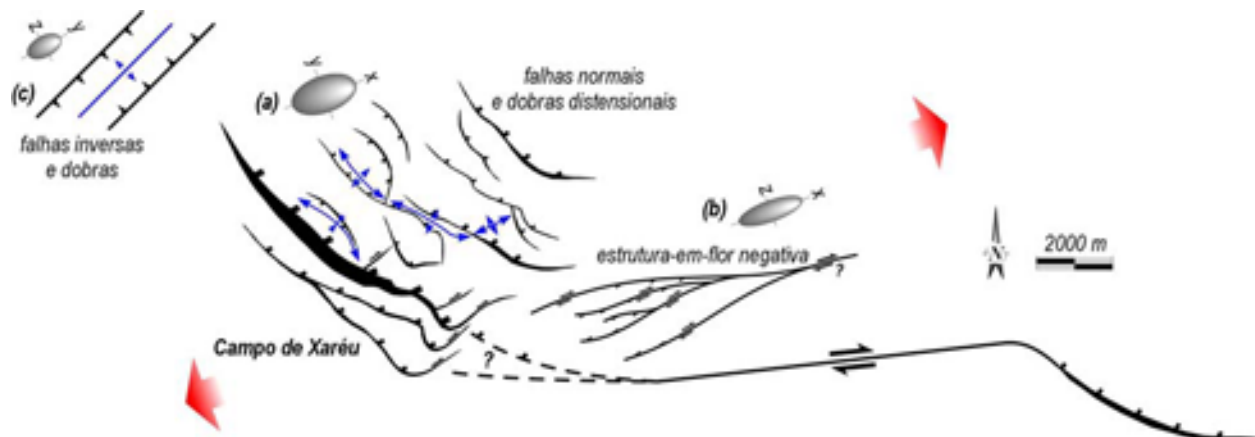


FIGURA 9-15: Contexto tectônico integrado para o Campo de Xaréu e proximidades (ao nível do topo da Formação Paracuru) onde são mostradas as falhas normais (a), principais estruturas do Campo, a estrutura-em-flor negativa, a sudeste (b), e falhas inversas com eixos de dobramentos associados, a noroeste (c). Embora cada conjunto de estruturas esteja relacionado a um elipsóide de deformação local, todos podem ser compatibilizados por meio de um mesmo estado de esforços de abrangência regional (setas em vermelho).

Uma vez mais, a orientação e sentido de transporte tectônico das falhas normais/oblíquas indicam encurtamento local (Z) seria subvertical e distensão (X) subhorizontal e de direção ENE-WSW (figura 9-15a). A presença de uma estrutura-em-flor negativa na porção a sudeste do Campo de Xaréu denota uma situação local com X e Z subhorizontais e orientados nas direções ENE-WSW e NNW-SSE, respectivamente (figura 9-15b). Por sua ocasião, as falhas inversas e os dobramentos contracionais associados, mapeados a noroeste do Campo de Xaréu, denotam um elipsóide de deformações local com Z subhorizontal e de direção NNW-SSE, e X subvertical (figura 9-15c). Deve ser destacado que, se realmente estas estruturas corresponderem a feições contracionais, este será o primeiro registro de estruturas deste tipo na Sub-Bacia de Mundaú [na Bacia do Ceará, falhas inversas de direção NE-SW a ENE-WSW e dobramentos contracionais associados foram mapeados nas sub-bacias de Piauí-Camocim

por Zalán (1983, 1984) e Zalán *et al.* (1985), e Icarai/Acaraú por Castro (1992), posicionadas em um segmento transpressivo da Margem Equatorial Atlântica]

É interpretado que todo este contexto tectônico (que poderia ser uma continuidade da deformação principal relacionada ao "fi treamento" da Bacia do Ceará), com suas singularidades locais, esteja relacionado a um regime cinemático mais regional, caracterizado por um regime transtrativo dextral regional, condicionado por distensão principal subhorizontal e de direção ENE-WSW (setas em vermelho na figura 9-15). Tal contexto poderia ter sido originado graças à instalação de falhas transcorrentes (que evoluíram, *a posteriori*, para transformantes) ao longo da Margem Equatorial Atlântica (Azevedo 1991; Matos 2000, por exemplo).

Em oposição à Formação Mundaú, a Formação Paracuru não apresenta tendência de aumento de espessura em direção às falhas, o que sugere que esta seqüência tenha sido depositada em um ambiente tectônico relativamente mais calmo.

Algumas falhas afetam a base do Membro Uruburetama e, com menor freqüência, o Membro Itapagé, ambos da Formação Ubarana. Mesmo internamente ao Membro Uruburetama, algumas falhas são truncadas por discordâncias, indicando que a deformação aconteceu durante várias etapas de deposição desta seqüência sedimentar, entre o Eoalbiano e o Mesocampaniano.

Assim sendo, pelo menos duas fases de deformação podem ser reconhecidas na Sub-Bacia de Mundaú: (i) a primeira delas estaria relacionada à abertura da Sub-Bacia iniciada no Eoaptiano (ou mesmo no Neobarremiano), quando teria controlado predominantemente a deposição da Formação Mundaú. Tal contexto poderia ter estado em atividade (continuamente ou em pulsos) no decorrer de todo o Aptiano e se estendido até o Eoalbiano, após a deposição da Formação Paracuru. Como não se observa espessamento nos pacotes relacionados a esta última unidade, é possível concluir que a deposição da Formação Paracuru ocorreu sob quiescência tectônica; (ii) o estágio subsequente deve ter iniciado após a deposição da Formação Paracuru e das porções basais do Membro Uruburetama da Formação Ubarana. Deve ser ressaltado, ainda, que a Falha de Mundaú apresentou atividade durante todas as fases reconhecidas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS



CAPÍTULO 10

Integração e Discussão de Temas Seleccionados

Por meio da integração dos resultados expostos nos capítulos anteriores desta Tese, é possível traçar algumas linhas de raciocínio em consideração a três aspectos principais. O primeiro tema a ser abordado enfoca a área do Campo de Xaréu, visando efetuar uma investigação qualitativa e de caráter preliminar com respeito às propriedades selantes, ou mesmo não-selantes, das falhas existentes no Campo, sobretudo ao nível do reservatório carbonático do Membro Trairí. Objetivando atingir esta meta, foram concebidos os capítulos 6, 7, 8 e, subordinadamente, 9 desta Tese. A segunda tônica, também no âmbito do Campo de Xaréu, aborda o significado tectono-estratigráfico da Formação Paracuru, essencialmente em função de suas relações com os falhamentos mapeados no Campo. Para tanto, são consideradas as discussões realizadas nos capítulos 6, 7, 8 e 9. Um terceiro enfoque, de âmbito mais regional, envolve a integração dos capítulos 4, 5, 7, 8 e 9, além de sua correlação com os dados da literatura, sumarizados nos capítulos 2 e 3, procurando contribuir para um modelo evolutivo do segmento da Margem Equatorial Atlântica do Brasil, no qual estão inseridas as áreas objeto de estudo desta Tese, a Sub-Bacia de Mundaú e a própria Bacia do Ceará.

10.1 – INVESTIGAÇÃO QUALITATIVA DO POTENCIAL DE SELO DAS FALHAS NO CAMPO DE XARÉU

Um dos maiores desafios na exploração petrolífera em reservatórios estruturalmente controlados é prever o comportamento selante ou não-selante, de uma falha. Falhas selantes podem funcionar como barreiras ao fluxo de hidrocarbonetos em um reservatório, até o ponto de definir compartimentos que podem estar interconectados ou não, e que contêm proporções variáveis de óleo e gás. Desta forma, o estudo detalhado do potencial de selo das falhas que recortam um reservatório constitui uma tarefa importante. Esta análise envolve o conhecimento da distribuição e da origem das propriedades do selo ao longo das falhas, assim como o entendimento da geometria e da evolução da falha ou de uma população de falhas a serem avaliadas (Allan 1989).

Para o Campo de Xaréu e para o Membro Trairí, a avaliação do potencial selante das principais falhas pode trazer informações cruciais, que permitam melhorar a estratégia de exploração no reservatório.

10.1.1 – PRINCIPAIS MECANISMOS DE FORMAÇÃO DE SELOS EM FALHAS

Da literatura, cinco categorias principais de selos em falhas são conhecidas, cada uma das quais com propriedades petrofísicas particulares e que podem ter origem em processos também peculiares (Knipe 1997). As categorias são:

(1) falhas que justapõem rochas com propriedades de permo-porosidade distintas (figura 10-1), como por exemplo, a superposição entre arenitos (geralmente com alta permeabilidade) e folhelhos ou siltitos (com permeabilidade caracteristicamente muito baixa), ou mesmo entre um arenito puro e um impuro (figura 10-1);

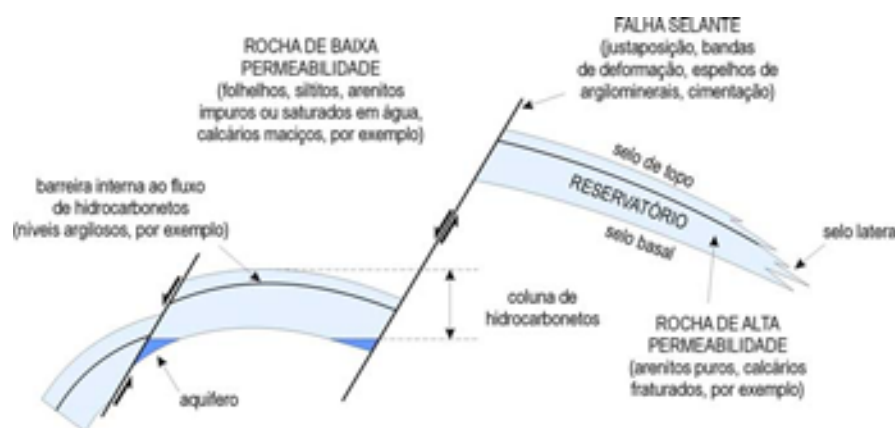


FIGURA 10-1: Mecanismo de formação de selos por justaposição entre rochas de propriedades permo-porosas distintas, ao longo da superfície de falhamento. Além da própria justaposição, mecanismos de selos adicionais podem estar atuando de modo a intensificar a capacidade de selo da falha. Modificado de Sneider & Sneider (2002).

(2) falhas que originam rochas cataclásticas desenvolvidas a partir de arenitos puros e com baixo conteúdo em argila. Estes selos surgem a partir do fraturamento, deslizamento friccional e colapso da porosidade, que acompanham a redução granulométrica das rochas. As bandas de deformação são o principal produto destes processos;

(3) falhas que afetam rochas ricas em argilominerais e desenvolvem espelhos de argila ao longo da superfície falhada (figura 10-2), criando uma zona contínua de baixa permeabilidade;

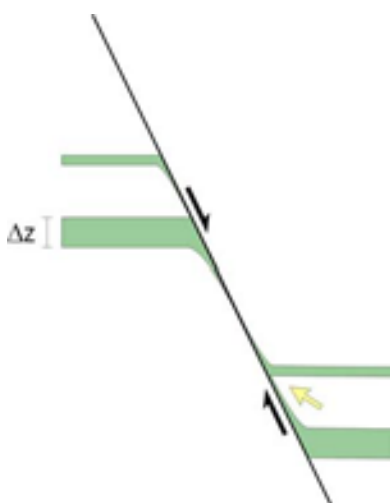


FIGURA 10-2: Mecanismo de formação de selos envolvendo a produção de espelhos de argilominerais ao longo da superfície de uma falha normal. Note que o falhamento pode provocar a superposição (seta em amarelo) de espelhos formados por camadas de diferentes espessuras (Δz) e em várias profundidades. Este tipo de selo pode ocorrer em diversas escalas, desde microscópica até métrica. Modificado de Yielding et al. (1997).

(4) falhas que originam rochas compostas por uma mistura de filossilicatos e grãos do arcabouço, desenvolvidas a partir da deformação de arenitos impuros contendo concentrações de micas e

argilominerais. Esta mistura origina rochas de falha cuja porosidade e permeabilidade são controladas pela criação de arranjos anastomosados de espelhos de argila microscópicos em torno dos grãos do arcabouço, ou por meio da deformação das laminações de filossilicatos;

(5) falhas que apresentam cimentação ao longo de seus planos, controlada pela precipitação de novos minerais. Tais selos podem estar restritos às proximidades das unidades onde a deformação permite a dissolução local e a reprecipitação de materiais solúveis, ou podem estar relacionados com a intensa invasão dos cimentos nas adjacências ou ao longo das falhas.

A composição litológica original da rocha "candidata" à formação do selo exerce um forte controle sobre as propriedades da rocha de falha e, portanto, sobre os selos que são formados durante a deformação (Knipe 1997). Dentre estas propriedades, devem ser destacados o conteúdo de argilominerais e as características permo-porosas da rocha encaixante. Embora as propriedades que influenciem o comportamento selante das falhas possam ser estimadas pela integração de uma gama de métodos diferentes (interpretação sísmica, testes de formação, perfis de poços, testemunhos), a predição do comportamento selante de uma falha ainda é uma tarefa de difícil resolução, graças, essencialmente, aos graus de incerteza inerentes a cada um destes métodos. Tais incertezas envolvem o conhecimento da arquitetura sedimentar do reservatório (isto é, das variações de espessura, tipo de litologia, a alternância entre diferentes seqüências e seu arranjo espacial), da geometria da falha ou da zona de falhas e da armadilha, das propriedades físicas da rocha de falha e, talvez um dos principais fatores, o quão realístico é o modelo de selamento aplicado e até onde as mudanças de escala podem influenciar na análise (Knipe *et al.* 2002).

Uma ferramenta bastante útil na estimativa das propriedades selantes de uma falha são os diagramas de justaposição (Knipe 1997), conforme ilustrado na figura 10-3. Os diagramas de justaposição, como indicado pelo próprio nome, foram elaborados para ilustrar as sobreposições entre as camadas, provocadas pelas falhas presentes no reservatório, permitindo avaliar o potencial de selo das estruturas e possibilitar inferências com respeito aos mecanismos geradores de selo.

Os diagramas partem do princípio de que sempre que uma falha provocar o deslocamento entre pacotes de rochas adjacentes, ela estará colocando em contato camadas com porosidade e, sobretudo, permeabilidade diferentes, podendo levar, assim, a justapor bons reservatórios de hidrocarbonetos a unidades com um grande potencial selante. O diagrama de justaposição confronta a variação litológica com a profundidade (eixo das abscissas), tanto no teto como no muro da falha, com o rejeito da falha (eixo das ordenadas) (figura 10-3b). Na realidade, o eixo das ordenadas representa uma população de possíveis rejeitos que a falha pode apresentar, desde nulo até um valor máximo (figura 10-3b). Os dados a serem confrontados podem provir de testemunhos e/ou perfis de poços, ou mesmo de pseudopoços construídos a partir de seções sísmicas. Uma premissa básica (que também é uma limitação) que deve ser levada em conta, parte de que as camadas deslocadas sejam exatamente as mesmas em ambos os

lados da falha. Outra limitação é de que o rejeito máximo estimado somente pode ser menor ou igual à espessura total da seção estratigráfica estudada.

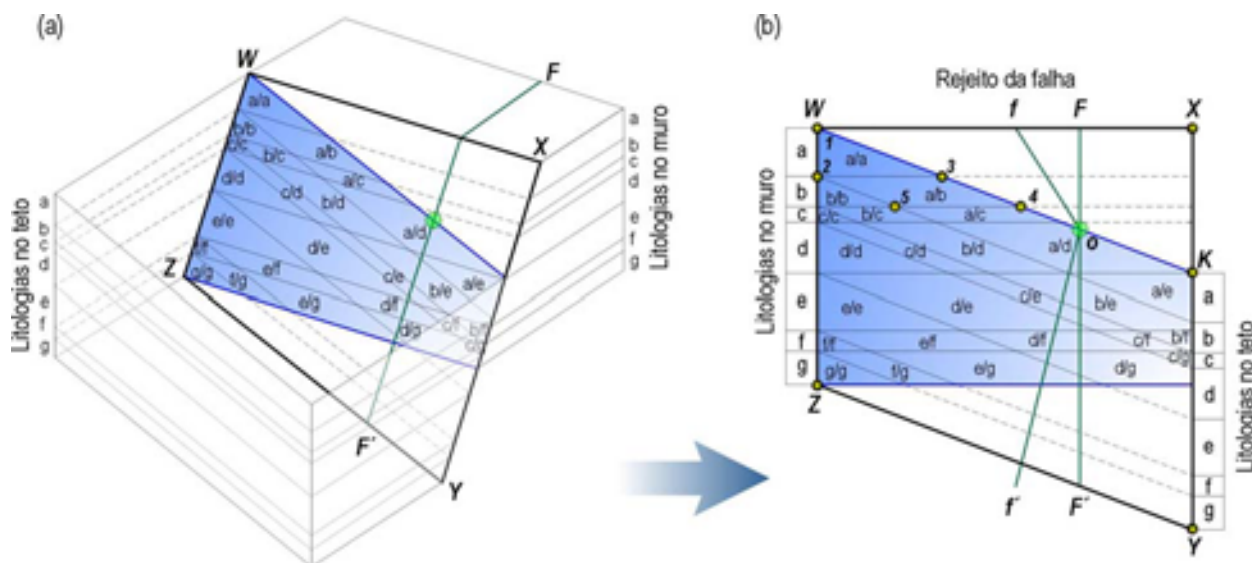


FIGURA 10-3: Aspectos básicos dos diagramas de justaposição. Em (a) é ilustrada uma falha tridimensional (plano WXYZ) com deslocamento variável ao longo de sua superfície. Na construção do diagrama de justaposição (b), devem ser extraídos o plano de falha e as superposições definidas entre as unidades estratigráficas. As unidades estratigráficas localizadas no bloco do muro interceptam a falha por detrás do diagrama, enquanto que as unidades posicionadas no bloco do teto ocorrem à frente do diagrama. As justaposições são representadas em (b) por triângulos (123) ou por losangos (2345). Falhas normais com deslocamento constante são representadas por linhas verticais no diagrama (FF' por exemplo), ao passo que falhas que apresentem deslocamento variável pode ser ilustradas como dois segmentos de reta que se encontram no ponto de máximo rejeito (linha fof'). Modificado de Knipe (1997).

Falhas normais, com um deslocamento constante ao longo de toda sua superfície, podem ser representadas por meio de uma linha reta vertical no diagrama (figura 10-3b). Já uma falha que apresente deslocamento variável, máximo no centro e diminuindo até ser nulo em suas extremidades, o que geralmente é o caso, é representada como dois segmentos de reta inclinados em relação à vertical, que se encontram em um ponto de máximo rejeito no diagrama (figura 10-3b).

10.1.2 – FALHAS NORMAIS NO CAMPO DE XARÉU: SELANTES OU NÃO-SELANTES?

No Campo de Xaréu, as falhas que afetam o Membro Trairí apresentam um forte potencial selante ao nível do reservatório carbonático. Uma vez que o Membro é composto por uma alternância entre diferentes litotipos carbonáticos, que constituem as principais rochas-reservatório, intercaladas em folhelhos (vide Capítulo 6), a probabilidade de que ocorra a justaposição entre pacotes de baixa e de alta permeabilidades é muito elevada (figura 10-4), principalmente quando é considerada a magnitude dos rejeitos das falhas ao nível do Membro Trairí.

A partir da correlação entre poços (Capítulo 6), da análise dos dados sísmicos e do balanceamento de seções (capítulos 7 e 9), pôde ser constatado que as falhas apresentam rejeitos que podem oscilar entre 50 e 250 m, podendo ser ainda maiores, embora falhas com rejeitos inferiores também existam, não tendo sido, no entanto, mapeadas por meio dos dados sísmicos. Do estudo de

testemunhos, foi observado que as camadas de rochas carbonáticas raramente ultrapassam dois ou três metros de espessura. A própria entidade litoestratigráfica formalmente definida como Membro Trairí, como um todo (o que inclui os folhelhos, calcários e alguns arenitos subordinados), não apresenta espessuras muito maiores que 20 ou 30 metros. Ora, como os rejeitos das falhas que cortam o reservatório são bem maiores que a espessura das camadas de calcários e mesmo, em alguns casos, maiores que a espessura do próprio Membro Trairí, não seria raro encontrar um nível de rocha carbonática, impregnado por óleo, confinado lateralmente entre pacotes de folhelhos graças ao deslocamento das falhas (figura 10-4). Este tipo de situação é idêntico ao mecanismo de selamento (1) de Knipe (1997), descrito anteriormente.

Com a aplicação dos diagramas de justaposição esta tendência à sobreposição fica mais evidente (figura 10-4). Para exemplificar o efeito das sobreposições, foram escolhidos dois poços verticais (5V e 6V). O poço 5V apresenta camadas de folhelho com espessuras relativamente importantes, intercalados com calcários, arenitos e siltitos mais delgados (figura 10-4a). Como resultado, a justaposição entre camadas de permeabilidade distintas é mais efetiva e mais ampla, de modo que espessas camadas de folhelho facilmente superpõem-se a uma ou mais camadas delgadas de calcário e/ou arenito, dependendo da magnitude do rejeito da falha. Para o poço 6V, a situação é diferente e mais complexa (figura 10-4b). Tantos os folhelhos como as demais litologias (calcários, arenitos, siltitos) apresentam espessuras aproximadamente equivalentes, embora sejam, em geral, maiores nos folhelhos (figura 10-4b). O resultado é um padrão de justaposição mais complexo, o que resulta em uma maior compartimentação do reservatório. Nesta situação, seria necessário que uma falha que afetasse as camadas apresentasse um rejeito tão pequeno quanto um metro, para sobrepor camadas de folhelhos a calcários ou a arenitos (respectivamente pontos 1 e 2 na figura 10-4b), por exemplo.

Outra informação que pode ser retirada dos diagramas é quanto ao tipo de selo que pode ser esperado durante a superposição. Quando a justaposição envolve folhelhos e, em menor grau, siltitos, a probabilidade de ocorrer a formação de espelhos de argilominerais, que funcionam como barreiras bastante eficientes ao fluxo de fluidos, é alta. Exemplos deste mecanismo de selamento foram encontrados em vários testemunhos. Este mecanismo pode ser relacionado às estruturas D_2 (subordinadamente às D_1), atribuídas ao Neógeno (vide Capítulo 8). Estes espelhos-de-falha são bastante comuns entre os folhelhos negros e margas, e denotam forte fricção e aporte térmico ao longo dos planos de falhas D_2 . Este tipo de estrutura gera um mecanismo de selo similar aos dos tipos (3) e (4), anteriormente citados. Além da justaposição, outros fatores podem controlar a formação dos espelhos de argilominerais (Yielding *et al.* 1997), tais como: (i) quanto maior for a espessura das camadas, maior será a espessura do espelho; (ii) a espessura do espelho diminui com a distância da camada-fonte; (iii) a espessura do espelho diminui com o aumento do rejeito da falha; e (iv) várias camadas-fonte de argilominerais podem produzir um espelho combinado e contínuo (figura 10-2).

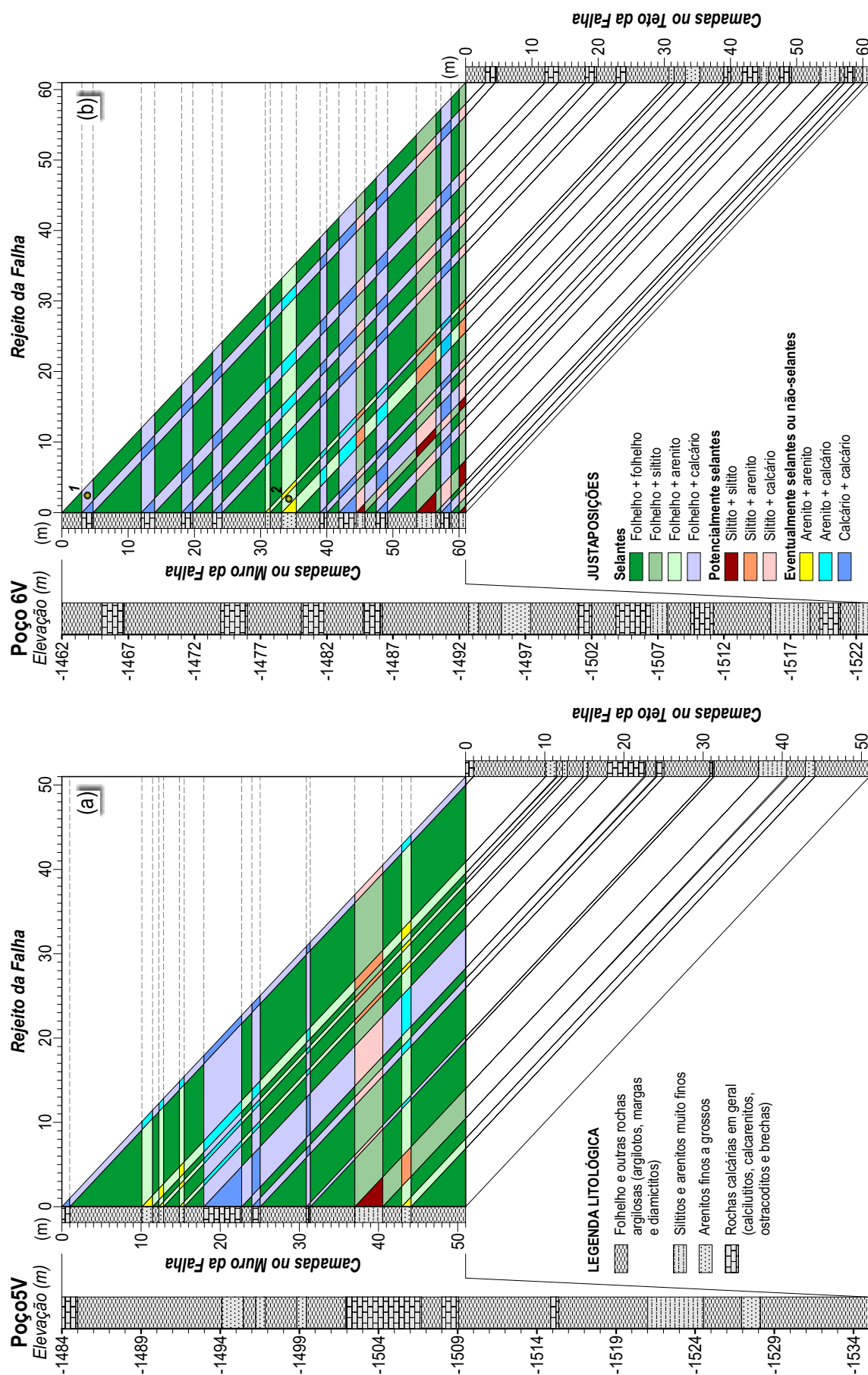


FIGURA 10-4: Diagramas de justaposição construídos para os poços 5V (a) e 6V (b) no Campo de Xaréu. Notar a diferença de espessura das camadas de folhelho entre ambos os diagramas, levando à formação de padrões de superposição distintos e complexos em cada caso. 1 e 2 representam situações onde ocorrem justaposições a partir de rejeitos de falha inferiores a um metro. Discussões no texto. Dados de testemunhagem cedidos pela PETROBRAS.

Sobreposições entre camadas de arenitos e calcários (fraturados) poderiam ser esperadas como sendo de caráter não-selante, mas este nem sempre é o caso. Se os arenitos superpostos forem suficientemente porosos (mais de 15% de poros), a cataclase das camadas pode induzir forte diminuição e subsequente cimentação, criando uma importante barreira à migração de fluidos ao originar bandas de deformação (Antonellini & Aydin 1994). Se calcários estiverem justapostos, a percolação de fluidos ao longo da falha também pode levar à cimentação, com a produção de veios de calcita.

Por meio das análises meso e microestrutural da deformação que afeta o Membro Trairí no Campo de Xaréu, foi definida uma seqüência de formação de estruturas, cada uma das quais possuindo características particulares (Capítulo 8). Uma das feições diagnósticas das estruturas designadas de D₁ é a presença de constante de veios de calcita, com orientação similar às das falhas regionais. Uma idade cretácea é creditada para estas meso/microestruturas, ou seja, a mesma das principais falhas do Campo de Xaréu. É coerente admitir que a deformação cretácea que definiu a estruturação do Campo foi fortemente assistida por fluidos mineralizantes, no caso, ricos em ânions CO₃²⁻, que reagiriam com as rochas carbonáticas, extraindo delas variadas proporções de Ca²⁺ e Mg²⁺, por sua ocasião precipitados ao longo das falhas ou em outros sítios, sob a forma de veios de calcita e/ou dolomita. Isto conduz à conclusão de que as fraturas e, conseqüentemente, as falhas, sofreram importantes processos de cimentação, uma vez mais originando selos. Neste caso, os selos formados poderiam ser encaixados entre os do tipo (5). A constatação de um evento cimentante precoce é confirmada pela história diagenética das rochas do Membro Trairí (Capítulo 6).

10.2 – O SIGNIFICADO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO PARACURU NA SUB-BACIA DE MUNDAÚ

Após o advento da estratigrafia de seqüências, na divisão interna das bacias sedimentares passou a considerada a relação entre os depósitos sedimentares e a evolução tectônica da própria bacia. Assim sendo, no caso particular das bacias sedimentares cretáceas do Brasil, é comum observar sua divisão tectono-estratigráfica em fases ou estágios, o que via de regra inclui os estágios Pré-Rifte, Rifte e Drifte (ou de Margem Passiva).

Como denotado pela própria denominação, o Estágio Pré-Rifte caracteriza-se pelas seqüências sedimentares depositadas antes da fase de ruptura da bacia, geralmente representadas por depósitos de sinéclises paleozóicas ou por rochas triássico-jurássicas. O Estágio Rifte propriamente dito compreende aqueles pacotes depositados durante a origem da bacia. Como resultado, a sedimentação é tipicamente continental, representada principalmente por depósitos de leques aluviais, rios e lagos. A geração de espaço na bacia é controlada predominantemente por falhamentos normais que, por conseguinte, conduzem diretamente à sedimentação. Como conseqüência, graças ao colapso gradual do "embasamento," mais

proeminente em direção às falhas lítricas, os pacotes sedimentares (referidos como sintectônicos) apresentam espessamento de seção em direção às falhas (estas, por seu turno, constituem falhas de crescimento). Finalmente, na formação dos depósitos relacionados ao Estágio Drifte (Margem Passiva), a deformação frágil característica da fase anterior já cessou por completo. A subsidência térmica (efeito do resfriamento pós-rifte da litosfera) passa a controlar a sedimentação, dando início a uma nova etapa de sinéclise. Os estratos relacionados são principalmente de origem marinha, com influência continental – fluvial/deltaica, nas porções proximais da bacia.

É comum encontrar, em várias colunas estratigráficas correntes no Brasil, um estágio chamado de “Transicional”, que é temporalmente intermediário aos estágios Rifte e de Margem Passiva. A esta mesma fase foi aplicada originalmente a denominação de Estágio Proto-Oceânico” (Ponte *et al.* 1978; Asmus 1984), ou ainda, Fase Salífera” (Asmus 1984).

Tectonicamente, o Estágio Transicional é definido como a etapa em que a deformação tipicamente relacionada ao Estágio Rifte ou de ruptura da crustal já se encontra em seus pulsos finais, e o ambiente muda gradualmente para uma margem continental passiva, após a formação de crosta oceânica e a separação continental final. O Estágio Rifte é tipificado por deposição sedimentar concomitantemente à deformação relacionada a falhas. No Estágio Transicional, a maior parte da deformação é tida como pós-deposicional.

Estratigraficamente, o Estágio Transicional, como o próprio nome indica, marca a passagem de uma sedimentação em ambiente estritamente continental para o marinho. Assim sendo, é desta época que remontam as primeiras incursões marinhas nas bacias, ainda que em condições restritas, tendo como os depósitos mais típicos pacotes de sal.

Este é o contexto comumente observado entre as bacias da Margem Continental Leste do Brasil, especialmente da Bacia de Santos, ao sul, até a de Sergipe, ao norte (vide Pereira & Feijó 1994; Rangel *et al.* 1994; Vieira *et al.* 1994; Santos *et al.* 1994; Netto *et al.* 1994; Feijó 1994b). Na Bacia Pernambuco-Paraíba, o Estágio Transicional não é reconhecido (ver Feijó 1994a), tornando a ser identificado somente nas bacias Potiguar, do Ceará e Pará-Maranhão, já na Margem Equatorial Atlântica (Brandão & Feijó 1994; Beltrami *et al.* 1994; Araripe & Feijó 1994). No entanto, nestas três últimas bacias o contexto tectônico é distinto (enquanto a Margem Leste evoluiu a partir de rifteamento ortogonal, na Margem Equatorial Atlântica foram desenvolvidos “rifes” oblíquos relacionados a um contexto transcorrente/transformante – Azevedo 1991; Matos 2000), o que também ocorre com a própria sedimentação do Estágio Transicional. Excetuando uma ocorrência restrita na Sub-Bacia de Mundaú na Bacia do Ceará, depósitos de sal não são conhecidos nestas bacias da Margem Equatorial Atlântica. Em lugar disto, o Estágio Transicional é caracterizado por uma sedimentação predominantemente continental, definida por depósitos fluviais e lacustres. Localmente, depósitos lagunares ocorrem no topo da Sequência Transicional, marcando, então, o início da transgressão marinha nestas bacias.

Particularmente para a Sub-Bacia de Mundaú, a Formação Paracuru está classicamente relacionada a este contexto de transição (Beltrami *et al.* 1994). A formação é composta por uma seqüência de arenitos basais, com intercalações de folhelhos cinzentos (ambos depositados em um sistema flúvio-deltaico), seguidos de um pacote carbonático intermediário (o Membro Trairi) intercalado em folhelhos carbonosos (halita ocorre localmente), todos relacionados a sistemas lacustres com *sabkha* marginal. O topo da Formação Paracuru é constituído por folhelhos siltosos, com raras intercalações de calcilitos e arenitos turbidíticos finos, depositados a partir de um mar epicontinental (Della Fávera *et al.* 1984).

Ao longo da pesquisa desenvolvida durante esta Tese, foram levantados dados (sísmicos, testemunhos) que permitem discutir o real significado tectono-estratigráfico da Formação Paracuru na Sub-Bacia de Mundaú.

Da interpretação das seções sísmicas do Campo de Xaréu (Capítulo 7), é observado que a Formação Mundaú apresenta espessamento de seção em direção à falha homônima, localizada a SW do Campo de Xaréu (figura 10-5). Ainda que a Formação Mundaú corresponda à seção rifte da Bacia do Ceará, o aumento de espessura dos pacotes em direção à falha de borda não é tão proeminente quanto o que é normalmente observado em uma seqüência deste tipo, sendo também restritos os conglomerados de borda (Beltrami *et al.* 1994). Por outro lado, a Formação Paracuru exibe espessura aproximadamente constante, apresentando uma leve tendência ao espessamento para NE (figura 10-5), contrariamente, portanto, à Formação Mundaú.

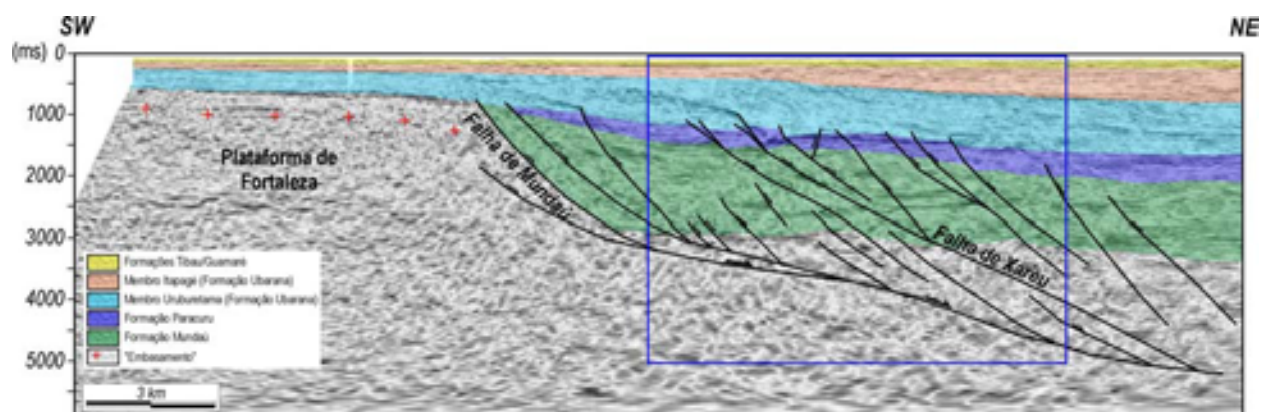


FIGURA 10-5: Na Sub-Bacia de Mundaú, a formação homônima (em verde) corresponde à sua seção rifte. Embora a formação apresente espessamento em direção à Falha de Mundaú (a falha de borda), esta variação de espessura não é tão proeminente como o observado em outras seqüências riftes das bacias sedimentares marginais. Por outro lado, a Formação Paracuru, interpretada como a seção transicional na Sub-Bacia de Mundaú, apresenta espessamento em direção a NE, em oposição à Formação Mundaú. Seção sísmica transversal LS-11. O quadro em azul delimita a área do Campo de Xaréu. Dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS.

Localmente, pôde ser constatado que algumas falhas antitéticas (direção NW-SE e mergulho para SW) à Falha de Mundaú exercem um aparente controle na variação de espessura dos estratos da Formação Paracuru (figura 10-6), o que é indicativo de que estas falhas possam ter estado em atividade durante a deposição da formação. De fato, em uma escala de maior detalhe, estas falhas antitéticas apresentam características muito similares às das típicas falhas de crescimento (perfil aproximadamente

lístico), condicionando, até mesmo, a formação de pequenos anticlinais *rollover* (figura 10-6). Análises e modelagens demonstram que as falhas antitéticas, via de regra, se instalam tardiamente em relação às sintéticas (Gibbs 1984; McClay 1990; Dula 1991; McClay *et al.* 1991), estando associadas ao colapso da seção sedimentar no ápice do anticlinal *rollover* (vide também Seção 7.1, no Capítulo 7). Tal ativação tardia das falhas seria, pois, condizente com o controle sobre a deposição da Formação Paracuru.

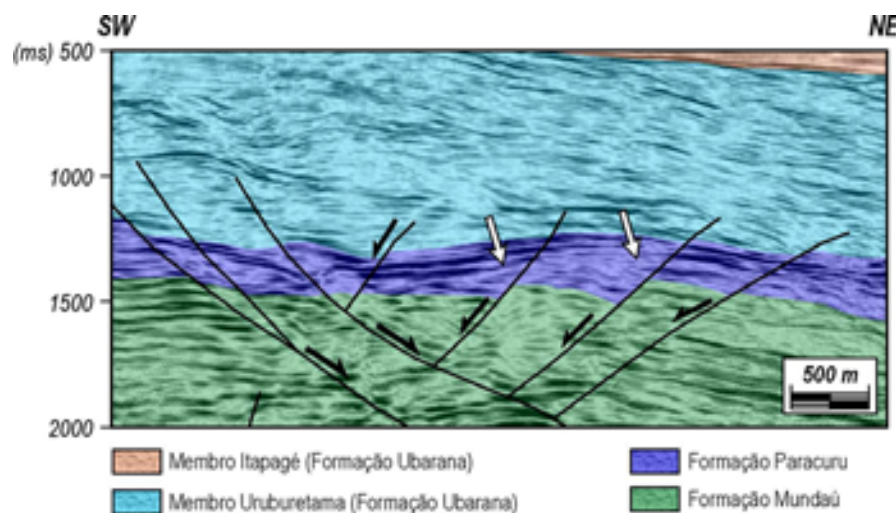


FIGURA 10-6: Em algumas seções sísmicas do Campo de Xaréu, foi possível reconhecer que a Formação Paracuru apresenta espessamento em direção a falhas normais antitéticas à Falha de Mundaú, o que pode indicar que estas estruturas estiveram ativas durante a deposição da formação. Detalhe da seção sísmica transversal LS-09. Dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS.

Em algumas bacias da margem continental do oeste africano (bacias do Gabão, do Congo e de Cabinda), pacotes sedimentares interpretados como pertencentes à fase rifte apresentam espessura aproximadamente constante, não exibindo aumento de espessura em direção à falha de borda (Karner *et al.* 1997; 2003). Na plataforma continental do noroeste australiano, onde se localiza o Platô de Exmouth (Exon *et al.* 1982), situação similar já havia sido observada (Driscoll & Karner 1998; Karner & Driscoll 1999). De fato, neste sítio, a deformação relacionada à fase rifte é condicionada por uma série de falhas normais de alto ângulo, não tendo sido identificada uma estrutura que se encaixasse como candidata à "falha de borda" (Driscoll & Karner 1998; Karner & Driscoll 1999). Por meio de simulações numéricas, Karner *et al.* (2003) têm demonstrado que o mecanismo responsável por esta configuração pode envolver mais o estiramento da crosta continental inferior do que a deformação frágil da crosta superior. No modelo de bacias-rifte clássico, toda a geração de espaço é acomodada pela deformação frágil da crosta superior, condicionada por intermédio de uma falha de borda; como a geração de espaço é acompanhada pela deposição de sedimentos, a contínua subsidência do substrato, mais acentuada próximo à falha de borda, induz a formação de estratos que apresentam espessura maior em direção à falha, diminuindo gradualmente à medida que se afaste dela (figura 10-7a). Entretanto, se durante a fase rifte a maior parte do estiramento necessário para a formação da bacia estiver concentrado na crosta inferior, que apresentaria um comportamento relativamente dúctil (quando comparada à crosta superior – Karner *et al.* 2003). Como consequência, ocorreria a subsidência das camadas suprajacentes, em um mecanismo similar à subsidência termal associada à formação das sinéclises intracratônicas (figura 10-7b). A geração

de espaço devido à deformação frágil da crosta superior pode ocorrer de forma bastante rápida, ao passo que a subsidência associada ao estiramento dúctil da crosta inferior (estilo *sag* ou de sinéclise) é relativamente lenta (Karner *et al.* 2003).

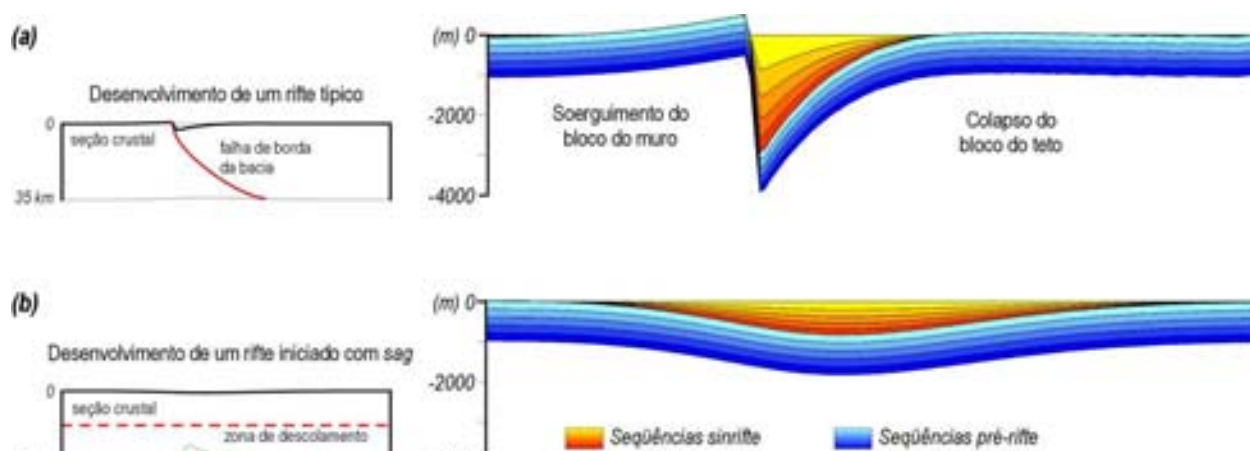


FIGURA 10-7: Modelagens numéricas aplicadas à distensão da litosfera. Em (a) é observada a formação de uma bacia-rifte clássica, condicionada pela formação de uma falha de borda em direção à qual ocorre espessamento da seção estratigráfica dos depósitos sedimentares sintectônicos. Neste caso, o estiramento litosférico seria acomodado, principalmente, por deformação frágil da crosta superior. Em (b) é ilustrada a formação de um rifte que evolui por subsidência gradual (*sag*) da crosta superior, por sua vez condicionada pelo estiramento dúctil da crosta inferior. A distensão diferencial entre as crostas superior e inferior provoca o desenvolvimento de uma superfície de descolamento (ou desacoplamento), que passa a funcionar como um limite intracrustal. Modificado de Karner *et al.* (2003).

Um mecanismo similar poderia ter atuado na Sub-Bacia de Mundaú. A fase "rifte frágil" é um fato na sub-bacia: a Formação Mundaú é seu principal produto, e ela se encontra completamente afetada por uma importante deformação frágil, em que se destaca o desenvolvimento da Falha de Mundaú. As diferenças no estilo dos depósitos (espessamento e fácies conglomeráticas mais reduzidas) podem ser creditadas à evolução cinemática transcorrente (Azevedo 1991; Matos 2000). Durante a deposição da Formação Paracuru, a deformação frágil foi menos acentuada quando comparada à época da sedimentação da Formação Mundaú, como observado das seções sísmicas disponíveis (figura 10-5, por exemplo). Porém, considerando que a Formação Paracuru tenha sido depositada durante um *continuum* da fase "rifte", então um mecanismo similar ao descrito anteriormente (o estiramento dúctil da crosta inferior) poderia ter estado em atuação. O resultado seria a combinação de uma fase inicial de rápida geração de espaço, acomodada pela deformação frágil da crosta superior (correlacionada à deposição da Formação Mundaú), com uma fase subsequente de subsidência relativamente lenta (associada à Formação Paracuru), devido à deformação da crosta inferior (figura 10-8). Esta interpretação é corroborada quando são confrontados dados de espessura e o intervalo cronológico de deposição, de cada uma destas formações. A partir da conversão em profundidade das seções sísmicas para o posterior balanceamento, vê-se que a Formação Mundaú pode apresentar espessuras de até 2.750 m, tendo sido depositada em um intervalo de cerca de 2×10^6 anos, enquanto que a Formação Paracuru, que foi depositada em cerca de 6×10^6 anos, apresenta espessura que pode atingir até 470 m. Disto se conclui

que as taxas de deposição das formações Mundaú e Paracuru são respectivamente iguais a $1,375 \times 10^{-3}$ e $7,833 \times 10^{-5}$ m/ano (vide Seção 6.2.3, no Capítulo 6); ou seja, não obstante seja cerca de 6 vezes mais espessa que a Formação Paracuru, a Formação Mundaú foi depositada sob uma taxa aproximadamente 18 vezes mais rápida.

Em adição aos dados em macroescala, os testemunhos de sondagem permitem inferir que a deformação atuou em estágios precoces da litificação das rochas da Formação Paracuru, particularmente no caso do Membro Trairí. A deformação chamada de D_1 nos testemunhos apresenta características tipicamente hidroplásticas, desenvolvendo estruturas meso/microscópicas morfologicamente similares às observadas em milonitos de zonas de cisalhamento de alta temperatura (vide seções 8.1.1 e 8.2.2, no Capítulo 8). O caráter hidroplástico apresentado pelas estruturas D_1 é diagnóstico de condições de deformação saturadas em água, que seriam esperadas quando as rochas do Membro Trairí ainda não se encontrassem plenamente litificadas, posicionando tais estruturas, pelo menos, em uma etapa tardilitificação. Como é interpretado que a origem das estruturas meso/microscópicas D_1 esteve condicionada aos principais falhamentos do Campo de Xaréu, desenvolvidos em macroescala, é possível referir que algumas destas falhas estiveram ativas ainda em estágios diagenéticos precoces da deposição do Membro Trairí, pelo menos.

Finalmente, o regime cinemático (inferido a partir da integração da interpretação sísmica com a análise de testemunhos de sondagem) relacionado à deformação no final do Aptiano (idade da deposição do Membro Trairí), caracterizado por um contexto transtrativo ligado a falhas E-W transcorrentes dextrais, não difere daquele que é inferido para o Eoaptiano (quando começou a ser depositada a Formação Mundaú), quando a ruptura do Oceano Atlântico Equatorial teria sido acomodada pela instalação de uma tectônica transcorrente dextral (Pindell & Dewey 1982; Pindell 1985; Marinho & Mascle 1987; Azevedo 1991; Matos 2000).

Neste sentido, o termo "transicional" talvez não seja adequado para ser aplicado à Formação Paracuru, principalmente por que esta formação não apresenta as características típicas do Estágio Transicional, como observado nas bacias da Margem Continental Leste do Brasil. Em seu lugar, neste trabalho, sugere-se posicionar a Formação Paracuru no Estágio Rifte que, neste caso, poderia ser dividido em **Sinrifte**, ocorrido entre o Eo e o Mesoaptiano, englobando a Formação Mundaú, e **Tardirrifte**, instalado entre o Mesoaptiano e o Eoalbio, e que incluiria a Formação Paracuru (figura 10-8).

10.3 – ORIGEM E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA

A integração dos estudos estruturais realizados ao longo da Sub-Bacia de Mundaú e do litoral do Estado do Ceará permite inferir uma evolução tectono-estrutural bastante complexa para este segmento

da Margem Equatorial Atlântica, caracterizado por uma seqüência de eventos de deformação frágil cujas idades pré-datam a própria instalação da Margem e culminam no período Neógeno.

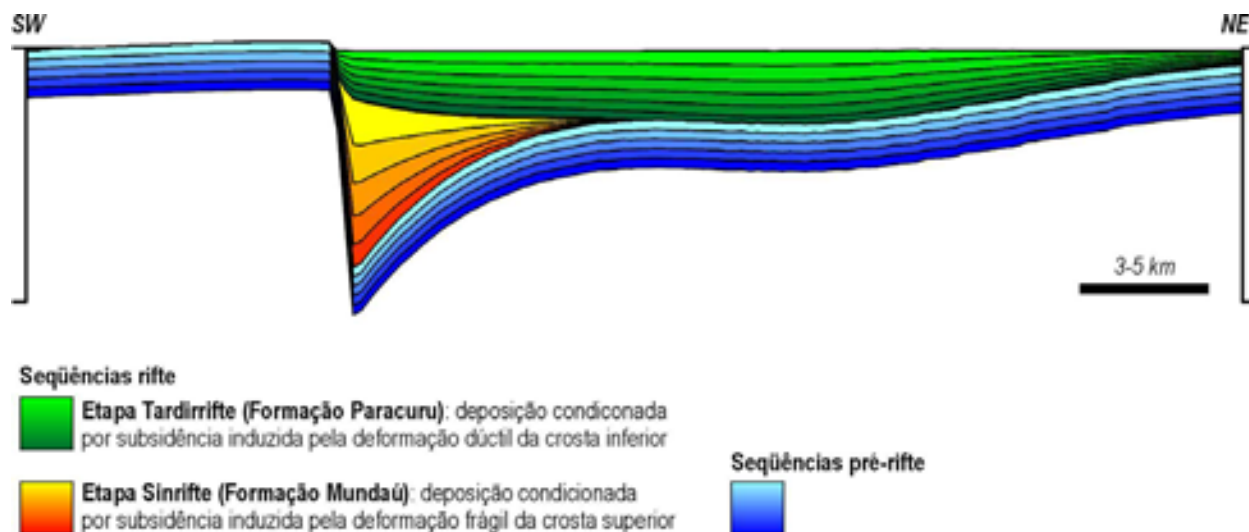


FIGURA 10-8: Na Sub-Bacia de Mundaú, o Estágio Rifte poderia ser decomposto em duas etapas distintas, ainda que contínuas e sucessivas no tempo geológico: na etapa Sinrifte seria depositada a Formação Mundaú, condicionada por uma deformação frágil concentrada na crosta superior, operante em um intervalo de tempo relativamente curto. Na etapa Tardirifte ocorreria a deposição da Formação Paracuru em um contexto de subsidência (sag) associada ao estiramento dúctil da crosta inferior. Esta fase de geração de espaço seria razoavelmente mais lenta que a anterior; como consequência, a Formação Paracuru apresenta espessuras menores que a Formação Mundaú. Adaptado de Karner et al. (2003).

A distinção entre cada um destes eventos foi realizada por meio da identificação e interpretação de atributos como regime e condições (PT) de deformação, estilo estrutural, cinemática e orientação das estruturas, além dos marcadores estratigráficos afetados. A seguir, será realizada uma breve discussão acerca dos estilos tectônicos caracterizados para o Cretáceo e para o Neógeno.

10.3.1 – UM MODELO TECTÔNICO A SER TESTADO

Um dos objetivos básicos da pesquisa realizada foi o reconhecimento de eventos de deformação frágil (ou mais especificamente, de temperatura baixa ou nível crustal raso), principalmente a partir dos dados de terreno, que permitissem testar o modelo atualmente mais aceito com respeito à evolução da Margem Equatorial Atlântica, no qual a ruptura e a cinemática de abertura seriam controladas por um regime transcorrente dextral (‘rifte’ oblíquo na plataforma continental) que evoluiria, mais tarde, para transformante dextral (Azevedo 1991; Matos 2000, por exemplo).

Os autores citados assumem que as principais descontinuidades entre as placas Sul-Americana e Africana podem ser correlacionadas através do Oceano Atlântico e unidas pelas grandes zonas de fraturas oceânicas. Assim, durante o regime tectônico atuante, falhas transformantes com cinemática dextral e de direção aproximadamente E-W teriam se desenvolvido nos limites entre as duas placas tectônicas, em resposta à aplicação de um sistema de tensões com σ_1 e σ_3 horizontais, e com direções NW-SE e NE-SW, respectivamente (tomando como referencial as coordenadas atuais do Continente Sul-Americano).

O estilo da deformação e a orientação das estruturas durante o Neobarremiano/Aptiano (Cretáceo Inferior) ao longo da Margem Equatorial Atlântica são essencialmente governados pelos eventos tectônicos que culminaram com o quebramento do supercontinente Gondwana. Este contexto originaria, tanto na plataforma continental como em terra, estruturas que são diagnósticas de tal regime (ver Seção 3.5 e figura 3-11, no Capítulo 3).

Os levantamentos de terreno (Capítulo 5) realizados ao longo da porção setentrional do Estado do Ceará objetivaram a busca por análogos ao Campo de Xaréu e, em uma escala menor, por evidências que suportassem (ou não) o modelo tectônico atualmente aplicado para explicar a origem e evolução da Margem Equatorial Atlântica. O mapeamento sísmico (Capítulo 7) e o estudo de testemunhos de sondagem (Capítulo 8) do Campo de Xaréu também visaram, em parte, o reconhecimento de estruturas compatíveis com o modelo em teste, auxiliando no entendimento da evolução tectônica da Sub-Bacia de Mundaú e do próprio Campo.

10.3.2 – EVIDÊNCIAS ENCONTRADAS NO CONTINENTE E NA PLATAFORMA CONTINENTAL

Evidências de campo que se encaixem no quadro tectônico esperado estão relacionadas ao desenvolvimento de fraturamentos em rochas cristalinas pré-cambrianas, uma vez que, ao longo do litoral adjacente à Bacia do Ceará, não são conhecidos afloramentos de rochas mais antigas que o Mioceno. Neste contexto, a região da Ponta de Jericoacoara, onde afloram quartzitos pertencentes ao Grupo São Joaquim da Faixa Médio-Coreaú, apresenta-se como uma área-chave para a caracterização da deformação atribuída ao Cretáceo. Subordinadamente, as regiões a sudoeste de Fortaleza (ortognaisses arqueanos a paleoproterozóicos pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico do Domínio Ceará-Central) e da Ponta do Iguape (quartzitos proterozóicos correlacionados ao Grupo/Complexo Ceará no Domínio Ceará-Central) também apresentam estruturas que se enquadram no mesmo contexto.

De uma maneira geral, os fraturamentos mapeados nestas três regiões são caracterizados por falhas transcorrentes dextrais de direções ENE-WSW a WNW-ESE, e juntas distensionais escalonadas de direção NW-SE. Os três conjuntos de estruturas podem ser compatibilizados por meio de um único quadro tectônico caracterizado por transcorrências dextrais principais de direção E-W (figura 10-9).

Na porção submersa da Sub-Bacia de Mundaú e, especificamente, no Campo de Xaréu, as falhas lítricas (com dobramentos do tipo *rollover* associados) mapeadas apresentam direção NW-SE. Os resultados obtidos por meio do estudo dos testemunhos de sondagem permitem atribuir que as falhas normais apresentam transporte tectônico principal para ENE (Seção 8.2.2, do Capítulo 8), o que implica em que uma componente de deslocamento lateral, dextral, esteja relacionada a estas estruturas (figuras 10-5 e 10-10). Uma possível estrutura-em-flor negativa, caracterizada a sudeste do Campo de Xaréu, apresenta direção ENE-WSW e, provavelmente, possui componente de movimentação direcional dextral

(figura 10-10). Tanto as falhas normais (obíquas neste caso) como a estrutura-em-flor negativa estariam posicionadas em um sítio transtrativo de uma falha transcorrente dextral de direção E-W (figura 10-10; vide também Seção 7.2.3, no Capítulo 7). A oeste do Campo, o pacote de rochas da Formação Paracuru apresenta feições interpretadas como uma estrutura-em-flor positiva NE-SW (alternativamente uma estrutura do tipo *pop-up*) e dobramentos com eixo orientado na mesma direção, ambos indicando compressão NW-SE (figura 10-10).

Nas demais sub-bacias da Bacia do Ceará, são conhecidos vários registros de estruturas originadas em um contexto transpressivo dextral, a exemplo de falhas inversas e empurrões de direção NE-SW a ENE-WSW, e dobramentos contracionais associados e com mesma orientação, que foram mapeados nas sub-bacias de Piauí-Camocim por Zalán (1983; 1985) e Zalán *et al.* (1985), e Icaraí/Acaraú por Castro (1992).

Na porção submersa mais ocidental da Bacia Potiguar, já próximo ao Alto de Fortaleza, uma pequena bacia *pull-apart*, o *Graben* de Jacaúna, apresenta relação com falhas E-W transcorrentes dextrais (Matos 1999).

Todas estas estruturas, tanto os fraturamentos mapeados no continente como as falhas e dobras caracterizadas na Sub-Bacia de Mundaú por esta Tese, além das feições já caracterizadas na literatura, apontam para um regime cinemático controlado por transcorrências dextrais principais com direção E-W, associado a contextos transtrativos locais, como na Ponta de Jericoacoara, no Campo de Xaréu (em sua porção sudeste) e no *Graben* de Jacaúna, e transpressivos, a exemplo das regiões a sudoeste de Fortaleza, da Ponta do Iguape, a oeste do Campo de Xaréu (figuras 10-9 e 10-10) e nas sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú e Icaraí.

10.3.3 – A MANUTENÇÃO DO REGIME CINEMÁTICO DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA ENTRE O MESOZÓICO E O CENOZÓICO

Uma das principais questões que podem ser levantadas sobre a evolução da Margem Equatorial Atlântica é a aparente manutenção, no Cenozóico, dos esforços relacionados à abertura da margem, ou ainda, como a tectônica transcorrente/transformante induziu estruturas tectônicas no continente? Para obter uma resposta satisfatória a estas questões, devem ser procurados indícios que suportem a manutenção do regime cinemático, a exemplo de estruturas em afloramentos.

É claro que o reconhecimento de estruturas que afetam marcadores mais jovens e que foram desenvolvidas sob a mesma cinemática da Margem Equatorial Atlântica, não é um critério bastante por si só. É necessário que seja historiada uma deformação contínua no decorrer do tempo, o que requer, por conseguinte, o registro de estruturas correlacionáveis ao regime cinemático esperado que estejam afetando marcadores de diversas idades. É exatamente neste ponto em que reside a maior problemática.

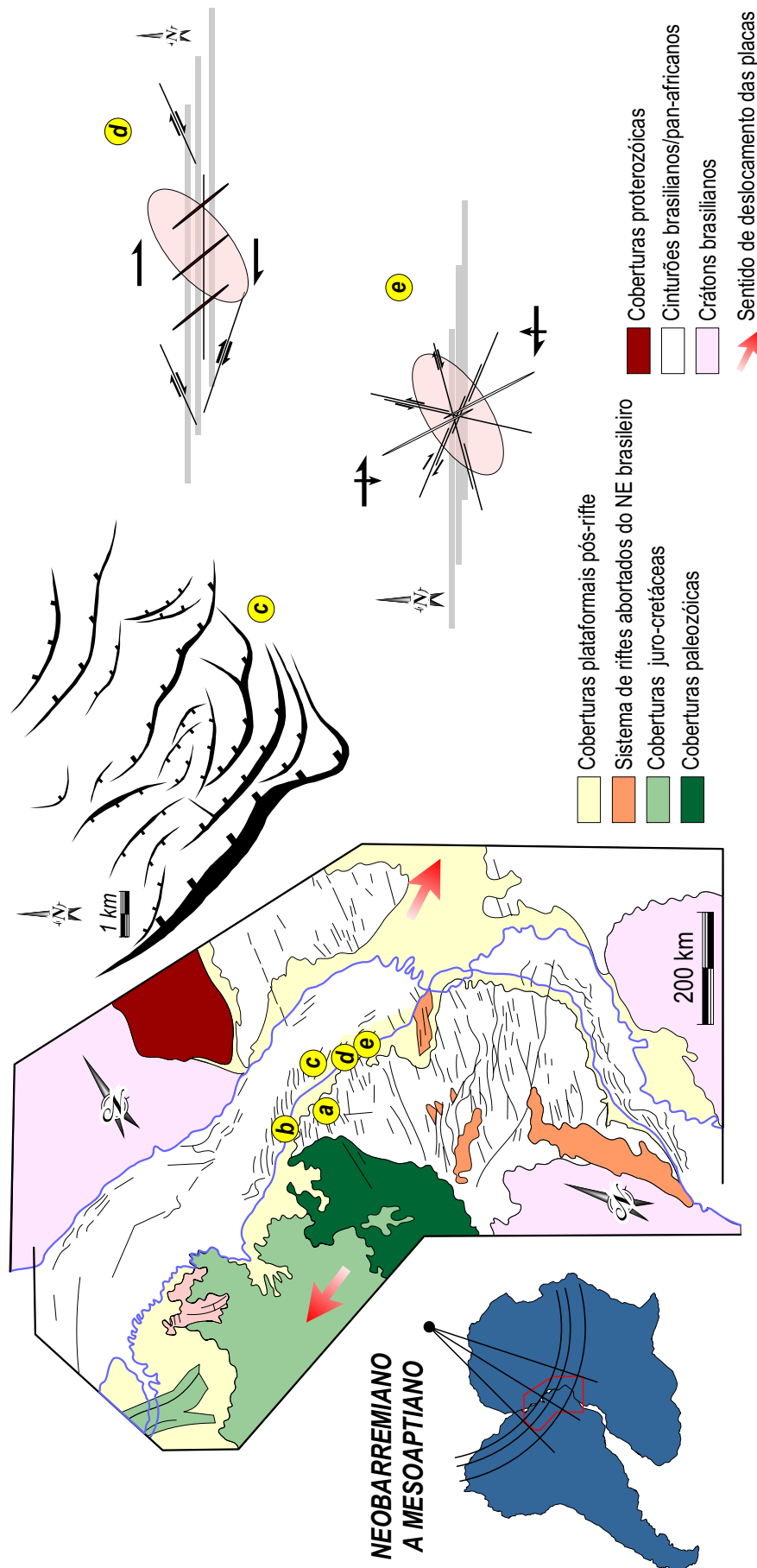
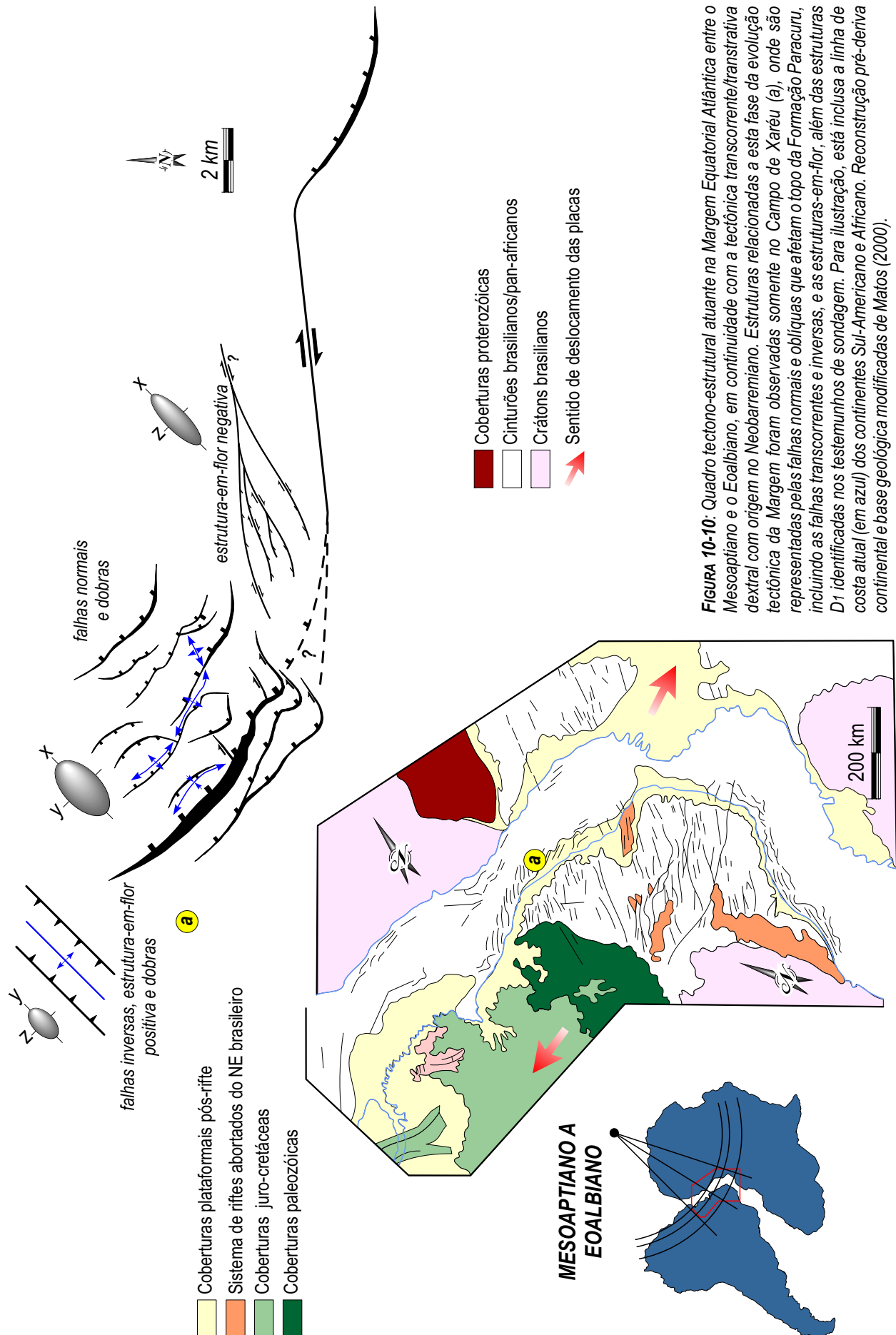


FIGURA 10-9: Quadro tectono-estrutural para a transição entre o Neobarremiano e o Mesozoico, quando a deformação foi controlada pela instalação de uma tectônica transcorrente dextral ao longo da Margem Equatorial Atlântica. Estruturas creditadas a esta fase da evolução tectônica da Margem correspondem às fraturas D1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (a), às falhas "rife" que afetam a Formação Mundaú no sistema D1 na Ponta de Jericoacoara (b), às falhas "rife" que afetam a Formação Mundaú no Campo de Xaréu (c), e às fraturas mapeadas no afloramento BCE-09 a sudoeste de Fortaleza (d) e na Ponta do Iguape (e). Embora as falhas "rife" do Campo de Xaréu estejam representadas juntamente com as fraturas no continente, é interpretado que as primeiras tenham sido originadas em uma etapa de deformação posterior, entre o Eo e o Mesozoico. Para ilustração, está incluída a linha de costa atual (em azul) dos continentes Sul-Americano e Africano. Reconstrução pré-deriva continental e base geológica modificadas de Matos (2000).



Como já referido não são conhecidas rochas com idades mais antigas que o Mioceno na porção do litoral cearense estudado: neste segmento emerso da Margem Equatorial, os litotipos mais antigos correspondem a unidades pertencentes às formações Camocim (Mioceno) e Barreiras (Mioceno a Pleistoceno) e outras unidades lito e cronocorrelatas. Em regiões mais interioranas, litologias mais jovens que o embasamento cristalino pré-cambriano somente estão presentes no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (vide Seção 5.4.2, no Capítulo 5) e na Bacia do Parnaíba, que contém preenchimentos sedimentares paleozóicos.

Estruturas relacionadas a um contexto pós-rifte, do Cretáceo Superior e Cenozóico, podem, eventualmente, ter sido influenciadas ou originadas pelo regime cinemático associado à ruptura do Gondwana ao longo da Margem Equatorial Atlântica durante o Cretáceo Inferior, acomodado pela instalação de uma tectônica transcorrente/transformante dextral na direção E-W, por sua vez condicionada por contração NW-SE e distensão NE-SW.

Em alguns setores da Bacia Potiguar, como na borda sul, por exemplo, estruturas impressas na Formação Açu (de idade albiana a cenomaniana) e no embasamento cristalino subjacente apresentam orientação e cinemática compatíveis com o contexto de deformação da Margem Equatorial Atlântica, constituindo falhamentos normais ou oblíquos de direção NW-SE (Jardim de Sá 2001). Zonas de cisalhamento pré-cambrianas de direção NE-SW apresentam reativações com cinemática contracional/transpressional sinistral (a exemplo do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém na região de Icapuí/CE – Sousa 2003, e, principalmente, da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II ao longo do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú, no noroeste do Estado do Ceará – vide Seção 5.4.2, no Capítulo 5 desta Tese), também coadunáveis a este regime cinemático. No caso do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém, esta (primeira) fase de reativação pode ter iniciado no Albiano, antes da deposição da Formação Jandaíra (Sousa 2003). Para a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, a idade desta etapa de recorrência frágil é apenas especulativa, devido à ausência de marcadores estratigráficos com cronologia apropriada.

Em uma fase seguinte, a deformação transpressional na região de Icapuí pode ter provocado o soerguimento do topo da Formação Jandaíra ao longo de, pelo menos, alguns setores do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém, implicando na manutenção do regime relacionado à abertura do Oceano Atlântico Equatorial até, pelo menos, o Eocampaniano, que é a idade mínima dos Calcários Jandaíra.

Ainda na região de Icapuí, dobras com eixo de direção NE-SW e estruturas-em-flor positivas afetando uma fácies inferior da Formação Barreiras, apresentam cinemática e orientação também compatíveis com o regime transcorrente/transformante da Margem Equatorial Atlântica (Sousa 2003). Tais estruturas poderiam ter relação com o mesmo regime transpressivo sinistral associado à reativação do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (figuras 10-11 e 10-12a) ou, alternativamente, estar

posicionadas em terminações transpressionais de uma falha ou zona de falhas transcorrentes dextrais com orientação E-W (figura 10-11 e 10-12a) (Sousa 2003).

Em uma primeira análise, para que a deformação iniciada no Cretáceo Inferior tenha prosseguido até o Neógeno, seria necessário que as zonas de fraturas oceânicas adjacentes à Margem Equatorial Atlântica brasileira, especialmente a Zona de Fratura Romanche, tenham estado ativas durante este período. Taxas diferenciais de expansão, ao longo de diferentes segmentos da Dorsal Mesoatlântica, poderiam ser o mecanismo controlador deste tipo de reativação (Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001; Sousa 2003).

10.3.4 – O REGISTRO DEIXADO PELOS EVENTOS CENOZÓICOS

Com a contínua construção de crosta oceânica entre a América do Sul e a África e a conseqüente atenuação da influência das zonas de fraturas transformantes sobre os continentes, as tensões aplicadas à Placa Sul-Americana passam a ser controladas por vários processos distintos, como as tensões flexurais geradas na transição entre as crostas continental e oceânica. Esforços originados graças a mecanismos de amplitude regional também se fazem presentes.

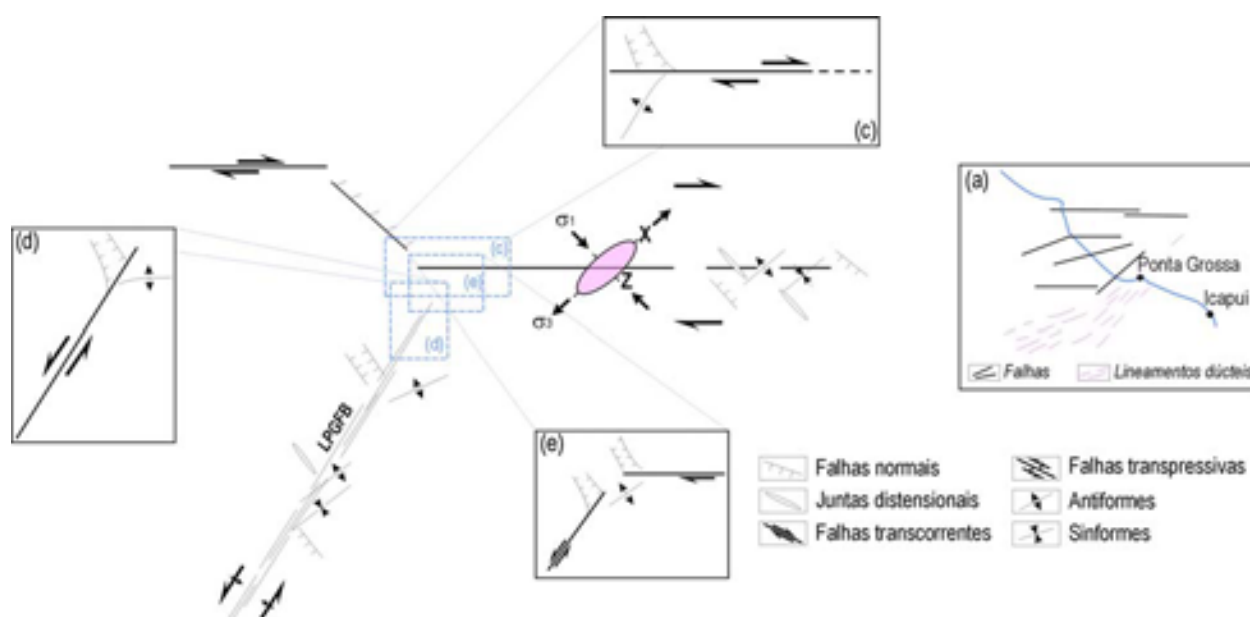


FIGURA 10-11: Modelos estruturais esquemáticos para explicação da deformação cretáceo-cenozóica na região de Icapuí (CE), porção ocidental da Bacia Potiguar, a partir da associação com estruturas de direção E-W ou NW-SE na Margem Continental e NE-SW no interior. Em (a) são ilustrados lineamentos NE-SW e E-W interpretados de dados magnetométricos. Em (b) são mostradas as estruturas relacionadas à reativação, dextral ou sinistral, do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém. (c), (d) e (e) representam detalhes das terminações do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém e sua interconexão com uma zona transcorrente E-W hipotética, situada no domínio oceânico. Compilado de Sousa (2003).

O mecanismo gerador de esforços mais caracteristicamente relacionado ao Cenozóico (embora sua origem remonte, pelo menos, ao Cretáceo Superior) é a interação da expansão do assoalho oceânico ao longo da Dorsal Mesoatlântica e o movimento convergente entre as placas de Nazca e Sul-Americana, originando a Cadeia Andina. A interação destes dois processos levaria a América do Sul a experimentar

um regime de tensões tipificado por uma compressão generalizada com direção E-W (Assumpção 1992; Coblenz & Richardson 1996; Ferreira *et al.* 1998 – vide também Seção 4.3.3 no Capítulo 4).

Os primeiros registros da existência de uma dorsal oceânica entre a América do Sul e a África datam do Albiano (Matos 2000), sendo que o clímax da expansão do assoalho oceânico do Atlântico equatorial e meridional ocorreu já no Cenomaniano (Matos 2000). Por outro lado, embora os primeiros indícios da subducção da Placa de Nazca na Placa Sul-Americana provenham do Pliensbachiano (Jurássico Inferior) (Boily *et al.* 1984; Pichowiak *et al.* 1990), foi somente entre o Eoceno e o Oligoceno que a Orogênese Andina alcançou o seu ápice (Pardo-Casas & Molnar 1987; Sempere *et al.* 1990; Baby *et al.* 1997; Jaillard *et al.* 2000; Ramos 2000). É apenas a partir desta idade, portanto, que o regime de compressão generalizada na direção E-W ao qual está submetido a Placa Sul-Americana, tornou-se mais efetivo.

Estruturas que melhor se encaixariam neste quadro são os dobramentos que afetam os arenitos e conglomerados da Formação Camocim na região homônima (figura 10-12c). Os eixos das dobras apresentam direção principal NNE-SSW, indicando compressão WNW-ESE, que é compatível com o regime dinâmico regional. Refrações locais por descontinuidades, como zonas de cisalhamento proterozóicas ou pela linha de costa, poderiam ter reorientado as tensões, posicionando σ_1 na direção WNW-ESE (Lima Neto 1998; 1999).

Além da extensão da tectônica cretácea no Cenozóico (Seção 10.3.3) e da dinâmica resultante da expansão da Dorsal Mesoatlântica e da compressão da Cadeia Andina, um terceiro mecanismo tectônico importante pode ser caracterizado a partir da transição Paleógeno/Neógeno, e que também deixou registro em alguns dos afloramentos estudados. As fraturas preenchidas por óxidos de ferro e calcedônia, mapeadas nos quartzitos mesoproterozóicos da região da Ponta de Jericoacoara, foram desenvolvidas durante um regime cinemático relativamente complexo, em resposta a um contexto dinâmico caracterizado pela constante permuta entre os eixos principais de tensões (veja discussões nas seções 5.4.3c e 5.5.3, no Capítulo 5, e em Jardim de Sá *et al.* 1999). O regime cinemático principal que controlou a origem destas fraturas, como indicado por juntas distensionais e falhas transcorrentes com importante componente de abertura associado (como observado na região de Jericoacoara e em vários setores da Bacia Potiguar), denota contração aproximadamente N-S (NW-SE) e distensão E-W (a NE-SW) (figura 10-12b).

Na região de Icapuí (CE), os marcadores por excelência deste regime de deformação são as rochas siliciclásticas da Formação Barreiras, notadamente nas localidades de Ponta Grossa, Redonda e Vila Nova (Sousa 2003). A deformação distensional entre Ponta Grossa e Vila Nova, caracterizada por conjuntos de falhas normais em padrão lítrico e dominó, com direção N-S/NNE-SSW (indicativas, por conseguinte, de distensão na direção E-W a NW-SE), é compatível com a deformação transtraccional

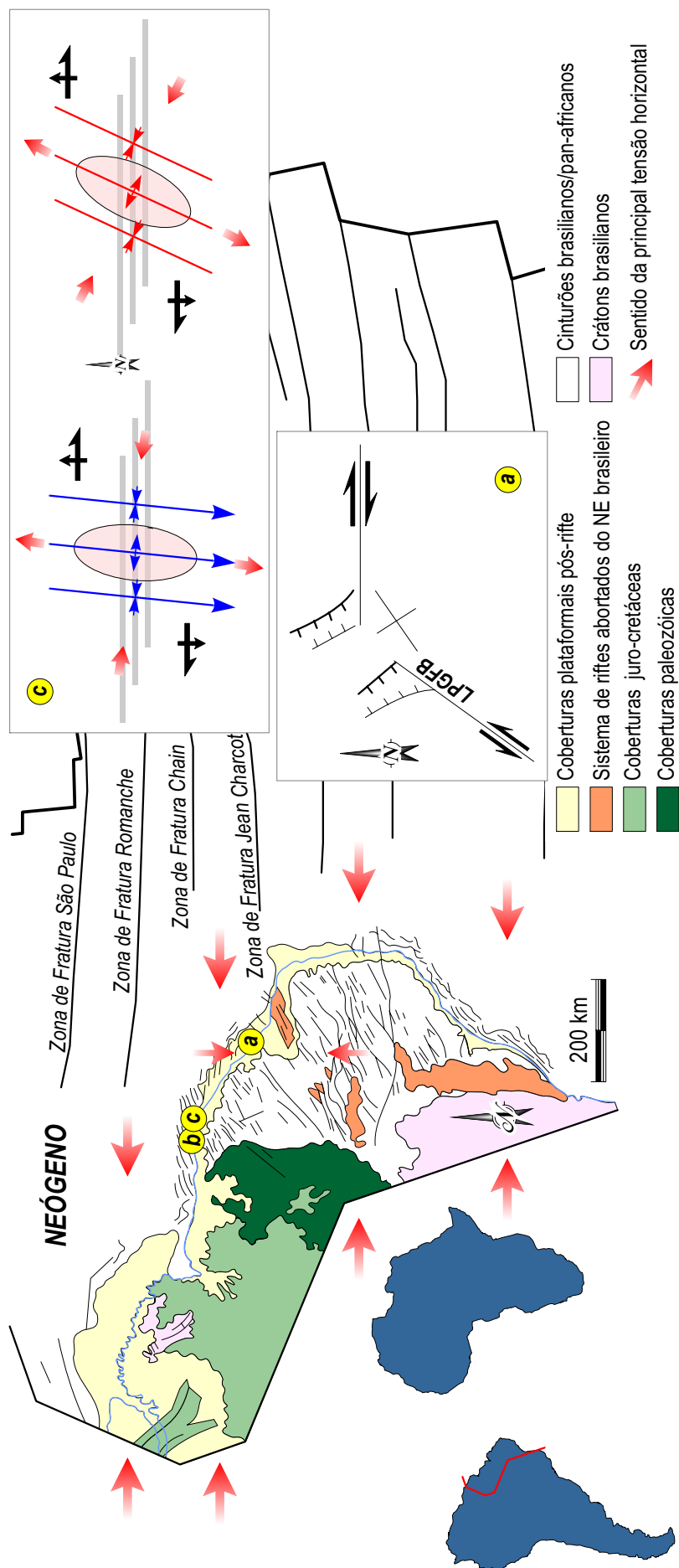


FIGURA 10-12: Quadro tectono-estrutural em operação na Margem Equatorial Atlântica durante o Neógeno (Mioceno a Plioceno). Neste período, três campos de esforços distintos controlaram o desenvolvimento das estruturas no continente e na plataforma: a continuidade de deformação transcorrente/transformante originada no Cretáceo provocou a reativação frágil do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (LPGFB - um segmento da Zona de Cisalhamento do Jaguaribe) e a origem das falhas normais, dobras e estruturas-em-flor positiva afetando a Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (a) conforme caracterizado por Sousa (2003); um regime de expansão geral na superfície horizontal deu origem às fraturas relacionadas ao sistema D2 na Ponta de Jericoacoara (b) e das estruturas D2 nos testemunhos de sondagem do Campo de Xaréu (não representadas); a expansão da Dorsal Mesatlântica somada à compressão da Cadeia Andina tem submetido a Placa Sul-Americana a um regime compressivo de direção E-W que, somado a relíquias da tectônica cretácea, foi responsável pela formação das dobras na região de Camocim (c). Traçados das zonas de fraturas oceânicas segundo Sokolov (1999a) e base geológica modificada de Matos (2000).

sinistral ao longo do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (comparar direções nos modelos da figura 10-11), e seria especialmente desenvolvido em sua porção norte-ocidental (figura 10-11).

O regime deformacional descrito pode envolver, de fato, distensão geral no plano horizontal (uma vez que, nos quartzitos em Jericoacoara são observadas fraturas abertas em mais de uma direção – vide prancha 5-11, fotografia 6 no Capítulo 5), tendo sido bem caracterizada em vários setores da Bacia Potiguar e em regiões adjacentes no embasamento cristalino (Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999; Menezes 1999; Menezes & Jardim de Sá 1999; Sousa *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001; Sousa 2003; Jardim de Sá *et al.* no prelo). Usualmente, o regime apresenta distensão com maior magnitude na direção E-W (falhas normais ou transcorrentes são desenvolvidas com orientações distintas ou por condicionamentos variáveis resultantes de permuta nos eixos de tensões), explicando a “compressão” N-S aparente; em geral, a distensão principal E-W (σ_3) (a nordeste da Margem Equatorial Atlântica) é mantida constante, enquanto que σ_1 e σ_2 alternam em função de efeitos de erosão ou deposição rápidas, ou da pressão de fluidos (Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001; Jardim de Sá *et al.* no prelo) (figura 10-13).

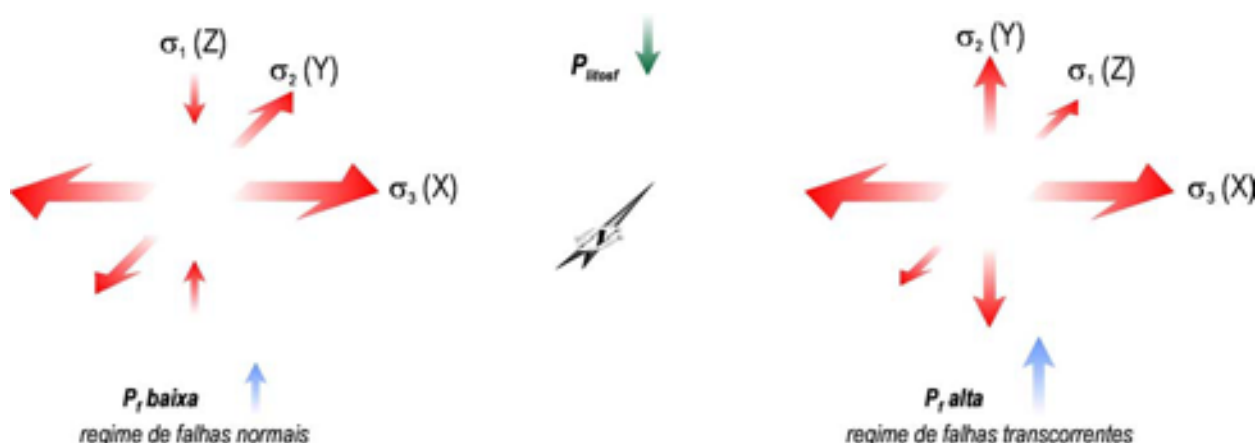


FIGURA 10-13: A deformação caracterizada no Neógeno da Província Borborema pode ter envolvido um regime de expansão geral na superfície horizontal, na qual o eixo principal de distensão (σ_3) seria aproximadamente E-W (NE-SW). A compressão relativa correspondente, mais apropriadamente uma distensão mínima N-S, e seria acompanhada pela permuta entre os eixos σ_1 e σ_2 , graças a variações na pressão de fluidos (P_f), induzindo, localmente, regimes de falhas normais (a) ou transcorrentes (b).

Sem detrimento de outros modelos adequados, que venham a ser propostos, a coincidência aproximada de idades entre este evento tectônico e o Vulcanismo Macau na Bacia Potiguar permite associar tal sistema de distensão geral no plano horizontal à seção crustal superior de uma grande estrutura dômica, termalmente ativada durante o Neógeno (figuras 10-14 e 10-15) (Dantas 1998; Menezes 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001). Os magmas basálticos proviriam da fusão parcial do manto durante a passagem da Placa Sul-Americana sobre uma pluma (figura 10-15). A ascensão do magma seria essencialmente controlado por descontinuidades. O soerguimento da astenosfera (isoterma)

no topo da pluma provocaria o intumescimento crustal que caracteriza o regime expansivo na superfície topográfica (figuras 10-14 e 10-15), acompanhado por estruturas frágeis em níveis crustais mais rasos.

Este contexto tectônico tem sua atuação proposta para os estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba, e para o extremo nordeste do Ceará. Tentativamente, o prolongamento para noroeste deste importante evento magmático pode ser feito pela correlação do Vulcanismo Macau com os vulcanismos Mecejana e Mundaú, que poderiam ter originado um regime de esforços similar.

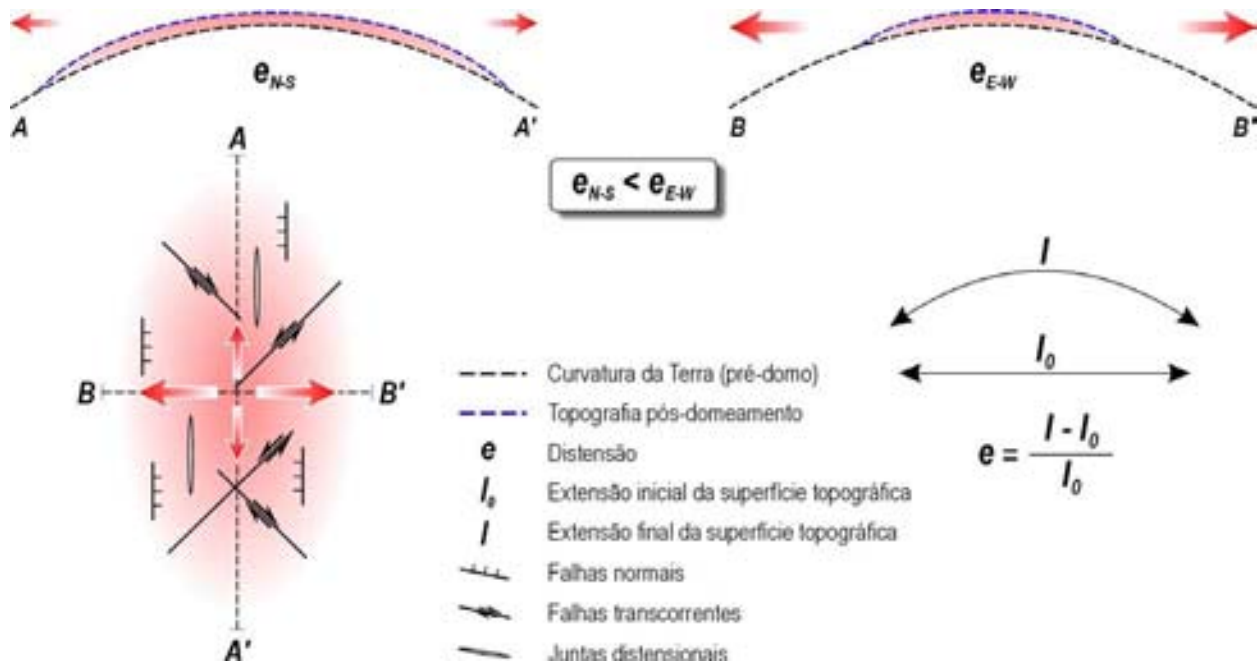


FIGURA 10-14: Esquema ilustrando como uma estrutura dômica termicamente ativada produziria distensão E-W e “compressão” N-S aparente. Juntas distensionais N-S (um conjunto E-W poderia ser desenvolvido subordinadamente) são previstas pelo modelo, que apresenta boa correspondência com a estruturação neógena na Província Borborema. Compilado de Dantas (1998).

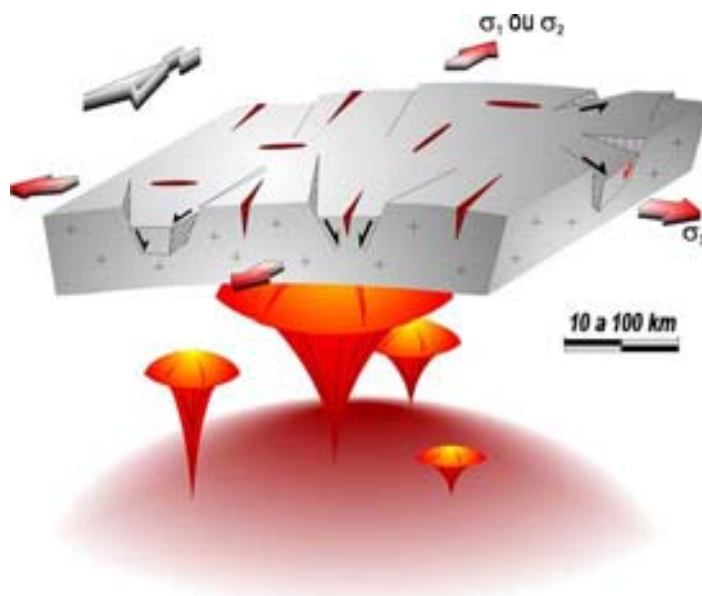


FIGURA 10-15: Concepção da deformação caracterizada por expansão geral na superfície topográfica induzida pelo domeamento termicamente ativado entre o Neógeno e o Pleistoceno. O intumescimento crustal (crosta média a superior) foi provocado pela passagem da Placa Sul-Americana sobre uma pluma mantélica, que provocou a fusão do manto litosférico e levou à formação do Vulcanismo Macau. Modificado de Jardim de Sá et al. (no prelo).

Deve ser levado em conta o papel das discontinuidades crustais (zonas de cisalhamento, passagem crosta continental/crosta oceânica, orientação da linha de costa) na reorientação e redistribuição dos esforços (Lima Neto 1998; 1999), tanto ao longo do continente como na porção submersa da Bacia do Ceará. Isto é, a despeito de que cada conjunto de estruturas mapeadas nos afloramentos esteja relacionado a um evento tectônico específico, é possível que todos eles retratem uma situação muito mais complexa do que foi aqui interpretado.

10.3.5 – PROPOSIÇÃO DE UMA SEQUÊNCIA DE EVENTOS DE DEFORMAÇÃO ENTRE O CRETÁCEO INFERIOR E O NEÓGENO A PARTIR DOS RESULTADOS ALCANÇADOS

Embora o registro litológico na área estudada seja relativamente descontínuo ao longo do tempo geológico, é possível inferir um empilhamento para a sucessão de eventos de deformação que foi caracterizada neste trabalho e em outros prévios, integrando os dados de terreno e da porção submersa da Margem Equatorial Atlântica. É importante ser ressaltado que as correlações realizadas devem ser entendidas como tentativas, uma vez que, para a maior parte dos marcadores analisados, não existem dados geocronológicos.

Os primeiros indícios da deformação intracontinental que levou à ruptura do Gondwana Ocidental, provavelmente entre o Neobarremiano e o Eoaptiano (Matos 2000), foram caracterizados pela implantação de um regime transcorrente/transtrativo dextral nucleado ao longo das discontinuidades pré-cambrianas. Neste contexto, pode ter ocorrido a formação das estruturas frágeis relacionadas ao sistema D₁ nos ortoquartzitos da região de Jericoacoara e das fraturas que afetam os ortognaisses a sudoeste de Fortaleza e na Ponta do Iguape (figuras 10-9). A tentativa de correlação dos fraturamentos identificados nestas três áreas, com os primeiros pulsos da deformação que levaria à formação da Margem Equatorial Atlântica. Assumindo uma reativação transcorrente/transpressional sinistral para a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, é provável que a etapa de recorrência que originou as fraturas D₁ nesta região tenha ocorrido também nesta época.

O prosseguimento da deformação com o mesmo contexto cinemático transcorrente/transtrativo dextral, entre o Eo e o Mesoaptiano, levou à geração de espaço para a implantação da plataforma continental e instalação da Bacia do Ceará. Neste período, houve a deposição e deformação da sequência sinrifte na Sub-Bacia de Mundaú, a Formação Mundaú (figuras 10-9). A Sub-Bacia de Mundaú estaria localizada em um sítio transtrativo NW-SE da Margem Equatorial Atlântica, tendo como consequência a origem de falhas lítricas exibindo rejeito oblíquo (normal +transcorrente dextral). Não existem testemunhos que amostram a Formação Mundaú; portanto, a determinação do sentido de transporte nesta unidade é feita, de modo especulativo, por correlação com estruturas meso e microscópicas presentes na Formação Paracuru, sobreposta. Do Mesoaptiano ao Eoalbio ocorreu a deposição da Formação

Paracuru na Bacia do Ceará, em uma etapa aqui denominada Tardirrifte, de relativa quiescência tectônica, porém experimentando reativações “pós-deposicionais.” De fato, é possível que algumas falhas tenham estado em atividade durante a deposição da Formação Paracuru (como indicado pelos dados sísmicos e de testemunhos – vide também Seção 10.2), que seria deformada por falhas normais/oblíquas e estruturas-em-flor (figura 10-10). O sentido de transporte predominante ainda é para ENE, como denotado pela interpretação das estruturas D₁ nos testemunhos, que se caracterizam por cisalhamentos paralelos à laminação sedimentar (caráter estritamente hidroplástico, indicando deformação sin a tardilitificação, em regime supersaturado em água). O maior grau de litificação das rochas da Formação Paracuru e/ou variações reológicas nas camadas controlaram a passagem gradual dos cisalhamentos intra/interestratais para zonas de cisalhamento e falhas normais de mergulho moderado, que apresentam continuidade cinemática com suas predecessoras, indicando também transporte tectônico para ENE.

A evolução progressiva do contexto cisalhante dextral E-W leva à ruptura da litosfera continental ao longo da região da recém-formada Margem Equatorial Atlântica, condicionada pela origem de falhas transformantes a partir do Mesoalbio (Matos 2000). Este contexto não apresenta registro nos dados levantados no continente ou na Sub-Bacia de Mundaú.

No Cenozóico, a interferência de vários contextos cinemáticos (manutenção do regime cinemático da Margem Equatorial Atlântica; compressão E-W na Placa Sul-Americana devido à expansão do Oceano Atlântico e à compressão da Cadeia Andina; regime de expansão geral na superfície horizontal devido ao domeamento térmico na Província Borborema) conduziu a origem e evolução das estruturas. O regime cinemático equatorial desenvolveu os dobramentos e as estruturas-em-flor positivas na região de Icapuí (CE), entre o Mioceno e o Plioceno (Sousa 2003) (figuras 10-11 e 10-12). Concomitantemente (ou penecontemporaneamente), a deformação relacionada ao regime de expansão geral na superfície horizontal controlou a origem de falhas normais N-S/NNE-SSW, também na região de Icapuí(CE) (Sousa 2003). Tentativamente, credita-se a este evento a origem do sistema D₂ de fraturas na Ponta de Jericoacoara (figura 10-12), das fraturas do segundo sistema no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú, e dos preenchimentos de óxido de ferro nas fraturas a sudoeste de Fortaleza (ainda que estes últimos também possam ter sido originados durante o Cretáceo Inferior). É atribuída a esta etapa, ainda, as estruturas D₂ caracterizadas nos testemunhos de sondagem do Campo de Xaréu. Também durante o Mioceno, a deformação relacionada ao somatório do regime de compressão generalizada E-W (originado pela expansão do assoalho oceânico ao longo da Dorsal Mesoatlântica e o movimento convergente entre as placas de Nazca e Sul-Americana originando a Cadeia Andina) e tensões remanescentes da tectônica cretácea, teria dado origem aos dobramentos na região de Camocim (figura 10-12).

CAPÍTULO 11

Conclusões e Recomendações

11.1 – CONCLUSÕES

Por meio das diversas ferramentas e técnicas empregadas, e das várias escalas de abordagem, tratadas nos capítulos precedentes, foi efetuada a caracterização estrutural do Campo de Xaréu e do contexto regional associado. No presente Capítulo, serão sintetizadas as principais conclusões deste trabalho.

11.1.1 – SOBRE A ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

A interpretação das imagens de radar permitiu a definição da trama estrutural regional presente nas rochas do substrato cristalino e das coberturas sedimentares sobrepostas, tendo sido possível distinguir entre os lineamentos relacionados à trama dúctil de alta temperatura do substrato, originada durante os eventos termo-tectônicos pré-cambrianos, e lineamentos de caráter frágil, presentes tanto no substrato como nas coberturas sedimentares, cuja origem remonta a vários eventos de deformação a partir do final do Neoproterozóico. Cada um destes domínios (embasamento e coberturas) exibe características estruturais particulares, o que levou à subdivisão da área analisada em nove setores estruturais distintos, a saber: (i) os setores A, B e C são caracterizados essencialmente pelas exposições do substrato cristalino pré-cambriano da Faixa Médio-Coreaú (A), Domínio Ceará-Central (B) e da Faixa Orós-Jaguaribe (C); (ii) o Setor D inclui parte da Bacia do Parnaíba; (iii) os setores E a H englobam a borda continental da Bacia do Ceará; e (iv) o Setor I compreende a porção ocidental da Bacia Potiguar.

No mapeamento das unidades geológicas por meio do processamento digital de imagens multiespectrais de satélite, as composições RGB-432, RGBI-4322, RGBI-4323, RGB-542 e RGB-742 foram as que apresentaram os melhores resultados. Para a extração dos lineamentos das imagens digitais de satélite, o filtro *Prewitz*, aplicado à banda 5 em várias direções, foi o que mostrou os melhores resultados. Durante a análise estrutural das imagens de satélite, foram considerados os mesmos domínios definidos na interpretação das imagens de radar.

Em cada um dos setores estruturais foi observado que existe uma razoável correspondência entre os dados de radar e os de imagens multiespectrais, ainda que algumas singularidades, com respeito à intensidade e à direção de alguns conjuntos de fraturas, tenham sido observadas. Existe também uma

certa relação entre a orientação/distribuição dos lineamentos e a segmentação, seguindo aproximadamente a orientação da linha de costa, da Bacia do Ceará (setores E a H), bem como a separação entre esta e a Bacia Potiguar (Setor I). Por similaridade de seus comportamentos estruturais, os cinco setores podem ser agrupados em dois conjuntos: (i) E-F, onde predominam lineamentos com orientação NW-SE e NE-SW; (ii) e G-H-I, caracterizados pelo predomínio de fraturas com direção E-W, WNW-ESE e NE-SW.

11.1.2 – SOBRE O ESTUDO DE ANÁLOGOS DE TERRENO PARA O MEMBRO TRAIRÍ E O CAMPO DE XARÉU

O mapeamento estrutural realizado em diversas áreas ao longo da porção setentrional do Estado do Ceará, adjacente às bacias do Ceará e Potiguar possibilitou o reconhecimento de vários estilos de estruturas frágeis que podem ser relacionadas a importantes eventos tectônicos em nível crustal raso e de âmbito regional.

Na Bacia do Araripe, o Membro Romualdo representa um ótimo análogo deposicional e reológico para o Calcário Trairí, uma vez que o primeiro apresenta uma sucessão de litologias muito similar àquela encontrada no Campo de Xaréu. Individualmente, cada litologia do Membro Romualdo apresenta características petrográficas também muito semelhantes às observadas no Membro Trairí.

Em Camocim, conglomerados miocênicos apresentam dobramentos com eixos NNE-SSW a NE-SW, compatíveis com um regime de transtensão dextral.

Na região de Santana de Acaraú, onde está localizada a bacia homônima, a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, de direção NE-SW, apresenta, pelo menos, duas gerações de estruturas frágeis, também originadas em nível crustal raso: (i) a primeira, D₁, transcorrente (transpressional) sinistral, foi desenvolvida, provavelmente, durante o Cretáceo, diagnosticada em campo por meio de pares conjugados de fraturas de cisalhamento (N-S sinistrais; NW-SE dextrais); (iii) a fase D₂ é caracterizada por uma associação de falhas normais e oblíquas localmente preenchidas por sílica e óxido de ferro, cuja idade ainda não é conhecida, sendo tentativamente relacionada ao Neógeno.

Indícios de importantes deformações frágeis ocorridas em nível crustal raso (provavelmente em profundidades menores que 5 km), afetando rochas cristalinas do substrato pré-cambriano, foram encontradas nas pontas de Jericoacoara e Iguape, e no afloramento BCE-09 a sudoeste de Fortaleza.

Na região localizada a sudoeste de Fortaleza, afloram *augen* gnaisses pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico arqueano a paleoproterozóico do Domínio Ceará-Central, que estão afetados por um fraturamento relativamente penetrativo, composto por estruturas de direção E-W, WNW-ESE e ENE-WSW (que representam falhas transcorrentes dextrais), NE-SW (falhas transcorrentes sinistrais) e NW-SE (juntas distensionais escalonadas em relação às falhas E-W). Todos os conjuntos de fraturas apresentam preenchimento por óxidos de ferro.

A região da Ponta do Iguape é caracterizada por ortoquartzitos com sillimanita, correlacionáveis ao Grupo/Complexo Ceará, de idade paleo a mesoproterozóica. Nos ortoquartzitos ocorre um sistema de fraturamento relativamente importante, representado por juntas distensionais subverticais, com direção NNW-SSE (localmente com um padrão escalonado em relação a falhas oblíquas de alto ângulo e a falhas normais de baixo ângulo, contendo fibras que quartzo), fraturas WNW-ESE e ENE-WSW com cinemática transcorrente dextral, e falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW.

Na Ponta de Jericoacoara ocorrem ortoquartzitos meso a neoproterozóicos correlatos ao Grupo São Joaquim. Nestas rochas, foram reconhecidos dois sistemas de fraturamento, relacionados a duas fases de deformação frágil distintas: (i) a mais antiga, a fase D₁, é também a mais conspícua e é representada principalmente por falhas transcorrentes dextrais de direção ENE-WSW, com juntas distensionais escalonadas, além de falhas normais, ambas de direção NW-SE. Falhas transcorrentes dextrais, de direção WNW-ESE constituem estruturas subsidiárias; (ii) a fase D₂, cuja particularidade mais notável são fraturamentos nos quais é constante o preenchimento por calcedônia e óxido de ferro, é caracterizado por um padrão de neoformação e reativação bastante complexo das fraturas da fase D₁, sendo observadas juntas de distensão, fraturas de cisalhamento e estruturas de comportamento híbrido. Fraturas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com direção WNW-ESE, apresentam uma componente de abertura associada e estão, em geral, escalonadas em relação a falhas transcorrentes dextrais de direção E-W. Fraturas de direção ENE-WSW e NE-SW exibem componentes transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente. Esta fase é atribuída à tectônica neógena, por correlação com o estilo similar de preenchimentos em outras regiões (Bacia Potiguar, por exemplo).

11.1.3 – SOBRE A INTERPRETAÇÃO SISMO-ESTRATIGRÁFICA DO CAMPO DE XARÉU

A interpretação sísmo-estratigráfica permitiu definir que na área do Campo de Xaréu ocorrem as principais unidades litoestratigráficas presentes na Bacia do Ceará.

As unidades mapeadas foram separadas entre si por meio de suas características sísmofaciológicas mais proeminentes, com o auxílio da correlação com dados de poços (perfis geofísicos), e podem, *a priori*, receber a designação de seqüências sísmicas, que são interpretadas como seqüências estratigráficas.

Deste modo, as seqüências sísmicas/estratigráficas mapeadas foram, da base para o topo: (i) Formação Mundaú (seqüência sinrifte); (ii) Formação Paracuru (seqüência tardirrifte); (iii) Formação Ubarana, caracterizada por uma seqüência drifte transgressiva de águas profundas, tendo sido subdividida nos membros Uruburetama e Itapagé; e (iv) as formações Tibau e Guamaré, seqüências drifte regressivas, que não foram individualizadas devido à baixa resolução sísmica ao nível destas seqüências. As formações Ubarana, Guamaré e Tibau correspondem a seqüências de margem passiva.

11.1.4 – SOBRE A COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA, PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DO MEMBRO TRAIRÍ NO CAMPO DE XARÉU

No Campo de Xaréu, o Membro Trairí da Formação Paracuru é composto por uma associação de diversas litologias que podem ser agrupadas em dois conjuntos de litofácies, levando em consideração apenas a composição mineralógica de seus constituintes principais: siliciclásticas e carbonáticas.

As litofácies siliciclásticas são representadas, nos testemunhos de sondagem estudados, por ruditos siliciclásticos (RSil), arenitos médios a muito grossos (ArnMMG), arenitos muito finos a finos (ArnMFF), siltitos (Silt), e folhelhos e margas (FM). As litofácies carbonáticas, por sua ocasião, são compostas por ruditos carbonáticos (RCb), ostracoditos (Ost), calcarenitos (CalcArn), calcilitos e calcissiltitos laminados (CalcLam), interlaminções carbonáticas (IntCb), calcilitos e calcissiltitos maciços (CalcMac), e laminitos microbiais (LamMic).

As litofácies carbonáticas apresentam uma evolução diagenética relativamente complexa, que é caracterizada por processos eodiagenéticos (quando houve geração e deposição da matriz micrítica; formação dos cimentos em franja de aragonita/calcita; cimentação em mosaico mesocristalino; piritização; dolomitização; dismicritização), mesodiagenéticos (compactação mecânica; compactação química; dissolução; cimentação tardia; silicificação; fosfatização) e telodiagenéticos (oxidação e dedolomitização).

A disposição espacial (tanto lateral como vertical) das litofácies estudadas permitiu definir três associações de litofácies, que foram formadas por processos sedimentares particulares a cada uma delas. Assim sendo, foram reconhecidas: (i) a Associação de Litofácies de Planície Marginal, composta pelos LamMic; (ii) a Associação de Litofácies de Rampa, composta por RSil, ArnMMG, ArnMFF, Silt, RCb, Ost, CalcArn e CalcLam; e (iii) a Associação de Litofácies de Fundo Lacustre, representada por FM, IntCb e CalcMac.

11.1.5 – SOBRE A INTERPRETAÇÃO SISMO-TECTÔNICA E O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU

O Campo de Xaréu é caracteristicamente recortado por um arranjo de falhas normais de direção NW-SE e que mergulham em sua maior parte para NE. As falhas constituem um leque lítrico distensional e estão enraizadas ao longo de uma superfície de descolamento (*detachment*), apresentando atividade tectônica durante várias etapas da evolução do Campo de Xaréu. Falhas que mergulham para SW ocorrem enraizadas nas falhas lítricas principais, representando estruturas de acomodação no ápice de anticlinais *rollover*, originando um arcabouço estrutural do tipo *graben* de acomodação.

A deformação relacionada às falhas normais, sobretudo às falhas de Mundaú e de Xaréu, desenvolve um dobramento do tipo anticlinal *rollover* nas camadas do bloco do teto, afetando as formações Mundaú e Paracuru. Sinclinais de borda são estruturas que ocorrem de forma local, na porção sudoeste do Campo. O dobramento por deslizamento flexural aparenta ser o principal mecanismo

controlador da formação destas dobras, cuja geometria é condicionada pela morfologia das falhas a que estão relacionadas. Os anticlinais *rollover* são caracteristicamente relacionados às falhas lístricas mais típicas, enquanto que a presença dos sinclinais de borda tem conexão com falhas com perfil em rampa-patamar-rampa.

Estruturas-em-flor, negativas e positivas, com direções ENE-WSW e NE-SW, respectivamente, são feições subsidiárias às falhas normais no Campo de Xaréu. Vale ressaltar que este é o primeiro registro de estruturas transpressionais na Sub-Bacia de Mundaú.

11.1.6 – SOBRE A CARACTERIZAÇÃO EM MESO E MICROESCALAS DA DEFORMAÇÃO DO MEMBRO TRAIRÍ NO CAMPO DE XARÉU

Por intermédio da análise de testemunhos, foram reconhecidas duas gerações de estruturas em escala meso a microscópica.

O conjunto mais precoce, D_1 , é formado principalmente por estruturas de caráter hidroplástico, representadas por cisalhamentos paralelos ao acamamento das rochas do Membro Trairí e que indicam sentido de transporte tectônico predominante para ENE. O conjunto hidroplástico evolui para estruturas cujo caráter frágil é mais pronunciado, tendo sido formadas durante um progresso da deformação. As estruturas de caráter frágil também denotam sentido de transporte tectônico para ENE, e são representadas principalmente por zonas de cisalhamento e falhas, ambas normais, de mergulho moderado a elevado. Uma vez que parte das estruturas D_1 apresentam caráter hidroplástico, indicando que tenham sido originadas durante estágios sin a tardilitificação, o seu desenvolvimento deve ter ocorrido no Cretáceo Inferior.

A origem das estruturas D_1 poderia estar ligada a um ou mais dos seguintes fatores: (i) posição das micro/mesoestruturas relativamente às macrofalhas, que controlariam do ângulo entre as estruturas meso/microscópicas e o acamamento; (ii) associação com superfícies de descolamento relacionadas a falhas de baixo ângulo; (iii) deslizamento flexural nos flancos do anticlinal *rollover*; (iv) deformação progressiva e variações na saturação de água e na reologia nas camadas; (v) soterramento progressivo. Falhas inversas, que ocorrem subordinadamente e apresentam a mesma orientação das estruturas D_1 , poderiam ter sido formados pela acomodação da deformação distensional relacionada a superfícies de descolamento e/ou reajuste gravitacional.

Falhas normais com orientações variadas, espelhos de falhas contendo argilominerais recristalizados e juntas distensionais impregnadas por óleo associadas, representam as estruturas D_2 . Os argilominerais recristalizados, assim como fibras de sílica e carbonato, denotam que as estruturas D_2 foram formadas sob condições térmicas relativamente elevadas. Veios de calcita relacionados às estruturas D_1 , porém deformados durante D_2 , apresentam cristais contendo geminação mecânica, que

denota que a deformação ocorreu em temperaturas em torno de 150°C. É interpretado que o aporte térmico esteja relacionado à percolação de fluidos aquecidos, provavelmente associados a uma atividade vulcânica neógena. Deve ser entendido que o aporte térmico tenha ocorrido sob a forma de pulsos rápidos e transitórios de fluidos quentes, em quantidade não-suficiente para aquecer as rochas por completo e por muito tempo, uma vez que assembléias minerais compatíveis com temperaturas relativamente elevadas (clorita, por exemplo) não foram desenvolvidas.

A análise de três perfis de imagem dos poços horizontais 8H, 9H e 10H trouxe informações importantes com respeito ao padrão de distribuição, densidade e orientação das fraturas no Campo de Xaréu. O emprego das técnicas de análise e tratamento de dados estruturais em poços, introduzidas por Sikorsky (1991) e Gillespie *et al.* (1993), todavia empregando algumas adaptações, mostrou-se bastante eficaz e de fácil abordagem para o caso estudado.

O acamamento apresenta mergulhos muito suaves a moderados principalmente para sul (oscilando para SSW e SSE), nos poços 8H e 9H. No poço 10H o comportamento é relativamente mais variado, especialmente em virtude da deformação relacionada ao fraturamento presente, apresentando mergulhos principalmente entre E e NE, com algumas concentrações para N e NW.

Nos três poços analisados, as fraturas distribuem-se em enxames, provavelmente devido à associação com falhas, não visualizadas diretamente a partir dos poços. Os poços 9H e 10H possuem uma baixa concentração de fraturas, apresentando valores médios de densidade de fraturamento inferiores a 1,0. Destaque deve ser dado ao poço 8H devido à sua densidade média de fraturas relativamente alta, superior a 2,3. A densidade das fraturas nos poços apresenta relação direta com o espaçamento, de vez que no poço 8H, onde a densidade é maior, a maior parte das fraturas está distanciada a menos de 15 cm umas das outras, enquanto que nos poços 9H e 10H, a maioria das estruturas somente apresenta espaçamento inferior a 30 cm. Além disto, enquanto o espaçamento entre as fraturas dos poços 8H e 9H obedece a distribuições lineares em gráficos bilogarítmicos, ou seja, apresentam comportamento fractal, no poço 10 a distribuição é exponencial, o que significa que é regida por uma lei de potência.

Em todos os poços, as fraturas são predominantemente de mergulho elevado. No poço 8H elas apresentam direção principal entre N-S e NNE-SSW, enquanto que no poço 9H as fraturas dividem-se entre as direções NNE-SSW, WNW-ESE e ENE-WSW. No poço 10H, por seu turno, existe uma razoável relação entre a direção do poço, que varia de WNW-ESE até ENE-WSW, e a orientação das fraturas, de modo que o poço intercepta preferencialmente aquelas estruturas dispostas em maior ângulo com a sua direção de caminamento. De um modo geral, a quantidade de fraturas interceptadas pelos poços horizontais 8H, 9H e 10H foi função da localização dos mesmos no Campo de Xaréu, além de sua orientação.

11.1.7 – SOBRE O BALANCEAMENTO DE SEÇÕES DO CAMPO DE XARÉU

O balanceamento das quatro seções estruturais, obtidas por meio da conversão em profundidade de suas respectivas seções sísmicas cedidas pela PETROBRAS, melhorou a reconstrução da história tectono-sedimentar nesta porção da Sub-Bacia de Mundaú.

Das quatro seções balanceadas, duas (LS-11 e LS-12) apresentam a típica geometria em rampa-patamar-rampa da Falha de Mundaú, com um leque lítrico distensional, sintético, subordinado, enquanto que nas demais (LS-08 e LS-09) a Falha de Mundaú possui um perfil essencialmente lítrico. Nas seções LS-08 e LS-09 ocorrem ainda, como particularidades, falhas normais antitéticas.

O cisalhamento inclinado empregando ângulos predominantemente verticais ou antitéticos variando entre 60° e 70°, foi o modelo cinemático utilizado em todas as etapas que envolveram falhamentos.

A partir do balanceamento a mesma seqüência de restauração foi reconhecida em todas as quatro seções, o que envolveu as seguintes etapas: (1) situações atuais das seções; (2) descompactação das seqüências pertencentes aos membros Itapagé e Uruburetama, e às formações Paracuru e Mundaú, após a retirada da Formação Tibau/Guamaré; (3) descompactação do Membro Uruburetama e das formações Paracuru e Mundaú, depois de retirado o pacote sedimentar correspondente ao Membro Itapagé; (4a) descompactação das formações Paracuru e Mundaú em seguida à retirada do Membro Uruburetama; (4b) restauração do topo da Formação Paracuru, retirando o efeito dos falhamentos que a afetaram; (5a) descompactação da Formação Mundaú devido à retirada da Formação Paracuru; (5b) restauração do topo da Formação Mundaú; (6) restauração do topo do “embasamento”, subdividida nas etapas (6a), na qual foi restaurado somente o deslocamento correspondente às falhas localizadas a NE da Falha de Mundaú, e (6b), quando foi retirado o efeito da Falha de Mundaú, restando o topo do embasamento depois de realizada toda a sua restauração.

As principais etapas de falhamento concentraram-se no Eoaptiano (etapa 4a), na transição Eo/Mesoaptiano (etapa 5a) e entre o Mesoaptiano e o Eoalbiano (etapas 6a e 6b). Deve ser destacado o papel da Falha de Mundaú na geração de espaço na sub-bacia homônima. Das modelagens realizadas, esta falha acomodou mais de 50% de todo o estiramento registrado nas seções e no decorrer do tempo geológico. Entre os estágios iniciais do “afundamento”, no Eoaptiano, e o Recente, a Sub-Bacia de Mundaú (e conseqüentemente o Campo de Xaréu) experimentou um estiramento total (fator β) com magnitude da ordem de 1,21 a 1,23, ou seja, a crosta neste segmento da Margem Equatorial Atlântica sofreu uma elongação pouco superior a 20%.

A comparação entre os resultados obtidos com relação à fisiografia (paleotopografia) final dos horizontes restaurados e das taxas de estiramento calculadas permitem concluir que os resultados obtidos com o balanceamento são relativamente compatíveis entre si e de consistência admissível, não tendo sido

encontradas incompatibilidades geométricas importantes, que comprometessem o produto final da modelagem.

A avaliação da impressão de deslocamentos oblíquos relacionados às falhas do Campo de Xaréu, principalmente à Falha de Mundaú, permitiu estimar o efeito do regime transtrativo relacionado à abertura da Margem Equatorial Atlântica na Sub-Bacia de Mundaú. Para tanto, a construção de gráficos confrontando fatores de estiramento oblíquos (s') com o ângulo (ϕ') formado entre as seções modeladas e possíveis direções de transporte oblíquo, e de diagramas de s' versus s (fator de estiramento em uma seção XZ) foi uma ferramenta bastante útil. Da análise realizada, se for levado em conta a interpretação atualmente mais difundida, de que as falhas da Sub-Bacia de Mundaú (e, por conseguinte, do Campo de Xaréu) apresentam rejeito essencialmente normal, o fator de estiramento relacionado estaria sendo subestimado, uma vez que estas mesmas falhas apresentam, de fato, rejeitos oblíquos (combinação entre normal, que é predominante, e direcional dextral). O emprego dos diagramas permitiu definir valores mais verossímeis para a deformação neste setor da Bacia do Ceará. Assim sendo, valores de s estão compreendidos principalmente em uma faixa entre 1,28 e 1,42 (a depender da direção de transporte predominante), superiores àqueles calculados com a premissa de movimento normal.

11.1.8 – SOBRE A AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE SELO DAS FALHAS DO CAMPO DE XARÉU

As falhas no Campo de Xaréu apresentam grande potencial de selo, sobretudo devido à constante justaposição de pacotes de rochas com permeabilidade relativamente alta, como calcários fraturados e arenitos, a litologias de permeabilidade muito baixa, como os folhelhos.

São mecanismos adicionais na geração de selos: (i) a formação de espelhos de argilominerais; (ii) o preenchimento de fraturas e dos planos de falha por calcita e outras fases minerais; e (iii) a formação de bandas de deformação em arenitos muito porosos.

11.1.9 – SOBRE O SIGNIFICADO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO PARACURU NA SUB-BACIA DE MUNDAÚ

Por meio das interpretações dos dados sísmicos e das análises de testemunhos de sondagem, somados a dados da literatura, interpreta-se que o termo "Seqüência Transicional", como corriqueiramente é referida a Formação Paracuru, não seja apropriado, principalmente por que esta formação não apresenta as características típicas observadas nas bacias da Margem Continental Leste do Brasil. As análises realizadas sugerem, embora ainda em caráter preliminar, que a Formação Paracuru represente o produto final do Estágio Rife da Sub-Bacia de Mundaú, iniciado no Eoaptiano.

Assim sendo, neste trabalho, sugere-se que o Estágio Rife da Sub-Bacia de Mundaú seja subdividido em uma fase chamada de **Sinrife**, ocorrido entre o Eo e o Mesoaptiano e que incluiria a

Formação Mundaú, e **Tardirrifte**, instalado entre o Mesoaptiano e o Eoalbiano, à qual a Formação Paracuru estaria relacionada.

11.1.10 – SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA

A partir da integração de todos os dados ficou evidente a impressão de um regime tectônico transcorrente/transtensivo (que passa, *a posteriori*, para transformante), durante os estágios iniciais da evolução do segmento da Margem Equatorial Atlântica aqui estudado. Tal regime foi responsável pela origem de estruturas com cinemática compatível tanto no continente, como o identificado por meio dos levantamentos de terreno nas regiões entre Camocim e Ponta de Jericoacoara (CE), a NW, e na Ponta do Iguape e em Icapuí, a SE, como na plataforma continental, a exemplo do que foi mapeado no Campo de Xaréu. Correlações com áreas vizinhas permitem indicar que os esforços relacionados à tectônica transcorrente/transformante tenham estados ativos até, pelo menos, o Neógeno.

Com o passar do tempo, novos eventos de deformação frágil continuaram condicionadas ao regime cinemático da Margem Equatorial Atlântica durante o Cenozóico. Todavia, a Margem Equatorial Atlântica foi então submetida a, pelo menos, mais dois campos de tensões distintos, originando estruturas diagnósticas: (i) um regime compressivo de direção E-W provocado pela expansão da Dorsal Mesoatlântica e a compressão da Cadeia Andina, cuja assinatura pode estar refletida nas dobras com eixo NNE-SSW observadas na região de Camocim; (ii) e um regime de expansão geral na superfície horizontal devido a um domeamento termicamente ativado, que deixou registro na Ponta de Jericoacoara, na região sudoeste de Fortaleza e no Campo de Xaréu.

11.2 – RECOMENDAÇÕES GERAIS E SUGESTÕES PARA TEMAS DE PESQUISA NO FUTURO

Da pesquisa realizada durante o desenvolvimento desta Tese de Doutorado, uma série de recomendações podem ser sugeridas, desde o âmbito estritamente científico/acadêmico, até o técnico.

(i) Datação dos preenchimentos das fraturas relacionadas à fase D₂ (se possível também nos demais sistemas) na Ponta de Jericoacoara (método ⁴⁰Ar-³⁹Ar a partir de minerais contendo hidróxidos complexos de manganês?) para precisar a idade da deformação relacionada. Datação dos preenchimentos (geocronologia pelo método ⁴⁰Ar-³⁹Ar em hidróxidos de manganês e argilominerais) nas fraturas e das rochas sedimentares do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú;

(ii) Difractometria de raios-X das películas e espelhos de argilominerais relacionados às estruturas D₂ caracterizadas nos testemunhos de sondagem do Campo de Xaréu, visando a busca de fases minerais portadoras de potássio (ilita e, eventualmente, minerais de temperatura relativamente mais elevada como sericita ou clorita), para datação geocronológica por meio do método ⁴⁰Ar-³⁹Ar, de modo a confirmar (ou não) a idade Neógena atribuída para a deformação;

(iii) Balanceamento em ambiente 3D por meio da interpolação de horizontes e falhas das seções estruturas já modeladas em duas dimensões, visando a determinação da influência de movimentos oblíquos (transporte tectônico para ENE) na estruturação da Sub-Bacia de Mundaú e do Campo de Xaréu. Os resultados obtidos devem ser comparados com os gráficos construídos no Capítulo 9, para avaliar a consistência dos resultados então discutidos;

(iv) Conversão em profundidade e posterior balanceamento 2D e 3D de novas seções sísmicas/estruturais, neste caso além dos limites do Campo de Xaréu, procurando englobar toda a Sub-Bacia de Mundaú, para investigação da cinemática de abertura da Sub-Bacia;

(v) Modelagem analógica de caixa-de-areia ao nível do Campo de Xaréu, da Sub-Bacia de Mundaú e outros setores da Margem Equatorial Atlântica, para recompor os processos deformacionais envolvidos na origem de cada um destes compartimentos tectono-estruturais e subsidiar ou complementar os resultados obtidos com o balanceamento de seções, sobretudo no tocante ao controle exercido por um regime cinemático oblíquo durante a evolução dos compartimentos;

(vi) Mapeamento sísmico de detalhe nas regiões a sudoeste e a oeste do Campo de Xaréu, para a investigação das estruturas-em-flor e dos dobramentos compressoriais identificados;

(vii) Modelagem digital tridimensional do arcabouço estrutural regional do Campo de Xaréu em associação com padrão de fraturamento caracterizado por meio dos poços, visando definir melhor as relações espaciais entre as estruturas em diferentes escalas e a sua influência nas rotas de migração ou em mecanismos de armadilhamento de hidrocarbonetos no Campo;

(viii) Tomografia computadorizada de raios-X de segmentos selecionados de alguns testemunhos do Membro Trairí, principalmente aqueles que amostram calcilutitos maciços e brechóides fraturados e/ou com porosidade vugular importante, para investigar prováveis conexões entre cavidades e as fraturas, a fim de subsidiar simulações mais detalhadas;

(ix) Investigação quantitativa do potencial de selamento das falhas que afetam o Membro Trairí;

(x) Estimar os comprimentos ótimos de pernas de poços horizontais/multilaterais a partir dos dados de orientação, distribuição, densidade e espaçamento das fraturas estudadas nos perfis de imagem e nos testemunhos.

11.2.1 – SUGESTÕES DE TEMAS PARA ESTUDOS APROFUNDADOS (DISSERTAÇÕES, TESES)

A partir das recomendações relacionadas, os seguintes temas de pesquisas futuras são sugeridos:

(1) Balanceamento de seções estruturas regularmente distanciadas em adição à modelagem analógica de caixa-de-areia para toda a Sub-Bacia de Mundaú, visando uma investigação mais completa dos deslocamentos oblíquos das falhas, sobretudo com relação à Falha de Mundaú. O balanceamento

envolveria a modelagem 2D das seções, subsequente interpolação entre falhas e horizontes para modelagem em ambiente 3D, e a reconstrução palinspática de horizontes selecionados, à semelhança do método de abordagem empregado por Fernandes (2001). A modelagem de caixa-de-areia poderia ser efetivada também para sintetizar contextos estruturais específicos e em menor escala no interior da Sub-Bacia de Mundaú (transcorrências e estruturas-em-flor, falhas de transferência, dobramentos *etc.*), de modo a recompor toda sua evolução tectônica;

(2) Modelagem digital dos esforços a que foi submetida a Sub-Bacia de Mundaú como um todo, utilizando o método dos elementos finitos aplicado em mapa e em seções idealizados da Sub-Bacia. A modelagem pode ser utilizada também para testar a atuação de esforços oblíquos na origem da Sub-Bacia e para determinar o efeito das principais anisotropias (a exemplo da trama do embasamento e das falhas) no controle da reorientação e redistribuição das tensões. Se possível, a análise deveria ser feita em associação à modelagem de caixa-de-areia, que poderia constituir um tema paralelo.

11.3 – OBSERVAÇÕES FINAIS

A pesquisa realizada por esta Tese teve como alicerce a utilização de uma série ferramentas (levantamentos de terreno, dados de sensores remotos, testemunhos de sondagem, seções delgadas, perfis de poços, seções sísmicas) que, por sua vez, cobrem uma ampla gama de escalas, desde a microscópica à regional.

Um dos desafios enfrentados no decorrer da pesquisa foi a integração destas ferramentas tão distintas, com o intuito de se atingir os objetivos finais da tônica inicialmente proposta, que foram a caracterização estrutural do Campo de Xaréu, por sua vez utilizada como subsídio na perfuração de poços horizontais no campo, e a definição de um esquema de evolução tectônica para o segmento da Margem Equatorial Atlântica do Brasil onde o campo está inserido, em complementação aos modelos atualmente existentes.

A pesquisa realizada traz ao público uma grande quantidade de informações novas, especialmente com relação à geologia do Campo de Xaréu. O principal ganho, sem dúvida, foi a definição e a aplicação de uma metodologia de caracterização de reservatórios petrolíferos estruturalmente controlados que, por sua vez, gerou uma série de contribuições inéditas. Os principais exemplos deste rol de resultados incluem:

(i) a integração de dados regionais de terreno com aqueles levantados no campo petrolífero, visando a complementação da interpretação estrutural neste último;

(ii) o reconhecimento de deslocamentos oblíquos nas falhas que estruturam o Campo de Xaréu, o que vem quebrar paradigma de que nas bacias-rifte do Brasil, as principais falhas apresentam movimento estritamente normal;

(iii) a identificação, ainda que em caráter preliminar, de estruturas contracionais/transpressionais na Sub-Bacia de Mundaú;

(iv) a caracterização da deformação em meso e microescala a partir dos dados de testemunhos, incluindo a definição da cronologia relativa entre gerações de estruturas. A análise micro/mesoscópica possibilitou o reconhecimento de um estilo de deformação singular (e ainda muito pouco estudado, principalmente no Brasil) impresso nas rochas do Membro Trairí, responsável pelo desenvolvimento de estruturas (S-C-C', porfiroclastos sigmoidais ou rotacionados, peixes de filossilicatos, dentre outros) que são tipicamente relacionadas à deformação de rochas sob condições PT muito elevadas;

(v) a interpretação detalhada de perfis de imagem, incluindo a análise estatística dos dados de fraturamento;

(vi) o balanceamento de seções estruturais do campo, considerando, inclusive, dos efeitos de deslocamentos oblíquos relacionados às falhas do Campo de Xaréu.

Em função do que foi exposto ao longo de todo o corpo desta Tese, culminando com este Capítulo de Conclusões, pode ser dito que os objetivos inicialmente propostos foram alcançados satisfatoriamente. É uma verdade que isto não significa que a pesquisa envolvendo tais temas tenha atingido seu termo (em geral é referido que uma Tese não termina, é interrompida), ou que os resultados obtidos esgotem as interpretações possíveis; deve ser entendido que o trabalho apenas teve seu prelúdio, especialmente por parte do autor desta Tese.

Referências



- Alheiros, M. M. & Lima Filho, M. F. 1991. A Formação Barreiras. *Estudos Geol.*, **10**:77-88.
- Alheiros, M. M.; Lima Filho, M. F.; Monteiro, F. A. J.; Oliveira Filho, J. S. 1988. Sistemas deposicionais da Formação Barreiras no Nordeste oriental. *In*: SBG/Núcleo Norte, Congr. Bras. Geol., 35, Belém/PA, *Anais*, **2**:753-760.
- Allan, U. S. 1989. Model for hydrocarbon migration and entrapment within faulted structures. *AAPG Bull.*, **73**:803-811.
- Almeida, C. B. & Jardim de Sá, E. F. 2001. Contexto estratigráfico e estrutural do Vulcanismo Macau e o condicionamento tectônico da ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar. *In*: SBQ/Regional Natal, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás, 1, Natal/RN, 51.
- Almeida, F. F. M. 1956. Geologia e petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Rio de Janeiro/RJ, DGM/DNPM, 158p. (Monografia 13).
- Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4):325-349.
- Almeida, F. F. M.; Carneiro, C. D. R.; Machado Jr., D. L.; Dehira, L. K. 1988. Magmatismo pós-Paleozóico no Nordeste oriental do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**(4):451-462.
- Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo/SP, Edgard Blücher, 378p.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 7, Campina Grande/PB, *Atas*, 363-391.
- Amaro, V. E. 1998. *Análise conjunta de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, Tese de Doutorado, 393p.
- Anderson, E. M. 1951. *The dynamics of faulting*. Edinburgh, Oliver & Boyd, 206p.
- Angelier, J. & Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**(6):1309-1318.
- Antonellini, M. A. & Aydin, A. 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bull.*, **78**:355-377.
- Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Souza, A. A. S.; Keller Filho, O.; Lima Neto, F. F.; Moraes, A.; Alves da Silva, F. C.; Medeiros, W. E. 2001. Caracterização estrutural de um reservatório carbonático na Bacia do Ceará, Nordeste do Brasil. *In*: SBQ, Congr. Bras. P&D Petróleo & Gás, 1, Natal/RN, *Anais*, 374.
- Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Alves da Silva, F. C.; Souza, A. A. S.; Keller Filho, O.; Lima Neto, F. F.; Moraes, A. 2002. Structural characterization of the Trairí Carbonate Reservoir in the Xaréu Oil Field (Ceará Basin, Northeast Brazil). *In*: AAPG, Annual Meeting, Houston/TX, CD-ROM.
- Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Souza, A. A. S.; Lima Neto, F. F.; Moraes, A.; Keller Filho, O.; Carvalho Costa, P. R.; Alves da Silva, F. C.; Medeiros, W. E. 2003. O Campo de Xaréu (Bacia do Ceará –

- Nordeste do Brasil): caracterização estrutural através de uma abordagem multi-escala. In: SBG/Núcleo Rio de Janeiro, Simp. Nac. Est. Tect., 9, Armação de Búzios/RJ, 412-414.
- Araripe, P. T. & Feijó, F. J. 1994. Bacia Potiguar. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:127-142.
- Arthaud, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, **7(11)**:729-737.
- Asmus, H. E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: C. Schobbenhaus; D. A. Campos; G. R. Derze; H. E. Asmus (eds). *Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília/DF, DNPM, 443-472.
- Asmus, H. E. & Baisch, P. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, **4**:3-9.
- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.*, **138(97)**:11889-11903.
- Assumpção, M. 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian Passive Margin. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88(1)**:160-169.
- Atkinson, B. K. 1987. *Fracture mechanics of rock*. London, Academic Press, 534p.
- Azambuja, N. F. C. & Rostirolla, S. P. 1992. Desenvolvimento de metodologia para a reconstituição tectônica e sedimentar de bacias. Aplicação nos campos de Bagre, Cherne e Namorado, Bacia de Campos, com enfoque na seção albo-eocênica. Rio de Janeiro/RJ, CENPES/PETROBRAS. (Relatório Interno Pré-Projeto).
- Azevedo, R. P. 1991. *Tectonic evolution of brazilian equatorial margin basins*. Imperial College, London University, London/UK, Ph. D. Thesis, 455p.
-
- B*
-
- Baby, P.; Rochat, P.; Mascle, G.; Hérail, G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc system of the Bolivia Orocline (Central Andes). *Geology*, **25**:883-886.
- Bartlett, W. L.; Friedman, M.; Logan, J. M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure, part IX: wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, **79**:255-277.
- Basile, C.; Mascle, J.; Popoff, M.; Bouillin, J. P.; Mascle, G. 1993. The Ivory Coast-Ghana transform margin: a marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics*, **222**:1-19.
- Beach, A. & King, M. 1978. Discussion on pressure solution. *Bull. Geol. Soc. London*, **135**:649-651.
- Beltrami, C. V. 1990. Litoestratigrafia da Bacia do Ceará. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS. (Relatório Interno).
- Beltrami, C. V.; Alves, L. E. M.; Feijó, F. J. 1994. Bacia do Ceará. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:117-125.
- Benkhelil, J. 1988. Structure and geodynamic evolution of the intracontinental Benue Trough (Nigeria). *Bull. Centres Rech., Expl-Prod. Elf Aquitaine*, **12**:29-125.
- Benkhelil, J. 1989. The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria). *J. African Earth Sci.*, **8**:251-282.
- Bertani, R. T.; Costa, I. G.; Matos, R. M. D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e o habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: G. P. Raja-Gabaglia & E. J. Milani (eds.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*, Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS, 291-310.
- Bezerra, F. H. R.; Lima Filho, F. P.; Amaral, R. F.; Caldas, L. H. O.; Costa Neto, L. X. 1998. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. *Coastal Tectonics*, **146**:279-293.
- Bezerra, F. H. R.; Amaro, V. E.; Vita-Finzi, C.; Saadi, A. 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *J. South Am. Earth. Sci.*, **14**:61-75.
- Bigarella, L. 1975. *Étude sédimentologique de roches meubles – techniques et méthodes*. Paris, Doin Éditeurs, 278p.

- Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Baars, F. J.; Delgado, I. M.; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Matos, G. M. M.; Santos, J. O. S. 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília/DF, Serviço Geológico do Brasil (CPRM), CD-ROM.
- Boily, M.; Brooks, C.; James, D. E. 1984. Geochemical characteristics of the late Mesozoic Andean volcanics. In: R. Harmon & B. Barreiro (eds.). *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*, Cheshire, Shiva Publishing, 190-202.
- Bott, M. H. P. 1995. Mechanisms of rifting: geodynamic modeling of continental rift systems. In: K. H. Olsen & P. Morgan (eds.). *Continental rifts: evolution, structure, tectonics*, Amsterdam, Elsevier, 27-43.
- Brandão, J. A. S. L. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Pará-Maranhão. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**(1):101-102.
- Brito Neves, B. B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, Tese de Doutorado, 198 p.
- Brito Neves, B. B. 1978. A propósito da evolução litoestratigráfica do Pré-Cambriano do Nordeste. *J. Mineral.* **7**: 19-27.
- Brito Neves, B. B. 1990. A Bacia do Araripe no contexto geotectônico regional. In: DNPM, Simp. Cretáceo do Brasil, 1, Crato/CE, Atas, 43-51.
- Brown, Jr., L. F. & Fischer, W. L. 1980. *Seismic-stratigraphic interpretation and petroleum exploration*. Austin, AAPG, 125p.
- Bullard, E.; Everett, J. E.; Smith, A. G. 1965. The fit of the continents around the Atlantic. In: Trans. Royal Soc. London, Symp. Cont. Drift, 258:41-51.
- Burke, K. C. & Dewey, J. F. 1974. Two plates in Africa during Cretaceous? *Nature*, **249**:313-316.
- Burke, K. C.; Dessauvage, T. F. J.; Whiteman, A. J. 1971. Geological history of the Benue Valley and adjacent areas. In: T. F. J. Dessauvage & A. J. Whiteman (eds.). *African geology*, Ibadan, Ibadan University Press., 187-205.
- Burkhard, M. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Struct. Geol.*, **15**:351-368.
-
- Caby, R. 1988. Les terraines précambriennes Benin, Nigeria e Nord-est du Brésil et les connections sub-atlantiques au proterozoïque supérieur. In: IGCP/UNESCO/IUGS, International Meeting on Proterozoic Geology and Tectonics of High Grade Terrains, Nigeria, 16 p.
- Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. In: R. D. Dallmeyer (ed.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, Geol. Soc. Am. Special Paper, **230**:145-158.
- Caby, R.; Sial, A. N.; Arthaud, M. H.; Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: R. D. Dallmeyer & J. P. Lécorché (eds.). *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Amsterdam, Springer-Verlag, 373-397.
- Campos e Silva, A. 1969. Contribuição ao estudo do Grupo Barreiras no Rio Grande do Norte. *Arq. Inst. Antropol.*, 5-14.
- Caputo, M. V. & Lima, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: SBG/Núcleo Rio de Janeiro, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro/RJ, *Anais*, **2**:740-753.
- Carneiro, C. D. R.; Hamza, V. M.; Almeida, F. F. M. 1989. Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste oriental brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:310-322.
- Carozzi, A. V.; Falkenhein, F. U. H.; Carneiro, R. G.; Esteves, F. R.; Contreiras, C. J. A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência Técnica do Petróleo, Seção Exploração do Petróleo*, 48p.

- Carvalho Costa, P. R.; Almeida, C. B.; Jardim de Sá, E. F.; Antunes, A. F.; Arthaud, M. H. 2001a. Estruturas nos quartzitos da região de Jericoacoara, NW do Ceará: registros do Ciclo Orogênico Brasileiro e da evolução da margem continental meso-cenozóica. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. do NE, 19, Natal/RN, *Resumos*, 324-325.
- Carvalho Costa, P. R.; Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Amaro, V. E.; Arthaud, M. H. 2001b. A tectônica frágil cenozóica na borda continental da Bacia do Ceará, e implicações para a recuperação de petróleo em reservatórios estruturalmente controlados. In: SBQ/Regional Natal, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás, 1, Natal/RN, *Anais*, 368.
- Carvalho Costa, P. R.; Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Amaro, V. E.; Matos, R. M. D. 2002. O registro da deformação mesozóica relacionada à abertura da Margem Equatorial Atlântica no litoral do Estado do Ceará (NE do Brasil): evidências a partir da análise de imagens orbitais e de afloramentos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa/PB, *Anais*, 623.
- Carvalho, M. J. 2003. *Estruturação da Formação Serra Grande na região de Santana do Acaraú (CE) e a reativação do Lineamento Sobral-Pedro II: integração com dados geofísicos*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 61p.
- Castro Jr., A. C. M. 1987. The Northeastern Brazil and Gabon Basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. *Tectonics*, **6**(6):727-738.
- Castro, A. S. 1992. *Arcabouço estrutural e evolução tectônica da Sub-Bacia de Icarai, Bacia do Ceará*. Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 107p.
- Castro, D. L. & Castelo Branco, R. M. G. 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. *Braz. J. Geophys.* **17**(2/3):129-145.
- Cavalcante, J. C. 1999. *Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano. Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 183p.
- Cavalcante, J. C.; Ferreira, C. A. 1983. Mapa geológico do Estado do Ceará; escala 1:500.000. Fortaleza/CE, DNPM/CPRM/Governo do Estado do Ceará.
- Chang, H. K.; Koswmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian Marginal basins. *Episodes*, **11**:194-202.
- Coblentz, D. D. & Richardson, R. M. 1996. Analysis of South America intraplate stress field. *J. Geophys. Res.*, **101**(B4):8643-8657.
- Condie, K. C. 1997. Plate tectonics and crustal evolution. 4ª ed., Oxford, Butterworth Heinemann, 282p.
- Cooper, M. A. 1983. The calculation of bulk strain in oblique and inclined balanced sections. *J. Struct. Geol.*, **5**(2):225-251.
- Cordani, U. G. 1970. Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico sul. *Gol. IGA*, **1**:9-75.
- Coriolano, A. C. F. 1998. Mapeamento geológico-estrutural ao longo da Falha Sísmica de Samambaia – João Câmara (RN). Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 85p.
- Coriolano, A. C. F.; Jardim de Sá, E. F.; Cowie, P. A.; Amaral, C. A. 1997. Estruturas frágeis no substrato da região de João Câmara (RN): correlação com a Falha Sísmica de Samambaia? In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza/CE, *Anais*, 325-329.
- Coriolano, A. C. F.; Jardim de Sá, E. F.; Nascimento da Silva, C. C. 2000. Structural and neotectonic criteria for location of water wells in semi-arid crystalline terrains: a preliminary approach in the eastern domain of Rio Grande do Norte State, Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(2):350-352.

- Costa, I. G.; Beltrami, C. V.; Alves, L. E. M. 1989. A evolução tectono-sedimentar e o hábitat do óleo da Bacia do Ceará. *In: PETROBRAS/DepEx, Sem. Interp. Explor.*, 1, Rio de Janeiro/RJ, *Anais*, 75-85.
- Costa, M. J.; França, J. B.; Lins, C. A. C.; Bachiegga, I. F.; Cruz, W. B.; Habekost, C. R. 1979. Projeto Jaibaras. Fortaleza/CE, DNPM/CPRM.
- Cypriano, J. L. & Nunes, A. B. 1968. Geologia da Bacia Potiguar. Natal/RN, PETROBRAS. (Relatório interno).



- Dantas, E. P. 1998. *Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 103p.
- Dantas, E. P.; Jardim de Sá, E. F.; Castro, D. L. 1999. Análise de lineamentos na porção central da Bacia Potiguar, e sua reativação neotectônica. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton.*, 7, Lençóis/BA, *Anais*, IV:86-89.
- Davison, I. 1986. Listric normal profiles: calculation using bed length balance and fault displacement. *J. Struct. Geol.*, **8**:209-210.
- Davison, I. 1998. Tectonic and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. *In: N. R. Cameron, R. H. Bate, V. S. Clure (eds.), Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Special publication of the Geological Society of London 153, CD-ROM.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1992. An introduction to the rock forming minerals. 2nd Edition, Longman Group Limited, London. 696 p.
- Della Fávera, J. C.; Medeiros, R. A.; Appi, C. J.; Beurlen, G.; Viviers, M. C.; Hashimoto, A.; Beltrami, C. V.; Piazza, I. A.; Horschutz, P. M. C. 1984. Análise estratigráfica do Andar Alagoas na Bacia do Ceará. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS. (Relatório Interno CENPES).
- Destro, N. 1987. *Reativação pós-devoniana do Lineamento Transbrasiliiano entre Santana do Acaraú (CE) e Morrinhos (CE). Análise estrutural de uma zona de cisalhamento*. Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 101p.
- Destro, N.; Szatmari, P.; Ladeira, E. A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *J. Struct. Geol.*, **16**(1):35-45.
- Destro, N.; Szatmari, P.; Alkmin, F. F.; Magnavita, L. P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo Rift, Northeast Brazil. *AAPG Bull.*, **87**(7):1123-1144.
- Dominguetti, C. A. 2003. Orientação de falhas presentes em testemunhos de sondagens do Campo de Xaréu/Bacia do Ceará. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 47p.
- Dominguetti, C. A.; Antunes, A. F.; Medeiros, W. E.; Jardim de Sá, E. F. 2001. Orientação de falhas e fraturas em testemunhos não-orientados de um campo de petróleo na Bacia do Ceará, NE do Brasil. *In: SBQ/Regional Natal, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás*, 1, Natal/RN, 28.
- Driscoll, N. W. & Karner, G. D. 1998. Lower crustal extension across the northern Carnarvon basin, Australia: evidence for an eastward dipping detachment. *J. Geophys. Res.*, **103**:4975-4992.
- Dula, Jr. F. D. 1991. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *AAPG Bull.*, **75**(10):1609-1625.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: W. E. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks, Memoir 21*, AAPG, Tulsa, 108-121.



- Egan, S. S.; Buddin, T. S.; Kane, S. J.; Willians, G. D. 1996. Three-dimensional modelling and visualization in structural geology: new techniques for the rerotation and balancing of volumes. *In*: Electronic Geology, Geoscience Information Group Conference on Geological Visualization, *Proceedings*, **1(7)**:67-82
- Eicher, D. L. & Diner, R. 1991. Environmental factors controlling Cretaceous limestone-marlstone rhythms. *In*: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 79-93.
- Einsele, G. 1991. Submarine mass flow and turbidites. *In*: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 313-339.
- Elliott, D. & Johnson, M. R. W. 1980. Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, N.W. Scotland. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **71**:69-96.
- Elliott, D. 1983. The construction of balanced cross-sections. *J. Struct. Geol.*, **5**:101.
- EMBRAPA. *Monitoramento por satélite: Brasil visto do espaço*. Disponível em <<http://www.cdbrasil.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em 30/nov/2000.
- Emery, D. & Myers, K. J. 1996. Sequence stratigraphy. Blackwell Science, London, 297 p.
- Exon, N. F.; von Rad, U.; von Stackelberg, U. 1982. The geological development of the Exmouth Plateau off northwest Australia. *Mar. Geol.*, **47**:131-152.



- Fairhead, J. D. 1988. Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: the role of the west and central African rift system. *Tectonophysics*, **155**:181-191.
- Farias, P. R. C. 1997. Geologia de superfície da área de detalhe de Macau. Natal/RN, PETROBRAS, 83p. (Relatório final).
- Farias, P. R. C.; Castro, J. C.; Tibana, P.; Barrocas, S. L. S. 1990. Cretáceo da Bacia Potiguar. *In*: SBG/Núcleo NE, Congr. Bras. Geol., 36, Natal/RN, *Roteiro de Excursão*, 43p.
- Farias, P. R. C.; Alves, A. C.; Silva, J. G. F.; Souza Filho, L. V. 1998. Litofaciamento de testemunhos do Calcário, Traíri, Campo de Xaréu, Sub-Bacia de Mundaú. Natal/RN, PETROBRAS, 71p. (Relatório Interno).
- Feijó, F. J. 1994a. Bacia de Pernambuco-Paraíba. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:143-148.
- Feijó, F. J. 1994b. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:149-162.
- Fernandes, F. L. 2001. *Estudo da evolução tectono-sedimentar da região centro-oeste da Bacia de Campos, através da técnica de restauração de seções geológicas*. Programa de Pós-Graduação em Geociências/Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro/SP, Dissertação de Mestrado, 192p.
- Fernandes, F. L.; Rostirolla, S. P.; Azambuja Filho, N. C.; Aguiar, L. A. M. 1996. A técnica de balanceamento de seções geológicas: aplicação na evolução dos domos de sal na área do Campo de Namorado, Bacia de Campos. *In*: SBG/Núcleo Nordeste, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador/BA, *Anais*, 374-378.
- Ferreira, J. M.; Oliveira, R. T.; Takeya, M. K.; Assumpção, M. 1998. Superposition of local and regional stress in NE Brazil: evidence from mechanisms around the Potiguar marginal basin. *In*: SBGf, Congr. Int. Geof., 4, Rio de Janeiro/RJ, *Resumos Expandidos*, **2**:1025-1028.
- Ferril, D. A. 1991. Calcite twins width and intensity as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *J. Struct. Geol.*, **13**:667-675.
- Fetter, A. H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. Faculty of the Graduate School, University of Kansas, Kansas, Doctor of Philosophy Thesis, 164p.

- Fetter, A. H.; Van Schmus, W. R.; Santos, T. J. S.; Arthaud, M. H., Nogueira Neto, J. 1997. Geologic story and framework of Ceará State: Northwest Borborema Province, NE Brazil. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, South Am. Symp. Isot. Geol., Salvador/BA, Ext. Abstracts*, 112-114.
- Fiori, A. P. 1997. *Introdução à análise da deformação*. Curitiba/PR, Editora da UFPR, 249p.
- Fitton, J. G. 1980. The Benue trough and the Cameroon line – a migrating rift system in west África. *Earth Plan. Sci. Letters*, **51**:132-138.
- Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bull.*, **43**:1-38.
- Fonseca, V. P. 1996. *Estudos morfotectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu – Macau), Rio Grande do Norte*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte/MG, Dissertação de Mestrado, 103p.
- Françolin, J. B. L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(2):196-207.
-
- S*
-
- Galvão, C. C. 2002. Mapeamento geológico-estrutural da região nordeste de Santana do Acaraú-CE, com ênfase à deformação frágil. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 59p.
- Galvão, M. V. G. 1993. Balanceamento de seções geológicas transversais: princípios e técnicas. Informativo Exploratório, 5, Rio de Janeiro/RJ, 9p.
- Gaudette, H. E.; Abreu, F. A. M.; Lafon, J. M.; Gorayeb, P. S. S. 1993. Evolução transamazônica do cinturão de cisalhamento noroeste do Ceará: novas evidências geocronológicas. *In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE*, 15, Natal/RN, *Atas*, 318-320.
- Genter, A.; Castaing, C.; Dezayes, C.; Tenzer, H.; Traineau, H.; Villemain, T. 1997. Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). *J. Geophys. Res.*, **102**(B7):15419-15431.
- Genter, A.; Traineau, H.; Dezayes, C.; Elsass, P.; Ledesert, B.; Meunier, A.; Villemain, T. 1995. Fracture analysis and reservoir characterization of the granite basement in the HDR Soultz project (France). *Geotherm. Sci. Tech.*, **4**:189-214.
- Gibbs, A. D. 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, **5**(2):153-160.
- Gibbs, A. D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London*, **141**:609-620.
- Gillespie, P. A.; Howard, C. B.; Walsh, J. J.; Waterson, J. 1993. Measurement and characterization of spatial distributions of fractures, *Tectonophysics*, **226**:113-141.
- Glenn, C. R. & Kelts, K. 1991. Sedimentary rhythms in lake deposits. *In: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds.), Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 188-221.
- Góes, A. M. O. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**(1):57-67.
- Goldstein, A. & Marshak, S. 1988. Analysis of fracture array geometry. *In: S. Marshak & G. Mitra (eds.), Basic methods of structural geology*. New Jersey, Prentice Hall, 249-267.
- Gorini, M. A. & Bryan, G. M. 1976. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **48**:101-119.
- Grant, N. K. 1971. South Atlantic, Benue trough and gulf of Guinea triple junction. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**:2295-2298.
- Gratier, J. P. 1987. Pressure solution-deposition creep and associated tectonic differentiation in sedimentary rocks. *In: M. E. Jones & R. M. F. Preston (eds.), Deformation of sediments and sedimentary rocks*. London, Geological Society of London Special Publication, 25-38.

- Groshong, R. H., Jr. 1988. Low temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **100**:1329-1360.
- Groshong, R. H., Jr. 1989. Half-graben structures: balanced models of extensional fault-bend folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**:96-105.
- Groshong, R. H., Jr. 1999. *3-D structural geology: a practical guide to surface and subsurface map interpretation*. Berlin, Springer-Verlag, 324p.



- Hesthammer, J. 1998. Integrated use of well data for structural control of seismic interpretation. *Petroleum Geosc.*, **4**:97-109.
- Hesthammer, J. & Henden, J. O. 2000. Information on fault orientation from unoriented cores. *AAPG Bull.*, **84**(4):472-488.
- Hodgson, R. 1961. Regional study of jointing in the Comb Ridge-Navajo Mountain área, Arizona and Utah. *AAPG Bull.*, **45**:1-38.



- Jackson, M. P. A. & Galloway, W. E. 1984. *Structural and deposition styles of Gulf Coast Tertiary continental margin: application to hydrocarbon exploration*. AAPG Continuing Education Course Note Series 25, 226p.
- Jaillard, E.; Héral, G.; Monfret, T.; Diaz-Martínez, E.; Baby, P.; Lavenu, A.; Dumon, J. F. 2000. In: U. G. Cordani, E. S. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos (eds.), *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro/RJ, 31st International Geological Congress, 481-559.
- James, N. P. 1983. Facies models 10: shallowing upward sequences in carbonates. In: R. G. Walker (ed.), *Facies Models*, Geoscience Canada, Toronto, 109-119.
- Jardim de Sá, E. F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília/DF, Tese de Doutorado, 803 p.
- Jardim de Sá, E. F. 2001. Tectônica cenozóica na margem equatorial da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da Geologia Estrutural no continente). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Nac. Est. Tectôn., 8, Recife/PE, *Anais*, 25-28.
- Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Moraes Neto, J. M.; Saadi, A.; Pessoa Neto, O. C. 1999. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton., 7, Lençóis/BA, *Anais*, **IV**:58-61.
- Jardim de Sá, E. F.; Nascimento da Silva, C. C.; Coriolano, A. C. F.; Medeiros, W. E. (no prelo). Reavaliação da abordagem estrutural e modelos de ocorrência de água subterrânea em terrenos cristalinos. In: F. A. C. Feitosa & J. Manoel Filho (eds.), *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Brasília/DF, Serviço Geológico do Brasil (CPRM).



- Karner, G. D. & Driscoll, N. W. 1999. Style, timing, and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modeling. In: C. MacNicaill & P. D. Ryan (eds.), *Continental tectonics*. London, Geological Society of London Special Publication, **164**:271-311.
- Karner, G. D.; Driscoll, N. W.; McGinnis, J. P.; Brumbaugh, W. D.; Cameron, N. 1997. Tectonic significance of syn-rift sedimentary packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Mar. Petroleum Geol.*, **14**:973-1000.
- Karner, G. D.; Driscoll, N. W.; Barker, D. H. N. 2003. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. In: T. J. Arthur; D. S. MacGregor & N. R. Cameron (eds.).

- Petroleum geology of Africa: new themes and developing technologies*. London, Geological Society of London Special Publication, **207**:105-129.
- Kegel, W. 1957. Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro/RJ, DNPM/DGM, 52p. (Boletim 170).
- Knipe, R. J. 1989. Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, **11**:127-146.
- Knipe, R. J. 1997. Juxtaposition and seal diagrams to help analyze fault seals in hydrocarbon reservoirs. *AAPG Bull.*, **81**(2):187-195.
- Knipe, R. J.; Fisher, Q. J.; Jones, G.; Needham, D. T.; Davies, R. K.; Edwards, H. E.; Ellis, J.; Freeman, S.; Harris, S. D.; Kay, M.; Li, A.; Lickorish, H.; Phillips, G.; Porter, J. R.; Condliffe, D.; Jones, P.; O'Connor, S.; Odling, N.; Barnicoat, A. C. 2002. Fluid flow behavior of faults: critical variables, uncertainty limits and prediction. In: AAPG, Hedberg Res. Conf., Evaluating the hydrocarbon sealing potential of faults and caprocks, Barossa Valley/SA, 27-29.
- Krantz, R. W. 1995. The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *J. Struct. Geol.*, **17**(8):1125-1137.
-
- L*
-
- Lapidus, D. F. 1987. *The facts on file: dictionary of geology and geophysics*. New York, Facts on File Publications, 347p.
- LaPointe, P. R. & Hudson, J. A. 1985. *Characterization and interpretation of rock mass joint patterns*. London, Geological Society of London Special Publication 199, 37p.
- Lapworth, C. 1885. The Highland controversy in British geology: its causes, course and consequences. *Nature*, **32**:558-559.
- Leyshon, P. R. & Lisle, R. J. 1996. *Stereographic projection techniques in structural geology*. Oxford, Butterworth-Heinemann Ltd., 104p.
- Lima Filho M.F.; Medeiros A.B.; Pedrosa J.F.A.; Brito M.F.L.; Nobrega V.A.; Araújo R.D. 1991. Ocorrência da Formação Barreiras na sub-bacia Cabo-PE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Recife/PE, *Boletim* 12, 323-325.
- Lima Neto, 1998. *Um exemplo da interferência de uma interface fraca na distribuição regional de esforços tectônicos: o campo atual de tensões na Bacia Potiguar (Nordeste Brasileiro)*. Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 180p.
- Lima Neto, F. F. 1999. O regime atual de tensões nas bacias sedimentares brasileiras. In: SBG/Núcleo Bahia/Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton., 7, Lençóis/BA, *Anais*, **IV**:25-28.
- Lima, C. C. & Lima Neto, F. F. 1993. A estruturação pós-rift da Bacia Potiguar e a acumulação de petróleo. PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro/RJ. (Relatório Interno).
- Lima, C. C.; Cobbold, P.; Soubarin, L.; Moraes, A.; Lima Neto, F. F. 1997. Topographic and structural expressions of the ongoing compression in Midplate South America. In: SBGf, Cong. Int. Soc. Bras. Geof., 5, São Paulo/SP, *Anais*, **2**:890-893.
- Lucena, L. R. F. 1993. *Mapeamento geológico-gravimétrico da faixa costeira entre Parnamirim e São José de Mipibu-RN*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 76p.
- Lucena, L. R. F. 1999. *Implicações tectônicas na hidrologia do Aquífero Barreiras e Sistema Lacustre do Bonfim, Nísia Floresta-RN*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 105p.



- Mabesoone, J. M.; Campos e Silva, A.; Beurlen, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**:173-188.
- Mandl, G. 1988. *Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts*. Developments in structural geology, 1, Amsterdam, Elsevier, 407p.
- Marinho, M. & Mascle, J. 1987. Evolução estrutural do Platô Marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico Centro-Equatorial. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(2):111-117.
- Marshak, S. & Woodward, N. 1988. Introduction to cross-section balancing. S. Marshak & G. Mitra (eds.). *Basic methods of structural geology*. New Jersey, Prentice Hall, 303-332.
- Martin, A. K.; Hartnady, C. J. H.; Goodlad, S. W. 1981. A revised fit of South America and south central Africa. *Earth Plan. Sci. Letters*, **54**:293-305.
- Matos, R. M. D. 1992a. *Deep seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basins in Brazil*. Faculty of the Graduate School of Cornell University, New York, Ph. D. Thesis, 276.
- Matos, R. M. D. 1992b. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, **11**(4):766-791.
- Matos, R. M. D. 1993. Geometry of the hanging wall above a system of listric normal faults: a numerical solution. *AAPG Bull.*, **77**:1839-1859.
- Matos, R. M. D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: N. R. Cameron; R. H. Bate; V. S. Clure (eds.). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society Special Publication no. 153, 55-73p.
- Matos, R. M. D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: *Atlantic rifts and continental margins*, Geophysical Monograph 115, American Geophysical Union, 331-353.
- Matos, R. M. D. 2001. Mantle-plume-generated triple junction between NE Brazil and West Africa? In: SBGf, Cong. Int. Soc. Bras. Geof., 7, Salvador/BA, *Anais*, 45-48.
- Matos, R. M. D.; Waick, R. N.; Pimentel, V. P. C. 1996. Bacia do Ceará (Mundaú): uma fase rifte convencional!? In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador/BA, *Anais*, **5**:358-362.
- Maurin, J. C.; Benkheilil, J.; Robineau, B. 1986. Fault rocks of the Kaltungo lineament, NE Nigeria, and their relationship with Benue Trough tectonics. *J. Geol. Soc. London*, **143**:587-599.
- Mayer, E. 1974. Estratigrafia preliminar da plataforma continental da Bacia Potiguar. Natal/RN, PETROBRAS. (Relatório Interno).
- Mazarovich, A. O. & Dobrolyubova, X. O. 1999. Tectonic map of Central Atlantic. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Mazarovich, A. O. 1999a. Alternations of basement rocks of Central Atlantic and its rare types. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Mazarovich, A. O. 1999b. Basement rocks of Central Atlantic from dredge stations. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Mazarovich, A. O.; Agapova, G. V.; Sokolov, S. Y.; Turko, N. N. 1999a. Physical-geographical map of Central Atlantic. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Mazarovich, A. O.; Sokolov, S. Y.; Dobrolyubova, X. O. 1999b. Mesozoic-Cenozoic magmatism and crust age of Central Atlantic. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.

- McClay, K. R. 1990. Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems. In: R. J. Knipe & E. H. Rutter (eds.). *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. London, Geological Society of London Special Publication, **54**:445-453.
- McClay, K. R.; Waltham, D. A.; Scott, A. D.; Abousetta, A. 1991. Physical and seismic modeling of listric normal fault geometries. In: A. M. Yielding & B. Freeman (eds.). *The geometry of normal faults*. London, Geological Society of London Special Publication, **56**:231-239.
- McClay, K. R. & Ellis, P. G. 1987. Geometry of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, **15**:341-344.
- McIlreath, I. A. & James, N. P. 1983. Facies models 12: carbonate slopes. In: R. G. Walker (ed.), *Facies Models*, Geoscience Canada, Toronto, 133-143.
- Means, W. D. 1976. *Stress and strain: basic concepts of continuum mechanics for geologists*. New York, Springer Verlag, 339p.
- Means, W. D. 1993. Elementary geometry of deformation processes. *J. Struct. Geol.*, **15**:343-349.
- Menezes, M. R. F. & Jardim de Sá, E. F. 1999. Caracterização de fraturamento neotectônico em rochas cristalinas: o exemplo da Grota da Ferveira, Santana do Matos, RN. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton., 7, Lençóis/BA, *Anais*, **IV**:62-66.
- Menezes, M. R. F. 1999. *Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Formação Serra do Martins, nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 167p.
- Miranda, F. P.; Chiang, L. C.; Rodrigues, J. E. 1986. Análise estrutural e tectônica do Pré-Cambriano adjacente às bacias de Barreirinhas e do Ceará, através de dados de sensores remotos. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS/CENPES/MCT/INPE, 99p. (Relatório de Pesquisa).
- Mitchum, R. M. & Vail, P. R. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 135-143.
- Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sangree, J. B. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 117-133.
- Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Thompson, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 53-62.
- Mizusaki, A. M. P. 1989. A Formação Macau na porção submersa da Bacia Potiguar. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **3**(3):191-200.
- Mizusaki, A. M. P.; Thomaz-Filho, A.; Milani, E. J.; Césero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *J. South. Am. Earth Sci.*, **15**:183-198.
- Moore, D. E. & Byerlee, J. 1992. Relationships between sliding behavior and internal geometry of laboratory fault zones and some creeping and locked strike-slip faults of California. *Tectonophysics*, **211**:305-316.
- Moore, J. M. 1979. Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. *J. Geol. Soc. London*, **136**:441-454.
- Morais Neto, J. M. 1999. *As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema*. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 170p.
- Moreira, M. M. M. A. & Gatto, L. C. S. 1981. Geomorfologia. In: *Projeto Radambrasil, Folha SA.24, Fortaleza: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro/RJ, MME/SG, **21**:213-252.

- Moretti, I.; Colleta, B.; Vially, R. 1988. Theoretical model of block rotation along circular faults. *Tectonophysics*, **153(1/4)**:313-320.
- Morgenstern, N. R. & Tchalenko, J. S. 1967. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Geotechnique*, **17**:309-328.
- Moura, C. A. V.; Gaudette, H. E.; Macambira, M. J. B.; Lafon, J. M.; Scheller, T. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congr. Bras. Geol., 39, *Anais*, Salvador/BA, **6**:480-483.



- Nascimento, D. A.; Gava, A.; Pires, J. L.; Teixeira, W. 1981. Geologia. In: *Projeto Radambrasil, Folha SA.24, Fortaleza: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro/RJ, MME/SG, **21**:9-212.
- Nascimento da Silva, C. C. & Jardim de Sá, E. F. 2000. Fracture chronology and neotectonic control of water wells location in crystalline terranes: an example from the Equador region, northeasternmost Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30(2)**:346-349.
- Nascimento da Silva, C. C. 1999. Geologia da região de Equador-RN, com ênfase à deformação frágil. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 55p.
- Nelson, R. A.; Lenox, L. C.; Ward, B. J., Jr. 1987. Oriented core: its use, error, and uncertainty. *AAPG Bull.*, **71(4)**:357-367.
- Nemčok, M.; Nemčok, J.; Wojtaszek, M.; Ludhova, L.; Oszczypko, N.; Sercombe, W. J.; Cieszkowski, M.; Paul, Z.; Coward, M. P.; Slaczka, A. 2001. Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *J. Struct. Geol.*, **18**:39-64.
- Netto, A. S. T.; Wanderley Filho, J. R.; Feijó, F. J. 1994. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:173-184.
- Neumann, V. H. M. L. 1999. *Estratigrafia, sedimentología, geoquímica y diagénesis de los listemas lacustres aptienses-albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil)*. Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, Tesis Doctoral, 244p.
- Nogueira, A. M. B. 1982. *O Cenozóico continental da região de Natal-RN*. Pós-Graduação em Geociências/Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife/PE, Dissertação de Mestrado, 219p.



- O'Connor, J. M. & Duncan, R. A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.*, **95**:17475-17502.
- O'Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**:1463-1469.
- Oliveira, D. C. & Martins, G. 1992. O Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim (EDCM) no contexto da abertura do Oceano Atlântico. *Rev. Geol. UFC*, **5**:51-78.
- Oliveira, D. C.; Matos, R. M. D. & Soares, U. M. 1993. Contribuição ao estudo das estruturas rasas na Bacia Potiguar: análise estrutural do afloramento de Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Simp. Nac. Est. Tect., 4, Belo Horizonte/MG, *Boletim* 12, 306-311.
- Owen, G. 1987. Deformation processes on unconsolidated sands. In: M. E. Jones & R. M. F. Preston (eds.). *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. London, Geological Society Special Publication, 11-24.

P

- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Fallarón) and South America plates since Late Cretaceous times. *Tectonics*, **6**:233-248.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289p.
- Peacock, D. C. P.; Harris, S. D.; Mauldon, M. 2003. Use of curved scanlines and boreholes to predict fracture frequencies. *J. Struct. Geol.*, **25**:109-119.
- Peraro, A. A. 1998. *Gênese de estruturas antiformais observadas em linhas sísmicas no rifte Tucano-Jatobá*. Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 160p.
- Pereira, M. J. & Feijó, F. J. 1994. Bacia de Santos. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:219-234.
- PETROBRAS. 1996. *Arcabouço estrutural das bacias Potiguar e Ceará integrado ao mapa geológico simplificado do Estado do Ceará; escala 1:500.000*. Natal /RN, PETROBRAS.
- Pichowiak, S.; Buchelt, M.; Damm, K. W. 1990. Magmatic activity and tectonic setting of the early stages of the Andean cycle in northern Chile. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **241**:127-144.
- Pindell, J. L. & Dewey, J. F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, **1(2)**:179-211.
- Pindell, J. L. 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*, **4(1)**:1-39.
- Pindell, J. L.; Cande, S.; Pitman, W.; Rowley, D.; Dewey, J.; LaBrecque, J.; Haxby, W. 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, **155**:121-138.
- Ponte, F. C.; Dauzacke, M. V.; Porto, R. 1978. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares do Brasil. *In: Congr. Bras. Petróleo*, 1, *Anais*, 127-147.
- Ponte, F. C. & Appi, C. J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. *In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol*, 36, Natal/RN, *Anais*, 211-226.
- Ponte, F. C. & Ponte Filho, F. C. 1996. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. *In: DNPM, Simp. Cretáceo do Brasil*, 4, Rio Claro/SP, *Boletim*, 123-133.
- Prothero, D. R. & Schwab, F. 1996. *Sedimentary geology*. W. H. Freeman and Company, New York, 575p.

R

- Rabinowitz, P. D. & LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, **84**:5973-6002.
- Ramos, V. A. 2000. The southern Central Andes. *In: U. G. Cordani, E. S. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos (eds.), Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro/RJ, 31st International Geological Congress, 561-604.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology, volume 2: folds and fractures*. London, Academic Press Ltd., 700p.
- Rand, H. M. & Manso, V. A. V. 1983. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. *In: SBG/Núcleo Rio de Janeiro, Cong. Bras. Geol*, 33, Rio de Janeiro/RJ, *Anais*, **4**:2011-2016.
- Rangel, H. D.; Martins, F. A. L.; Esteves, F. R.; Feijó, F. J. 1994. Bacia de Campos. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:203-218.
- Remane J. 2000. *Explanatory note to the International Stratigraphic Chart*. IUGS, UNESCO, Div. Earth Sciences: 16p.
- Ribeiro, H. J. P. S. 2001. Sismo-estratigrafia. *In: H. J. P. S. Ribeiro (org.), Estratigrafia de Sequências: fundamentos e aplicações*, São Leopoldo/RS, Editora Unisinos, 73-98.

- Ribeiro, R. J. L.; Horschütz, P. M. C.; Beer, R.; Carvalho, M. D. Plavnik, B.; Machado, L. R. L.; Martins, J. A. S.; Lima, L. C.; Santos, J. A. C. M.; Azevedo, M. A. S. 1986. Aumento de produtividade do Calcário Trairí. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS, vol. 1, 76p. (Relatório Interno).
- Rodrigues, M. F. B. 1976. *Rochas basálticas do Rio Grande do Norte e Paraíba*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, Dissertação de Mestrado, 62p.
- Rolph, T. C.; Shaw, J.; Harper, T. R.; Hagan, J. T. 1995. Viscous remanent magnetization: a tool for orientation of core. In: P. Turner & A. Turner (eds.). *Palaeomagnetic applications in hydrocarbon exploration and production*, London, Geological Society of London Special Publication, **98**:239-243.
- Rostirolla, S. P. & Galvão, M. V. G. 1995. Análise de margens passivas por meio do balanceamento de seções geológicas transversais: discussão teórica e aplicação na Bacia de Campos. *Bol. Geoc. Petrobras*, **9(2/4)**:175-201.
- Rowan, M. G. & Kligfield, R. 1989. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes. *AAPG Bull.*, **73(8)**:955-966.
-
- S*
-
- Sá, J. M. 1991. *Evolution géodynamique de la ceinture Protérozoïque d'Óros, Nord-Est du Brésil*. Faculdade de Ciências, Universidade de Nancy I, Nancy, França, Tese de Doutorado, 177p.
- Saadi, A. & Torquato, J. R. 1992. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Rev. Geol. UFC*, **5**:5-38.
- Santos, C. F.; Gontijo, R. C.; Araújo, M. B.; Feijó, F. J. 1994. Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:185-190.
- Santos, E. J.; Farina, M.; Silva, G. P.; Silva, E. J. A.; Feitosa, E. C. 1972. *Mapa geológico preliminar do Estado do Ceará, escala 1:500.000*. Recife/PE, Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- Santos, E. J. & Brito Neves, B. B. 1984. Província Borborema. In: F. F. M. Almeida & Y. Hasui (coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, São Paulo/SP, 123-186.
- Santos, E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador/BA, *Anais*, **6**:47-50.
- Santos, T. J. S.; Fetter, A. H.; Nogueira Neto, J. A.; Hackspacher, P. C.; Van Schmus, R. 1998. Geochronology and geochemistry of the Médio Coreau Domain, NW Borborema Province. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte/MG, *Anais*, 29.
- Schmid, S. M. 1982. Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: J. H. Kenneth (ed.). *Mountain building processes*, London, Academic Press, 95-110.
- Sempere, T.; Hérail, G.; Oller, R.; Bonhomme, M. 1990. Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, **18**:946-949.
- Serra, O. 1989. Formation microscanner image interpretation. Houston, Schlumberger Educational Services, 117p.
- Sial, A. N. 1976a. The post-Paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **48**:299-311.
- Sial, A. N. 1976b. The Rio Grande do Norte alkali-olivine-basalt association, Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **6(1)**:1-14.
- Sial, A. N. 1989. Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, Nordeste do Brasil. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife/PE, Tese para Professor Titular.
- Sial, A. N.; Long, L. E.; Pessoa, D. A. R.; Kawashita, K. 1981. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **53(1)**:115-122.
- Sibuet, J. C. & Mascle, J. 1978. Plate kinematic implications of Atlantic Equatorial fracture zone trend. *J. Geophys. Res.*, **83**:3401-3421.

- Sikorsky, R. I. 1991. A diagram for interpreting orientation data for planar features in core. *J. Struct. Geol.*, **13(9)**:1085-1089.
- Skempton, A. W. 1966. Proceedings of the International Congress on Rock Mechanics. *In: International Congress on Rock Mechanics*, 1, Lisboa, 1:329-335.
- Sneider, R. M. & Sneider, J. S. 2002. Importance of seals and flow barriers in E&P projects. *In: AAPG, Hedberg Res. Conf., Evaluating the hydrocarbon sealing potential of faults and caprocks, Barossa Valley/SA*, 10-13.
- Sokolov, S. Y. 1999a. Bottom topography of Central Atlantic from satellite altimetry data and topography of adjacent continents. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999b. Bouguer anomalies calculated from altimetry and bathymetry data on 5'x5' grid. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999c. Earthquakes focal mechanisms, slip vectors and geoid surface of Central Atlantic. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999d. Isostatic anomalies estimated from altimetry and bathymetry data on 5'x5' grid by Airy model. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999e. Joint free air gravity field anomalies of Central Atlantic and adjacent continents. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999f. Mantle bouguer anomalies calculated from altymetry and bathymetry data on 5'x5' grid with correction of lithosphere density respect to crust age. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y.; Mazarovich, A. O.; Efimov, V. N. 1999a. Scheme of surveys and stations at Central Atlantic conducted by Geological Institute RAS. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y.; Mazarovich, A. O.; Efimov, V. N. 1999b. The structure of sedimentary cover of Central Atlantic. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y.; Podgornyykh, L. V.; Khutorskoy, M. D. 1999c. Seismicity, heatflow and magnetic anomalies of Central Atlantic. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sousa, D. C. 2003. *Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Tese de Doutorado, 186p.
- Sousa, D. C.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Oliveira, D. C. 1999. Deformação sin- e pós-Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton.*, 7, Lençóis/BA, *Anais*, **IV**:90-93.
- Sousa, D. C.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D. 2001a. Caracterização da deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. *In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Nac. Est. Tecton.*, 8, Recife/PE, *Anais*, 355-357.
- Sousa, D. C.; Vital, H.; Guedes, I. M. G. 2001b. A utilização dos minerais pesados na caracterização da Formação Tibau no litoral oriental do Ceará (região de Lagoa do Mato), extremo NW da Bacia Potiguar. *In: ABEQUA, Cong. Assoc. Bras. Estudos Quat.*, 8, Imbé/RS, *Boletim de Resumos*, 290-291.

- Sousa, D. C.; Jardim de Sá, E. F.; Vital, H.; Matos, R. M. D.; Alves da Silva, F. C. 2001c. Estratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí (CE): implicações tectônicas para a migração e acumulação de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar. *In: SBQ/Regional Natal, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás*, 1, Natal/RN, 25.
- Sousa, D. C.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Antunes, A. F.; Lima Neto, F. L.; Medeiros, W. E.; Xavier Neto, P. 2003. Deformação cenozóica na região de Icapuí (CE), e sua implicação na estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar. *In: SBQ/Regional Rio de Janeiro, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás*, 2, Rio de Janeiro/RJ, 45.
- Souza, S. M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador/BA, *Anais*, 5:2392-2406.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, **283**(7):684-721.
- Sykes, L. R. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews Geophys. Space Phys.*, **16**(4):621-688.
- Sylvester, A. G. 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**:1666-1703.
- Szatmari, P.; Françolin, J. B. L.; Zanotto, O.; Wolff, S. 1985. Rifteamento na Margem Equatorial do Brasil. *In: SBP, Cong. Bras. Paleont.*, 9, Fortaleza/CE, *Boletim de Resumos*, 91.
- Szatmari, P.; Françolin, J. B. L.; Zanotto, O.; Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da Margem Equatorial Brasileira. *Rev. Bras. Geol.*, **17**(2):180-188.

T

- Tchalenko, J. S. 1968. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, **6**:159-174.
- Tchalenko, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**:1625-1640.
- Terzaghi, R. D. 1965. *Discontinuity analysis for rock engineering*. London, Chapman and Hall.
- Thomaz Filho, A. 1983. Datação rediométrica de rochas ígneas básicas da Bacia do Ceará. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS. (Relatório Interno CENPES).
- Torquato, J. R. 1995. A geologia do noroeste do Ceará (uma visão histórica). *Rev. Geol.*, 7-184.
- Torquato, J. R.; Pedreira, L. H. S. T.; Nogueira Neto, J. A. 1987. Projeto Granja – Geologia Local. Brasília/DF, CNPq, 81p. (Relatório final).
- Torquato, R. F.; Sidrim, A. C. G.; Maranhão, C. M. L.; Parente, C. V.; Nogueira Neto, J. A.; Andade Filho, J. F.; Souza J. V.; Souza, M. J. N.; Arthaud, M. H. 1989. Granitóides do Ceará. Região de Quiixadá-Solonópole. *Rev. Geol.*, **2**(1/2):1-143.
- Torres, H. H. F. 1994. Metodologia para estudos neotectônicos regionais: o caso João Câmara. CPRM, Sureg Recife/PE, Série Pub. Espec., 2-50.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. 1992. *Structural geology*. New York, Freeman and Company, 532p.

U

- Unterhahr, P.; Curie, D.; Olivet, J. L.; Goslin, J.; Beuzart, P. 1988. South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. *Tectonophysics*, **155**:169-179.

V

- Vail, P. R. & Mitchum, R. M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: overview. *In: C. E. Payton (ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 51-52.

- Vail, P. R.; Todd, R. G.; Sangree, J. B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5: chronostratigraphy significance of seismic reflections. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 99-116.
- Van Alstine, D. R.; Gillet, S. L.; Bleakly, D. C. 1983. Palaeomagnetic applications in hydrocarbon exploration and drilling operations. *AAPG Bull.*, **67**:563.
- Van der Pluijm, B. A. & Marshak, S. 1997. Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. McGraw Hill, 495p.
- Vendeville, B. & Cobbold, P. R. 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *J. Struct. Geol.*, **10**(7):649-659.
- Vieira, R. A. B.; Mendes, M. P.; Vieira, P. E.; Costa, L. A. R.; Tagliari, C. V.; Bacelar, L. A. P.; Feijó, F. J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**(1):191-202.
- Vilar, C. S. 1999. Estudo da atividade sísmica em Cascavel-CE com estações sismográficas digitais. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 73p.
- Vink, G. 1982. Continental rifting and the implications for plate tectonic reconstructions. *J. Geophys. Res.*, **87**:10677-10688.



- Walker, R. G. 1983. Facies models 8: turbidites and associated coarse clastic deposits. In: R. G. Walker (ed.), *Facies Models*, Geoscience Canada, Toronto, 91-103.
- Wegener, A. 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 4 ed., Berlin, Vieweg & Sohn, 246p.
- Wernicke, B. & Burchfiel, B. C. 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, **4**:105-115.
- White & Yielding 1991. Calculating normal fault geometries at depth: theory and examples. In: A. M. Yielding & B. Freeman (eds.). *The geometry of normal faults*. London, Geological Society of London Special Publication, **56**:251-260.
- White, N. J.; Jackson, J. A.; McKenzie, D. P. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of sedimentary layers in their hanging walls. *J. Struct. Geol.*, **8**:897-909.
- Wiley, R. 1980. Borehole televiewer revisited. In: Society of Professional Well Log Analysts, Logging Annual Symp., **21**, *Transactions*, 16p.
- Willians, P. F.; Goodwin, L. B.; Ralser, S. 1994. Ductile deformation processes. In: P. L. Hancock (ed.). *Continental deformation*, Oxford, Pergamon Press, 1-27.
- Windley, B. F. 1984. *The evolving continents*. 2ª ed., Avon, John Wiley & Sons Ltd., 399p.
- Withjack, M. O. & Peterson, E. T. 1993. Prediction of normal-fault geometries: a sensitivity analysis. *AAPG Bull.*, **77**:1860-1873.
- Woodcock, N. H. & Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, **8**:725-736.



- Xiao, H. & Suppe, J. 1989. Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *AAPG Bull.*, **73**(6):777-786.
- Xiao, H. & Suppe, J. 1992. Origin of rollover. *AAPG Bull.*, **76**(4):509-529.



- Yielding, G.; Freeman, B.; Heedham, D. T. 1997. Quantitative fault seal prediction. *AAPG Bull.*, **81**(6):897-917.



-
- Zalán, P. V. 1983. *Stratigraphy and petroleum potential of the Acaraú and Piauí-Camocim sub-basins, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil*. Colorado School of Mines, Golden/CO, Master of Science Thesis, 133p.
- Zalán, P. V.; Nelson, E. P.; Warme, J. E.; Davis, T. L. 1985. The Piauí Basin: rifting and wrenching in an Equatorial Atlantic transform basin. *In*: N. C. Blick & K. T. Biddle (eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. SEPM Special Publication, **37**:177-192.
- Zemanck, J.; Caldwell, R. L.; Glenn, E. E., Jr.; Holcomb, S. U.; Norton, L. J.; Straus, J. D. 1969. The borehole televiewer – a new logging concept for fracture location and other types of borehole inspection. *J. Petroleum Tech.*, **246**:762.



ANEXOS

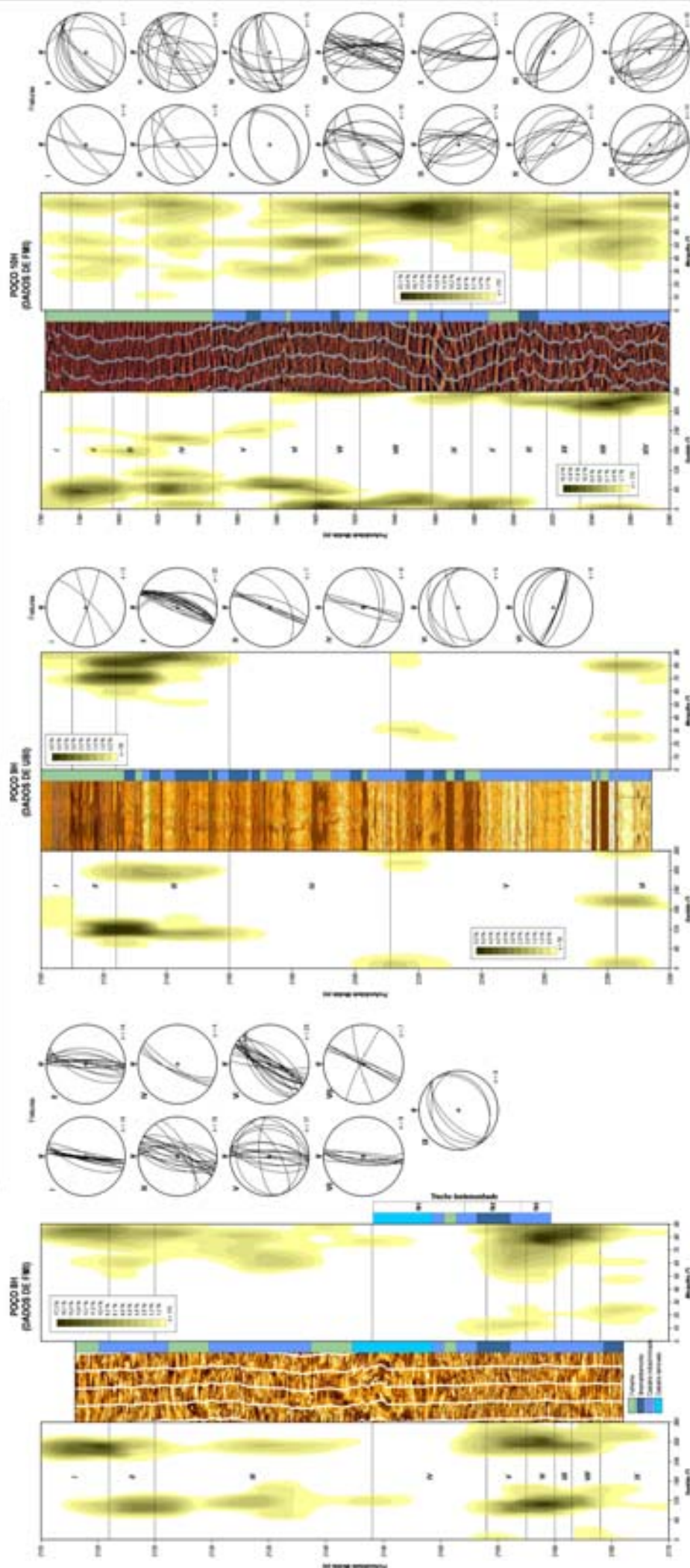


Carta Geocronológica Internacional
(A Escala do Tempo Geológico)

Compilado de Remane (2000).



ANEXO C

[illegible]