



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ESTUDOS SEDIMENTOLÓGICOS E O CONTEXTO
ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO SERRA DO MARTINS,
NOS PLATÔS DE PORTALEGRE, MARTINS E
SANTANA/RN.**

Autora:

MARIA ROSILENE FERREIRA DE MENEZES

Orientador:

PROF. DR. EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ
DG -UFRN

Co-Orientador:

DR. RENATO MARCOS DARROS DE MATOS
PETROBRAS

Dissertação n° 07/ PPGG

Natal-RN, março - 1999



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ESTUDOS SEDIMENTOLÓGICOS E O CONTEXTO ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO SERRA DO MARTINS, NOS PLATÔS DE PORTALEGRE, MARTINS E SANTANA/RN.

Autora:

MARIA ROSILENE FERREIRA DE MENEZES

Dissertação de Mestrado apresentada em 30 de março de 1999, para obtenção do título de Mestre em Geodinâmica pelo Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

Comissão Examinadora:

PROF. DR. EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ (ORIENTADOR)
DG - UFRN

PROF. DR. FRANCISCO PINHEIRO LIMA FILHO
DG - UFRN

DRA. SYLVIA MARIA COUTO DOS ANJOS
CENPES - PETROBRAS

Natal - RN, março de 1999.

RESUMO

Esta dissertação aborda a caracterização sedimentológica e estrutural das rochas siliciclásticas da Formação Serra do Martins (FSM), no contexto dos platôs de Portalegre, Martins e Santana, situados a sul da Bacia Potiguar, nas porções sudoeste e central do Rio Grande do Norte. A referida formação, admitida por alguns pesquisadores como oligo-miocênica, baseado em relações de intrusão com Vulcanismo Macau, tem idade ainda discutível, por não apresentar registros bio e/ou crono-estratigráficos que a posicionem temporalmente. Os depósitos da FSM, nos platôs estudados, afloram entre as cotas de 650 a 750 m e constituem um capeamento sedimentar remanescente, repousando discordantemente sobre rochas precambrianas do embasamento cristalino, topograficamente elevado. Nas últimas décadas, esses depósitos foram interpretados por alguns pesquisadores como o resultado de uma evolução paleoclimática do Terciário, associados a processos pedogenéticos.

Neste trabalho, a caracterização sedimentológica das rochas da FSM está representada por descrições faciológicas, identificação dos aspectos petrográficos e das feições diagenéticas. A sistemática adotada no estudo das fácies, envolvendo a descrição dos aspectos de campo (p. ex. texturas e estruturas sedimentares), levantamento de perfis seqüenciais do empilhamento vertical dos estratos e elaboração de seções mostrando a suas relações laterais, revela que os litótipos da FSM são oriundos de um sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso. Esse sistema fluvial é representado principalmente pelos depósitos de fundo de canal, preenchimento de canal, transbordamento de canal e de planície de inundação. A petrografia, envolvendo os aspectos composicionais, associada a algumas características faciológicas e direções de paleocorrentes, mostra que a área fonte desse sedimentos esteve relativamente distante, a sul dos platôs estudados. O estudo diagenético caracteriza como eventos principais uma compactação mecânica incipiente dos grãos, pronunciada dissolução dos constituintes do arcabouço, matriz e/ou cimento, precipitação intensa de caulinita, sílica e, eventualmente, óxidos de ferro, além de infiltração mecânica de argilas. Muitos desse eventos, associados na literatura a condições superficiais (eo ou telodiagênese), revelam que os sedimentos da FSM não foram submetidos a soterramentos pronunciados.

As relações topográficas levantadas em seções aproximadamente longitudinais e transversais à Bacia Potiguar, permitem identificar algumas condições de mergulho através das quais podem ser discutidos os elos de correlação entre os depósitos da FSM e outras unidades dessa Bacia. Os estudos sedimentológicos deste trabalho e as relações de intrusão com o Vulcanismo Macau também foram utilizadas nessas correlações, apoiando a idade oligo-miocênica tradicionalmente assumida para a FSM.

No tocante ao contexto estrutural da FSM, foram investigadas a herança precambriana a cretácea, e a deformação cenozóica, incluindo a caracterização de feições de deformação pré-, sin- e pós-FSM.

O embasamento cristalino está estruturado segundo *trends* NE e ONO associados às zonas de cisalhamento dúcteis brasileiras da Faixa Seridó. No substrato cristalino são reconhecidas estruturas frágeis a dúctil-frágeis de direção NE e NO, associadas a juntas de extensão preenchidas por pegmatitos e veios de quartzo, oriundas dos esforços compressivos E-O dominantes no final do Ciclo Brasileiro. As juntas E-O e fraturas NE foram reativadas por extensão N-S a NO no final do Jurássico ao início do Cretáceo, sendo preenchidas por diques de diabásio do Vulcanismo Rio Ceará-Mirim e controlando a abertura do Rifte Potiguar.

A deformação sin-FSM está representada por estruturas de fluidização, observadas em algumas exposições do platô de Portalegre, indicando a reativação dos cisalhamentos precambrianos.

Nas feições tectônica pós-FSM, foram identificadas duas direções principais de lineamentos, NE e NO, além de uma outra subordinada, N-S, que em macroescala marcam os *trends* erosivos dos platôs. A nível de afloramento, essas orientações normalmente coincidem com padrões de fraturamentos os quais, embora possuam poucos indicadores cinemáticos, mostram em geral uma boa correspondência com a compressão N-S neo-terciária sugerida para a região (Dantas 1998, na Bacia Potiguar). Fraturas NE e NO com cinemática condicionada à compressão E-O holocênica foram também caracterizadas no domínio sedimentar das serras estudadas, controlando a erosão ou preservação da FSM.

A ocorrência de marcadores crono-estruturais unusuais (preenchimento de fraturas por travertino, cascalho ou óxido de ferro) nos levou a investigar a deformação holocênica no embasamento cristalino dos platôs, com base nas exposições da Grota da Fervedeira, aba norte da Serra de Santana. Os padrões de fraturamento, reconhecidos nesse riacho, como feições de deformação neotectônica, evidenciaram um campo de tensões mais complexo, atuante desde o Terciário superior ao Quaternário, onde os esforços principais são de extensão em todas as direções, esforços estes tentativamente atribuídos a um domo térmico associado ao Vulcanismo Macau (de idade miocênica), e que parece perdurar até o Recente.

ABSTRACT

This dissertation deals with sedimentological and structural framework of the siliciclastic rock of the Serra do Martins Formation (FSM) in the Portalegre, Martins and Santana plateau, located to the south of Potiguar Basin, in the southwest and central Rio Grande do Norte state. This formation, regarded as of Oligo-Miocene age based on intrusive relations of the Miocene Macau volcanics, has a still disputable age due to the lack of appropriate bio and/or chronostratigraphic markers. The FSSM deposits crop out along 650 to 750 m high plateau, as a remanescent sedimentary cover directly overlying topographically uplifted pre-cambrian crystalline rocks. During the last decades, these deposits were interpreted according to a Tertiary paleoclimatic evolutionary model, associated to pedogenetic processes.

The sedimentological characterization of the FSM was done through a detailed study of its facies, petrography and diagenetic features. The facies study was based on description of field relations, textures and structures, the piling up of the strata and their lateral variations. The FSM was deposited by an anastomosing to coarse-meandering fluvial system, including deposits of lag, channel-fill, over-bank and flood plain. The petrographic composition of the sediments, coupled to their facies and paleocurrent directions, suggest a rather distal source-area, to the south of the present plateau. The diagenetic study identified an incipient grain mechanical compaction, pronounced dissolution of the framework, matrix and/or cement components, intense precipitation of kaolinite, silic and, eventually, iron oxides, besides mechanical infiltration of the clays. Most of these events, regarded in the literature as associated to near-surface conditions (eo or telodiagenesis), indicate the FSM sediments were never deeply buried.

Topographic relations along longitudinal and transversal sections reaching the Potiguar Basin to the north identified regional dips that allow to discuss stratigraphic correlations between the FSM and the basin formations. The sedimentological features of the different units and the intrusive relations of the Macau volcanics were also considered in these correlations, which support the Oligo-Miocene age previously accepted for the FSM.

Concerning the tectonic framework of the FSM, this work investigated the pre-cambrian to cretaceous heritage and the cenozoic deformation, allowing the recognition of pre-, sin and post-FSM structures.

The crystalline basement, belonging to the Seridó Belt, displays NE and WNW foliation trends related to the Brasiliano-age ductile shear zones. In this terrain, brittle-ductile and brittle NE- and NW-trending structures, associated with extensional joints filled with pegmatites and quartz veins, are related to an E-W compression by the end of Brasiliano Cycle. The E-W joints and NE-trending fractures were reactivated by N-S to N-S to NW extension during late Jurassic to Cretaceous times, controlling the emplacement of the Rio Ceará-Mirim basic dyke swarm and the opening of the Potiguar rift basin.

The sin-FSM deformation is represented by fluidization structures observed in some exposures in the Portalegre plateau, probably linked with reactivation of the pre-cambian shear zones.

The post-FSM tectonics involves two main lineaments directions, NE and NW, besides a subordinate N-S one, which are reflected as important erosional trends of the plateau. At the outcrop scale, these directions coincide with fracture patterns that, even poor in kinematics indicators, and are in general agreement with the late Tertiary N-S compression recognized in this region (i.e., Dantas 1998, in the Potiguar Basin). NE- and NW-trending fractures, controlled by the E-W compression Holocene age, were also recognized in the sedimentary rocks of the plateau, controlling the erosion or preservation of the FSM.

The occurrence of unusual crono-structural makes (travertine, gravel and iron oxides in filling fractures) allowed an investigation of the holocene deformation in the crystalline basement, such as in the Riacho Grota da Fervedeira, in the northern side of the Santana Plateau. The fracture patterns recognized as of neotectonics age point to a complex stress field operating during the late Tertiary to Quaternary, with an overall extension in all directions, tentatively ascribe to a thermal doming effect associated to the Miocene Macau alkaline basics volcanics, which seem continue operating up to the Recent times.

A todos aqueles que dedicam a maior parte de suas vidas ao ensino e a pesquisa científica, e que assim contribuem para a evolução da ciência e a formação de novos profissionais. Em especial a todos os meus mestres, no sentido mais amplo da palavra.

"O saber não está na ciência alheia que se absorve, mas, principalmente nas idéias próprias que se geram dos conhecimentos absorvidos, mediante a transmutação por que passam no espírito que os assimila."

Rui Barbosa.

Agradecimentos

Este espaço é reservado às pessoas e instituições que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho, as quais expresso os meus mais sinceros agradecimentos.

Ao meu orientador **Professor Doutor Emanuel Ferraz Jardim de Sá**, pelos ensinamentos transmitidos, pela confiança depositada ao longo de todo trabalho, pelo entusiasmo e colaboração em algumas etapas de campo e de gabinete, e essencialmente pelo grande incentivo ao longo de todo o mestrado.

Ao meu co-orientador **Doutor Renato Marcos Darros de Matos**, por acreditar na relevância deste trabalho e, junto à PETROBRAS, viabilizar a realização do mesmo.

Àqueles profissionais que também participaram na orientação desta monografia:

- **Professor Doutor Luís Fernando De Ros** (UFRGS), pelos conhecimentos transmitidos, pelas valorosas observações e discussões petrográficas, pela atenção e carinho demonstrados, por mais uma amizade a longa distância conquistada.

- **Professor Doutor Francisco Pinheiro Lima Filho** (DG-UFRN) e **Geólogo Paulo Roberto Codeiro de Farias** (PETROBRAS), pelas indispensáveis discussões de campo sobre sistemas deposicionais.

- **Professora Doutora Helenice Vital** (PPGG-UFRN), pela orientação na petrografia de minerais pesados, bem como pela discussões de alguns dados.

- **Professora Mestra Marcela Marques Vieira Pereira** (DG-UFRN), pela orientação na petrografia e excelentes sugestões na apresentação do capítulo contendo este assunto.

Ao Centro de Pesquisa Leopoldo A. Miguez (CENPES-PETROBRAS), na pessoa de **Marcos Moraes**, Chefe do Setor de Engenharia e Geologia de Reservatórios (SEGRES), pela concessão de um estágio nos laboratórios de petrografia, que em muito contribuiu na realização e no entendimento das técnicas de algumas análises utilizadas nesta dissertação. Em especial, à **Sylvia Maria Couto dos Anjos** (Chefe do Laboratório de Petrografia), pela orientação ao longo do estágio e a algumas pessoas com quem diretamente trabalhei e muito aprendi: aos geólogos **Carlos Manuel de Assis Silva**, **Carlos Rodrigues** e **Marcelo Almeida**, além de toda a equipe dos laboratórios de Difractometria de raios-X, Microscopia Eletrônica de Varredura e Laminação.

Ao Chefe do GELAB/GEINTER (E & P RN-CE/PETROBRAS), **Silvio José Moreira**, pela liberação da utilização de alguns equipamentos daquele laboratório.

Ao Chefe do Setor de Hidrogeologia da Companhia de Águas e Esgotos de Rio Grande do Norte (CAERN), **Marcelo Queiroz**, pelo apoio logístico na redução de mapas.

Ao **Instituto de Terras do Rio Grande do Norte (ITERN)**, pelo empréstimo de fotografias aéreas da região estudada.

À **Secretaria de Recursos Hídricos do Rio Grande do Norte**, pela cessão de perfis de poços d'água perfurados nos platôs de Portalegre e Martins.

Ao meu colega **Geólogo João Marinho** (PETROBRAS), por fornecer algumas informações a respeito da unidade estudada, em outras áreas, e sobretudo por compartilhar dos árduos e bons momentos em uma das etapas de campo.

Ao Professor **Mestre Vanildo Pereira da Fonseca** (DG-UFRN) e **Geólogo Diógenes Custódio de Oliveira** (PETROBRAS), pela colaboração em algumas etapas de campo.

À Professora **Mestra Valéria Centurion Córdoba** (DG-UFRN), que no exercício de sua função (orientação em relatório de graduação) transmitiu-me conhecimentos científicos e metodológicos do estudo de fácies, os quais foram imprescindíveis no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Clube de Espeleologia do Rio Grande do Norte, na pessoa de **Joaquim das Virgens**, pelo empréstimo dos equipamentos que em muito facilitaram a elaboração de perfis faciológicos nas escarpas das serras estudadas.

Ao Técnico **Chateaubriand Carlos da Silva** (DG-UFRN) pelo auxílio, cuidados, companherismo e atenção dedicada, ao longo de todo trabalho de campo, e a **Ludimila Bernardo** (Curso de Geologia-UFRN) pela ajuda nos trabalhos realizados na Grotta da Fervedeira.

Aos meus colegas, **Maria Helena Hollanda**, **Rielva Nascimento**, **Aderson e Cavalcante**, pelo apoio ao longo do curso, e em especial a **Silvana Barros**, **Eugênio Dantas** e **Luciano Caldas**, pela colaboração no desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus familiares, pelo apoio e incentivo no decorrer de toda a minha vida acadêmica, em especial a minha mãe **Alzira Menezes**, que sempre acreditou no estudo como a forma mais digna de se obter um futuro próspero, e as minhas irmãs **Conceição**, **Cilene**, **Maria José** (*in memorian*) e **Aldenôra**, as quais me acolheram durante os momentos de maiores "apertos"; em particular, ao meu cunhado **Ozemar Lourenço**, pelo apoio de sempre e empréstimo de material necessário a impressão deste trabalho.

A mais uma família conquistada, **Família Apolônio**, por todos os momentos vividos no aconchego do seu lar quando, no exercício do meu trabalho, necessitei de hospedagem em terras distantes, e aos amigos **Marco Aurélio**, **Sérgio**, **Dalila**, **Francisca** e **Marina** pelas energias positivas.

Ao convênio **Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica-PPGG/PETROBRAS**, que me forneceu subsídios, na forma de apoio logístico e financeiro para a realização deste trabalho.

Por fim, ao **Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq**, pela concessão da bolsa que custeou grande parte dos meus estudos.

ÍNDICE

Dedicatória

Agradecimentos

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	iii
CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO.....	01
1.1 - Apresentação.....	01
1.2 - Localização das Áreas de Estudo e Proposição do Tema.....	01
1.3 - Objetivos.....	02
1.4 - Métodos de Trabalho e Técnicas Utilizadas.....	03
CAPÍTULO II: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	06
2.1- Contexto Geotectônico.....	06
2.2 - Registro Pré-Mesozóico.....	09
2.3 - Registro Mesozóico.....	09
2.4 - Registro Cenozóico.....	13
2.4.1 - Registro Litológico.....	13
2.4.2 - Registro Estrutural.....	15
CAPÍTULO III: A FORMAÇÃO SERRA DO MARTINS.....	19
3.1- Introdução.....	19
3.2 - A Formação Serra do Martins (FSM).....	19
3.3 - Contexto Geológico da Formação Serra do Martins (FSM) nos Platôs Estudados.....	24
3.4 - Cenário Geomorfológico nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana.....	27
CAPÍTULO IV: FÁCIES E SISTEMA DEPOSICIONAL.....	37
4.1- Introdução.....	37
4.2 - Fácies.....	38
4.2.1 - Fácies Arenitos finos/médio/grossos (Arn fmg).....	39
4.2.2 - Fácies Arenitos conglomeráticos (Arn cgl).....	39
4.2.3 - Fácies Arenitos grossos a muito grossos (Arn gro-mgr).....	40
4.2.4 - Fácies Arenitos médios (Arn med).....	41
4.2.5 - Fácies Arenitos finos (Arn fno).....	43

4.2.6 - Fácies Siltitos a Argilitos (Sto-Arg).....	43
4.3 - Sistema Depositional.....	60
4.3.1 - Sistemas Fluviais - Fundamentos Teóricos.....	60
4.3.1.1 - Leques Aluviais.....	60
4.3.1.2 - Rios Entrelaçados e Meandranes.....	62
4.3.1.3 - Sedimentação Eólica Associada a Sistemas Fluviais.....	63
4.3.2 - Evidências do Sistema Fluvial na Formação Serra do Martins.....	67
CAPÍTULO V: PETROGRAFIA E DIAGÊNESE.....	75
5.1 - Introdução.....	75
5.2 - Petrografia.....	76
5.2.1 - Aspectos Texturais.....	76
5.2.2 - Composição.....	77
5.3 - Diagênese.....	78
5.3.1- Fundamento Teóricos.....	78
5.3.2 - Diagênese nos Litótipos da Formação Serra do Martins.....	80
5.3.2.1 - Eventos Diagenéticos.....	81
5.4 - Caracterização dos Estágios Diagenéticos e Condições de Soterramento.....	89
5.5 - Classificação e Proveniência dos Litótipos da Formação Serra do Martins	90
CAPÍTULO VI: CONTEXTO ESTRUTURAL.....	101
6.1 - Introdução.....	101
6.2 - Deformação pré-FSM.....	102
6.3 - Deformação sin-sedimentar na FSM.....	111
6.4 - Deformação pós-FSM.....	117
6.4.1 - Padrões de Fraturas na Serra de Santana.....	122
6.4.2 - Padrões de Fraturas na Serra de Portalegre.....	125
6.4.3 - Padrões de Fraturas na Serra de Martins.....	127
6.5 - Deformação Neotectônica no Substrato Cristalino - Riacho Grota da Fervedeira.....	133
6.5.1- Introdução.....	133
6.5.2 - Estruturas no cristalino.....	134
6.5.2.1- Fraturas antigas.....	134
6.5.2.2- Fraturas neo-terciárias e neotectônicas.....	136
6.5.3 - Estruturas neotectônicas nos terraços.....	137
6.5.4 - Evolução das estruturas neotectônicas	138

6.5.4.1 - Idades dos veios e juntas carbonáticas.....	140
CAPÍTULO VII: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	148
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	160

ANEXOS

ANEXO I - MAPAS DE PONTOS COM DISTRIBUIÇÃO DE FÁCIES

I-A - Serra de Santana

I-B - Serra de Martins

I-C - Serra de Portalegre

ANEXO II - SEÇÕES ESQUEMÁTICAS DAS DISTRIBUIÇÕES DAS FÁCIES EM AFLORAMENTO

Seção I - Esboço esquemático das fácies no afloramento Pa41, Serra de Portalegre

Seção II - Esboço esquemático das fácies no afloramento Pa02, Serra de Portalegre

Seção III - Esboço esquemático das fácies no afloramento Pa14B, Serra de Portalegre

Seção IV - Esboço esquemático das fácies e estruturas no afloramento SS41, Serra de Santana

Seção V - Esboço esquemático das fácies no afloramento Ma03, Serra de Martins

Seção VI - Esboço esquemático das fácies no afloramentos Pa07A, B,C e D, Serra de Portalegre

ANEXO III - PERFIS DE CORRELAÇÃO

III-A - Serra de Portalegre à Praia de Tibau/RN

III-B - Serra de Santana à Serra Dantas/CE

ANEXO IV – FLUXOGRAMA DAS ETAPAS E DESCRIÇÃO DOS MÉTODOS UTILIZADOS PELOS LABORATÓRIOS

IV-A – Fluxograma das Etapas de Trabalho

IV-B – Difractometria de Raio X

IV-C – Microscopia Eletrônica de Varredura

IV-D – Método Radiométrico TH/U

IV-E – Tratamento Digital RGB de Imagem

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação

O presente trabalho consiste da coleta e interpretação dos dados obtidos a partir de um estudo sedimentológico e estrutural executado nos platôs interioranos do Rio Grande do Norte, nos quais afloram litótipos sedimentares da Formação Serra do Martins. As informações coletadas ao longo de viagens ao campo foram integradas às existentes na literatura e aos dados de laboratório, de forma a permitir a elaboração desta dissertação. Este trabalho representa, assim, a etapa final do curso de Mestrado em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN, e sua realização contou com o apoio técnico-científico e financeiro da PETROBRAS (E & P RN/CE-GEINT E GELAB; CENPES-SEGRES/DIGER), CNPq, Núcleo de Pesquisa em Geodinâmica e Geofísica-NPGG / UFRN e Departamento de Geologia-DG/UFRN.

1.2 – Localização das Áreas de Estudo e Proposição do Tema

As áreas estudadas localizam-se a sul da Bacia Potiguar, nas porções centro e extremo sudoeste do Estado do Rio Grande do Norte, correspondendo respectivamente as serras de Santana, Portalegre e Martins (figura 1.1), onde afloram os depósitos mais expressivos da Formação Serra do Martins. O acesso à Serra de Santana é feito, a partir de Natal, pela BR-226 até o entroncamento com a BR-104, seguindo por esta última rodovia rumo à cidade de Cerro-Corá, até a bifurcação com a RN-087, que dá acesso à cidade de Lagoa Nova, localizada sobre essa serra. Já o acesso às serras de Portalegre e Martins é efetuado, a partir de Natal, pela BR-304 até 12 km após a cidade de Açu, onde segue-se pela BR-110, passando pelas cidades de Augusto Severo e Patu. A partir de Patu o acesso é feito pela RN-333, percorrendo aproximadamente 38 Km até o entroncamento com a estrada que dá acesso à cidade de Martins, localizada no topo da serra homônima ou, prosseguindo pela RN-333 até a cidade de Riacho da Cruz, onde a RN-333 bifurca com a estrada que dá acesso à cidade de Portalegre, também localizada sobre a serra homônima.

Desenvolver o tema **Caracterização Sedimentológica e Estrutural, e o Contexto Tectônico da Formação Serra do Martins**, fundamentou-se no fato de que pouco se conhece sobre a origem e forma de ocorrência dessas rochas sedimentares, sendo o seu posicionamento estratigráfico bastante controverso. Os primeiros trabalhos sistemáticos a respeito da referida unidade datam do início do século e geralmente associam a sua evolução a processos morfoclimáticos terciários. Desta forma, foi necessário efetuar estudos sedimentológicos mais modernos e aprofundados nesses litótipos, segundo abordagens mais

recentes de modelos deposicionais. Investigar a ocorrência de feições estruturais pós-sedimentação também foi considerado imprescindível, de modo a situar a evolução dessas coberturas no quadro geodinâmico da região.

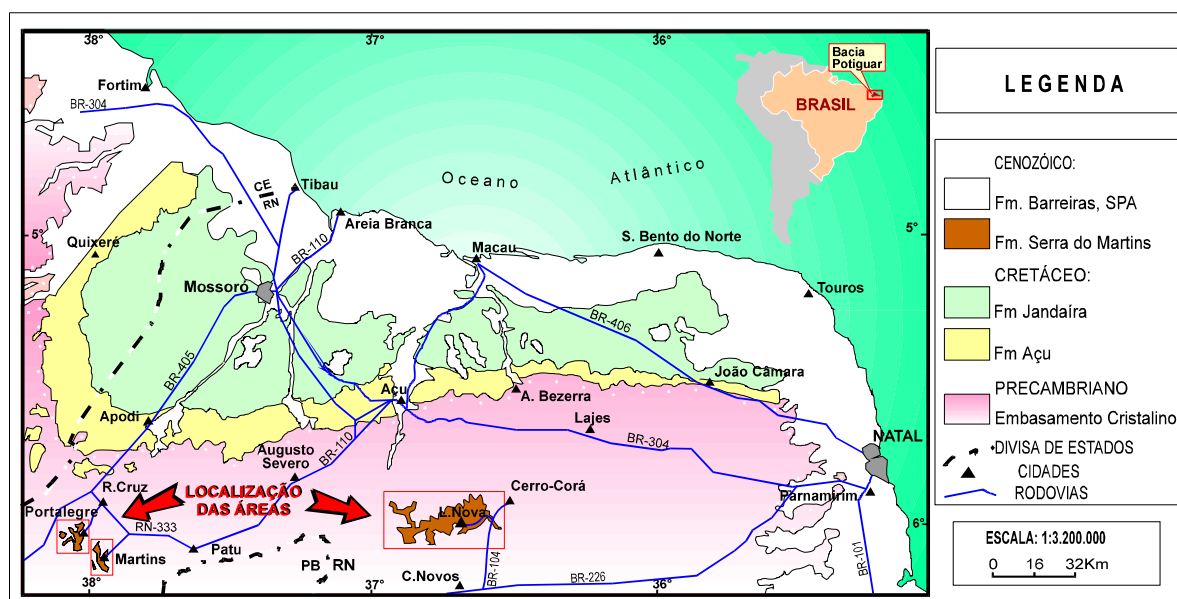


Figura 1.1 - Localização das áreas de estudo.

Outro enfoque abordado nesta dissertação diz respeito a uma eventual associação entre a deformação frágil presente nas rochas da Formação Serra do Martins, e os campos de esforços neotectônicos, bem como a correlação desses esforços com o arcabouço tectônico da Bacia Potiguar. O estudo do tema acima exposto despertou o interesse da PETROBRAS, principal órgão financiador desta pesquisa, para fins de estabelecer correlações entre os litótipos estudados e aqueles presentes na seção rasa da Bacia Potiguar, seção esta pouco conhecida pelos métodos geofísicos, que não fornecem boa resolução nesta parte da bacia.

1.3 - Objetivos

Este trabalho tem como objetivos primordiais: cartografar as ocorrências da Formação Serra do Martins nas serras de Portalegre, Martins e Santana, para melhor definir os limites da referida formação sobre esses platôs; efetuar a caracterização sedimentológica e petrográfica, com a finalidade de definir as fácies sedimentares, bem como sua distribuição espacial, culminando com a interpretação do(s) sistema(s) deposicionais e elaboração de uma história diagenética, na tentativa de melhor compreender os processos de deposição e litificação dos litótipos da unidade em questão; caracterizar as estruturas de deformação presentes nos litótipos da Formação Serra do Martins e estabelecer possíveis correlações entre as feições neotectônicas aqui identificadas e a reativação de lineamentos pre-cambrianos. Por fim, serão elaboradas hipóteses para as condições de deposição e soterramento dos sedimentos,

associando-as ao subsequente alçamento e denudação dos platôs, estabelecendo relações com a tectônica e sistemas deposicionais cronocorrelatos na Bacia Potiguar, com a reativação de fraturas do embasamento cristalino e com feições neotectônicas regionais.

1.4 - Etapas de Trabalho e Técnicas Utilizadas

Os trabalhos necessários ao desenvolvimento do tema em apreço foram realizados em quatro etapas principais: preliminar, campo, laboratório e gabinete.

A etapa preliminar teve início com um levantamento bibliográfico a respeito da geologia e geomorfologia da Formação Serra do Martins, analisando as teorias existentes sobre a origem e evolução desses sedimentos. Ainda nesta etapa foram realizadas viagens de reconhecimento aos principais platôs onde aflora a referida unidade (serras de Portalegre, Martins e Santana, no Rio Grande do Norte; Cuité e Picuí, na Paraíba), no intuito de escolher áreas alvo para estudo. Uma vez escolhidas as serras de Portalegre, Martins e Santana, em função das melhores exposições dos depósitos da formação em apreço, foi feita a delimitação cartográfica da unidade sobre esses platôs. O método empregado para a cartografia seguiu os padrões convencionais, nos quais foram utilizadas as interpretações de imagens de satélite LANDSAT TM 5 (INPE 1988), escala de 1:100.000 (tratadas em composições RGB, pelo Laboratório de Geoprocessamento DG-PPGG/UFRN), e fotografias aéreas (faixas 26 a 30, escala 1:16.500, levantamento da Força Aérea Brasileira 1988, para as serras de Portalegre e Martins, e parte das faixas 1747 a 2104, escala 1:40.000, levantamento da Companhia Levantamentos Aerofotogramétricos S. A. 1970, para parte da Serra de Santana), permitindo assim a elaboração de mapas preliminares contendo zonas homólogas, fotolineamentos, vias de acesso e drenagens, que juntamente as folhas cartográficas (Iracema/SB-24-Z-C-III, SB-24-Z-A-II/Pau dos Ferros, Catolé do Rocha/SB-24-Z-A-III, Apodi/SB-24-Z-C-VI, Açu/SB-24-X-D-V, Curais Novos/SB-24-Z-B-II, Santa Cruz/SB-24-Z-B-III e Pedro Avelino/SB-24-Z-D-IV, na escala de 1:100.000) da SUDENE (1972), auxiliaram na confecção posterior de mapas contendo a delimitação da Formação Serra do Martins sobre os platôs estudados.

A etapa de campo foi realizada ao longo de nove excursões, entre abril de 1996 a outubro de 1997, totalizando cerca de 45 dias. Os trabalhos realizados no decorrer dessa etapa constaram de levantamentos de seções em afloramentos, nos quais foram efetuadas descrições com ênfase nos aspectos deposicionais e estruturas tectônicas. Na descrição dos aspectos deposicionais foram caracterizadas as variações litológicas e, a partir de então, confeccionados empilhamentos verticais dos estratos e perfis seqüenciais e/ou seções em afloramentos contínuos, com identificação da geometria dos pacotes e estruturas sedimentares, medidas das atitudes de paleocorrentes e coleta de amostras para a confecção de lâminas delgadas, plotando tais amostras nos perfis. No tocante as descrições dos aspectos tectônico, foram confeccionados croquis esquemáticos do comportamento das

fraturas e coletadas as atitudes das mesmas, sendo também amostrados materiais rochosos preenchendo fraturas, tanto no embasamento cristalino (neste caso, com evidências de idade jovem) como nas rochas sedimentares. Por fim, foi feito o registro fotográfico das feições sedimentares e estruturais mais importantes. Ainda nesta fase os trabalhos supracitados foram estendidos às localidades de Serra de Mossoró/RN, Tibau/RN e Fortin/CE, para fins de correlação com unidades da Bacia Potiguar.

No laboratório, as amostras coletadas em campo (rochas sedimentares, basaltos e material de preenchimento de fraturas) foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas (94 unidades). Para as rochas sedimentares a seleção foi efetuada de forma a representar a variação faciológica da área. A descrição microscópica desse tipo de rocha foi feita segundo fichas adotadas pela PETROBRAS. Nessa descrição foram analisadas, quantitativa e qualitativamente, a textura da rocha, seus constituintes principais e subordinados, a matriz e o cimento. Para tais análises empregou-se, todavia, o método de comparação visual, utilizando tabelas existentes na literatura. A impregnação da lâmina com corante azul permitiu qualificar e quantificar a porosidade. Foram observadas, também, as feições indicadoras de eventos diagenéticos, seqüenciando-as cronologicamente, e inferido, ainda, a energia e o ambiente nos quais os sedimentos foram depositados. A obtenção dos percentuais dos constituintes da rocha, na análise quantitativa, através do contador de pontos, permitiu a utilização do diagrama de Folk (1972), que auxiliou na definição de uma nomenclatura adequada para as rochas. Para refinamento da petrografia foram utilizados ainda, em amostras pré-selecionadas de cada fácies descrita no campo, métodos mais precisos como microscopia eletrônica de varredura (MEV) e difratometria de raios-X (DRX), visando a caracterizar melhor os constituintes diagenéticos e assim contribuir para o entendimento das condições de deposição e soterramento dos sedimentos originais da formação estudada. As análises de DRX e MEV foram realizadas junto aos laboratórios de microscopia eletrônica e de raios-X do Centro de Pesquisa Leopoldo Miguez A. de Melo-CENPES/PETROBRAS. Os materiais de preenchimento de fraturas também foram identificados ao microscópio petrográfico e analisados ao DRX. Alguns desses materiais, pré-identificados como registro de deformação recente (holocênica), foram enviados para datação radiométrica, no laboratório AEA Technology, Inglaterra, que utilizou o método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ para a obtenção das idades. Amostras representativas das fácies arenosas pouco cimentadas foram submetidas ainda a desagregação e peneiramento a seco, para separação de minerais pesados ao bromofórmio. A partir dessa separação foram confeccionadas lâminas delgadas desses minerais visando a auxiliar na caracterização petrográfica de alguns constituintes traços e conseqüentemente também contribuir para o entendimento de alguns eventos diagenéticos e/ou servir de ferramenta para eventuais correlações entre os sedimentos da Formação Serra do Martins e outras unidades aflorantes da Bacia Potiguar.

Concomitantemente às etapas acima descritas, foram desenvolvidos os trabalhos de gabinete. De posse da análise das lâminas e dos perfis seqüenciais, foi feito um refinamento das descrições de campo, com a caracterização petrográfica das macrofácies sedimentares, anteriormente definidas com base nos aspectos de campo (geometria dos pacotes, empilhamento dos estratos, estruturas sedimentares presentes, entre outros), e definição da evolução diagenética das rochas. As atitudes de paleocorrentes e fraturas coletadas no campo, bem como as direções de fotolineamentos extraídos das imagens de satélites e/ou de fotografias aéreas, foram tratadas em *software* específicos (*Rockware 2.0* e *Estereonete 89*), de forma a permitir a identificação da direção principal de migração das formas de leito, impressa nos sedimentos originais, bem como definir os *trends* principais da estruturação frágil no capeamento sedimentar das serras estudadas, e a continuidade destes no embasamento cristalino, inferindo-se ainda a direção do campos de tensões locais e/ou regionais. Esta etapa foi concluída com as interpretações dos dados de campo congregados às informações obtidas no laboratório e na literatura, culminando com a redação da presente dissertação e execução da arte final de figuras existentes neste trabalho, no *software Corel Draw 5.0*, confeccionando-se, ainda, os mapas de ponto com distribuição faciológica (anexo I), seções esquemáticas da disposição das fácies em aforamentos contínuos (anexo II), mapas de fraturamentos, perfis de correlação com outras unidades estratigráficas (anexo III), perfis faciológicos e o modelo deposicional para a Formação Serra do Martins, nas áreas estudadas.

A descrição de cada método adotado pelo Centro de Pesquisa Leopoldo Miguez A. de Melo-CENPES/PETROBRAS, nas análises de DRX e MEV, bem como a descrição do método utilizado pelo AEA-Technology, para a datação radiométrica do material de fraturas holocênicas, encontram-se sumarizada no anexo IV desta dissertação. Nesse anexo está reportado ainda o tratamento digital das imagens LANDSAT 5 TM (INPE 1988) em composições RGB, efetuado pelo Laboratório de Geoprocessamento do DG-PPGG/UFRN.

CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - Contexto Geotectônico

O Pre-cambriano do Nordeste brasileiro (Província Borborema) é marcado por extensas zonas de cisalhamento brasilianas (figura 2.1), de direção E-O no Domínio da Zona Transversal (DZT) e que infletem para SO-NE a norte do Lineamento Patos, compartimentando um conjunto de blocos justapostos (Jardim de Sá 1994).

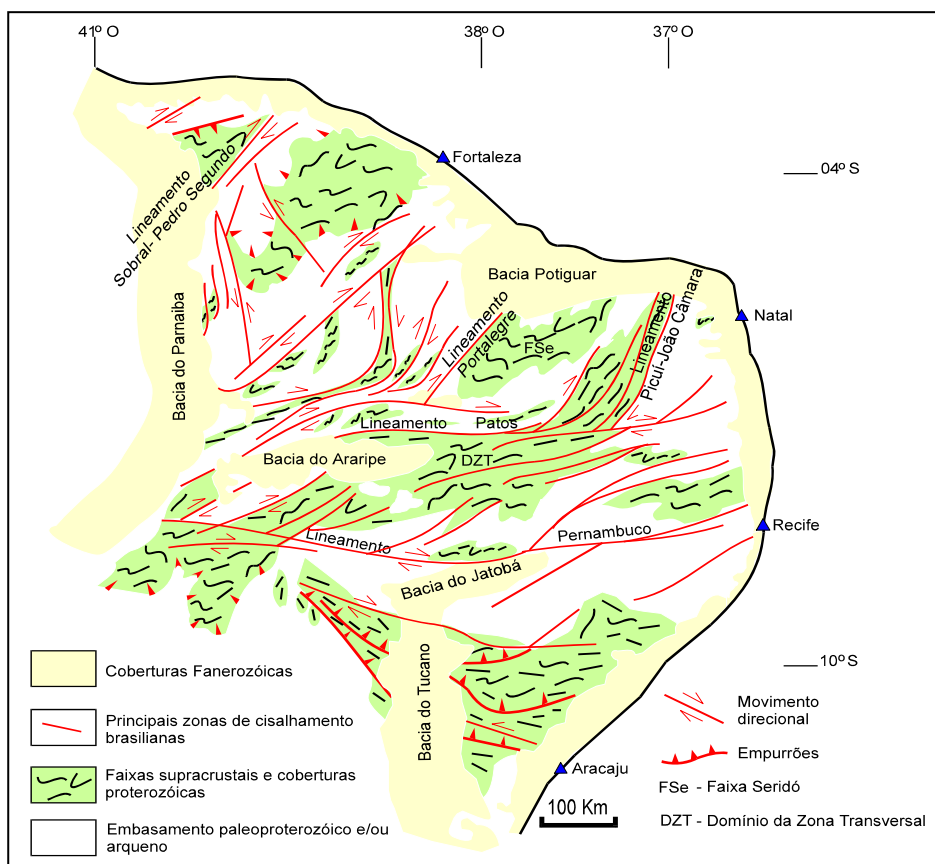


Figura 2.1 - Arcabouço tectônico da Província Borborema. Simplificado de Jardim de Sá (1994).

No Mesozóico, a maior parte das discontinuidades supracitadas foram reativadas e/ou superimpostas por uma série de fraturamentos durante a ruptura do Gondwana, no Neocomiano, com a abertura do Oceano Atlântico (Matos 1987). Os esforços oriundos dessa abertura propiciaram a instalação de um conjunto de pequenas bacias intracontinentais transtracionais, sendo ainda responsável pela formação das bacias marginais que compõem o

sistema de riftes do Nordeste brasileiro: bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá e Sergipe-Alagoas, bem como a Bacia Potiguar (Matos 1992). Durante a abertura do Oceano Atlântico e

conseqüente migração das placas Sul-Americana e Africana (figura 2.2A), o extremo Nordeste da América do Sul foi submetido a uma variação de esforços entre o final do Jurássico e o Cretáceo superior (Françolin e Szatmari 1987). No Jurássico superior o Magmatismo Rio Ceará-Mirim preencheu juntas extensionais E-O (Matos 1992, Jardim de Sá 1994). Compressões N-S foram impostas, no Neocomiano, pela rotação dextrógira da placa Sul-Americana em torno de um polo (figura 2.2B). Entre o Aptiano e o Albiano, o alívio das tensões intraplaca propiciou extensões N-S (figura 2.2C). Movimentos transcorrentes/transformantes ocorreram ao longo da margem equatorial brasileira, no Santoniano, associados a movimentos divergentes E-O entre as placas (figura 2.2D). Estes movimentos inverteram-se, no Maastrichtiano, para compressão N-S (figura 2.2E) pós-campaniana (Françolin e Szatmari 1987, Cremonini 1993).

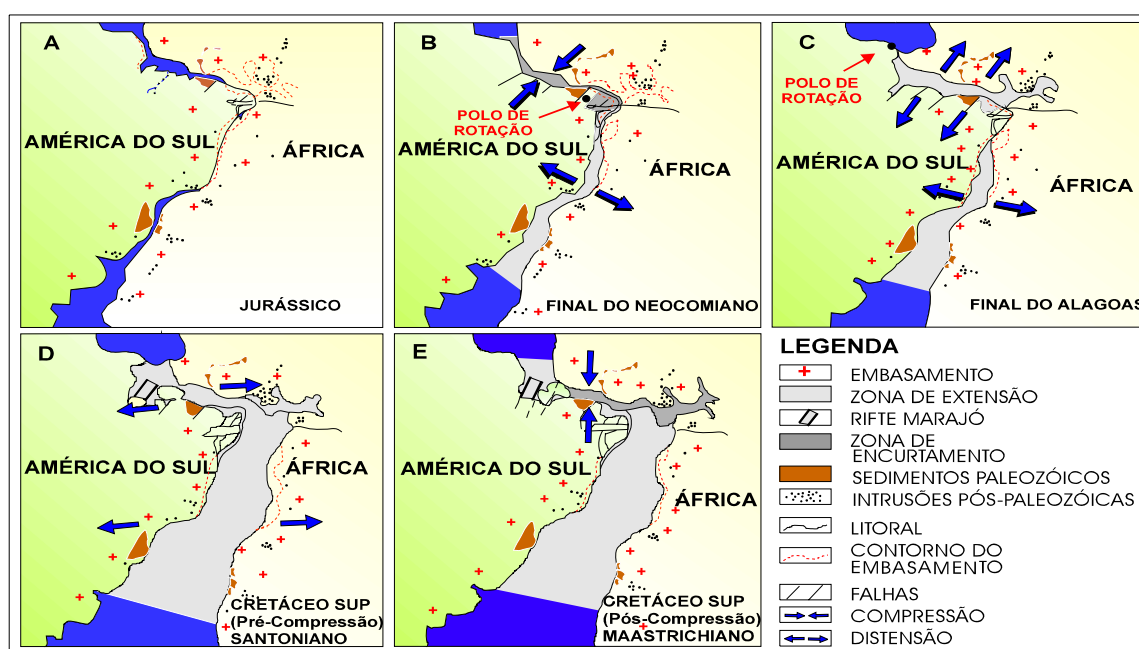


Figura 2.2 - Evolução da separação dos continentes Sul-Americano e Africano (Françolin e Szatmari 1987).

No Cenozóico, após a completa separação África-América do Sul, a placa Sul-Americana passou por uma série de reajustes internos. Na Bacia Potiguar, a intrusão de *plugs* do Vulcanismo Macau, durante o Mioceno (20 a 18 Ma; Sial 1975,1976), é associada ao alívio de pressão das zonas arqueadas no Mesozóico (Fonseca 1996). Ainda no Cenozóico, a partir do Oligoceno, a deposição de sedimentos clásticos continentais das formações Serra do Martins e Barreiras (reunidos sob a denominação do “Grupo Barreiras”) pode estar relacionada,

a nível global, ao desenvolvimento da Cadeia dos Andes (Saadi 1993), e/ou regionalmente associada a soerguimentos e erosões na Província Borborema (Feio 1954).

Atualmente, o Nordeste brasileiro encontra-se sob um regime de esforços predominantemente compressivos de direção E-O (Figura 2.3), decorrentes da compressão na Cadeia Andina, da expansão da Dorsal Meso-Atlântica e da força de arrasto na base da litosfera; arrasto este que é gerado em função da contínua abertura do Atlântico Sul (Assumpção 1992). Sistemas distensivos secundários também ocorrem nessa região, perpendicularmente a linha de costa, ocasionados por compensações isostáticas no interior da placa e pelo efeito da “face-livre” que atua sobre a mesma (Zoback 1992, Assumpção 1992). No Rio Grande do Norte a complexidade da trama estrutural, herdada do Pré-cambriano e reativada no Mesozóico, parece aliar-se aos esforços compressivos da Cadeia Andina, à expansão da Dorsal Meso-Atlântica, à força de arrasto e ao efeito da “face livre”, constituindo assim uma região favorável ao registro de estruturas neotectônicas (Fonseca 1996). A Falha Sísmica de Samambaia (Torres *et al.* 1990), bem como a existência de deformações afetando alguns depósitos de sistemas fluviais recentes (Fonseca *et al.* 1995, Fonseca 1996, Menezes *et al.* 1997), ou diâmetros de poços que cortam as seqüências sedimentares meso-cenozóicas da Bacia Potiguar (F.F. Lima Neto, comunicação verbal), evidenciam a atuação de campo(s) de tensões neotectônica(s). Este(s) campo(s), provavelmente, também afetaram os *beach rocks* na linha de praia (Caldas *et al.* 1997a), controlaram os vales estruturais de alguns rios (Salim *et al.* 1974, Bezerra *et al.* 1993) e padrões de afloramento da Formação Barreiras (Lima *et al.* 1990) na região litorânea. Os mesmos ainda podem estar impressos como fraturamentos, de direções predominantemente NO e NE, nas rochas sedimentares da Formação Serra do Martins, porção interiorana do Estado, e/ou como reativação de estruturas pré-cambrianas (Menezes *et al.* 1997).

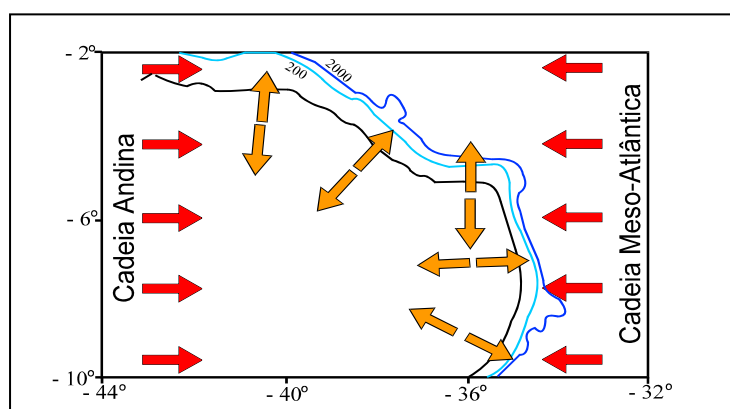


Figura 2.3 - Regimes de esforços no extremo nordeste brasileiro. Relação entre os campos de tensões locais (setas amarelas) e regionais (setas vermelhas). Simplificado de Assumpção (1992).

2.2 - Registro Pré-Mesozóico

No Estado do Rio Grande do Norte o registro pré-mesozóico é marcado por um acervo lito-estrutural herdado do Pré-cambriano, que foi em parte reativado e superimposto pela evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar, iniciada no Mesozóico (Matos 1987). O registro Pré-cambriano é caracterizado por extensas descontinuidades, a exemplo das zonas de cisalhamento Portalegre (ZCPa) e Picuí-João Câmara (ZCPJC), bem como por duas unidades lito-estratigráficas: o Complexo Caicó e o Grupo Seridó, além de granitóides intrusivos. O Complexo Caicó é formado por rochas migmatíticas de idade paleoproterozóica (Hackspacher *et al.* 1990, Macedo *et al.* 1991 e Jardim de Sá 1994) ou arqueanas (Dantas *et al.* 1996), e encontra-se sobreposto pelas supracrustais do Grupo Seridó. O Grupo Seridó é dividido em três unidades: Formação Jucurutu, unidade basal composta predominantemente por paragneisses e mármores; Formação Equador, unidade intermediária formada principalmente por quartzitos e metaconglomerados; Formação Seridó, representada essencialmente por micaxistos diversos. Essas três formações são consideradas como variações verticais e/ou laterais de fácies de um megaciclo sedimentar (Jardim de Sá 1994). A evolução geodinâmica do Grupo Seridó ainda é bastante controversa: monocíclica, afetada apenas por uma orogênese Brasiliana, neoproterozóica (Archanjo e Salim 1986 e Caby *et al.* 1991), ou policíclica, afetada por uma orogênese paleoproterozóica e retrabalhada no Brasiliano (Jardim de Sá 1994). Essas unidades encontram-se cortadas por corpos graníticos brasileiros e transamazônicos, e estão afetadas por deformação do tipo dúctil e dúctil-frágil a frágil. A deformação dúctil mais antiga é de natureza tangencial, sendo superimposta no Brasiliano por dobras e zonas de cisalhamento com orientação NE-SO (Jardim de Sá 1994). A deformação dúctil-frágil a frágil é expressa por movimentações retrogressivas e/ou reativações das zonas de cisalhamento NE, e por um sistema de falhas transcorrentes conjugadas e juntas de extensão ligadas a uma compressão E-O (Jardim de Sá 1994).

2.3 - Registro Mesozóico

O registro mesozóico é constituído pelo acervo lito-estrutural da Bacia Potiguar, desenvolvida em resposta aos processos de ruptura do Gondwana e formação do Oceano Atlântico. No extremo Nordeste brasileiro a abertura do Atlântico Central reativou estruturas preexistentes, propiciando uma extensão NO-SE responsável pela formação do Rifte Potiguar, com orientação principal NE (Matos 1992). Enxames de diques de basalto e diabásio toleíticos (Vulcanismo Rio Ceará Mirim-VRC), com idades entre 175-160 Ma e 145-125 Ma (Oliveira e Martins 1992), precederam e acompanharam a instalação dessa bacia. As principais estruturas formadas ao longo do rifteamento encontram-se caracterizadas no arcabouço tectônico da Bacia Potiguar (figura 2.4) e correspondem a *grabens* assimétricos de direções NE-SO

(*grabens* de Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista) e SE-NO (*graben* de Apodi), separados por altos internos do embasamento cristalino (altos de Quixaba, Serra do Carmo e Macau). Toda essa configuração estrutural é controlada por um sistema de falhas lístricas normais que, provavelmente, representam ratições de zonas de cisalhamento dúcteis brasileiras (Matos 1992).

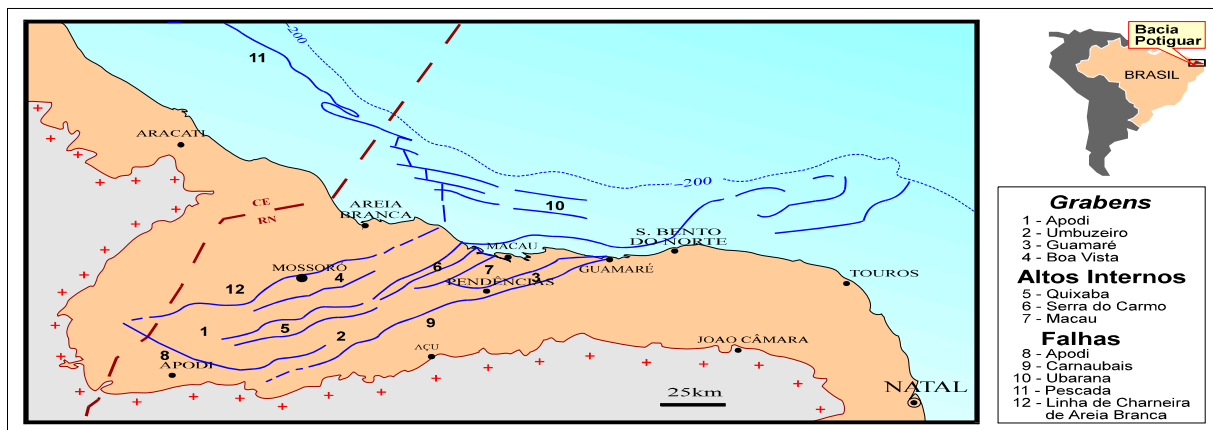


Figura 2.4 - Arcabouço tectônico da Bacia Potiguar. Simplificado de Matos (1992).

A sedimentação que resultou no preenchimento do Rifte Potiguar sucedeu-se, ao longo da implantação dessa bacia, segundo três seqüências tectono-sedimentares (figura 2.5): rifte, transicional e drifte (Souza 1982, Araripe e Feijó 1994). A seqüência rifte, que representa a sedimentação inicial da bacia, se estendeu do Neocomiano ao Gálico inferior (Barremiano), preenchendo os principais *grabens* assimétricos (Araripe e Feijó 1994). Essa seqüência repousa discordantemente sobre o embasamento cristalino e é caracterizada pelos depósitos de um sistema flúvio-deltáico, composto por conglomerados e arenitos de leques deltáicos, bem como por folhelhos ricos em matéria orgânica e turbiditos associados. Tais litótipos estão congregados nas formações Pendências-PEN e Pescada-PES. O final dessa sedimentação é marcado por uma discordância regional, de caráter erosivo e angular, originada por um soerguimento generalizado, acompanhado de basculamento de blocos e desenvolvimento de altos internos, provavelmente em regime compressivo (Bertani *et al.* 1990).

A tectônica extensional continuou atuando do Meso ao Neo-Cretáceo. Os depósitos da seqüência rifte foram então sobrepostos pelos litótipos de uma seqüência transicional, identificados como folhelhos e carbonatos lagunares, restritos e com influência marinha (Camadas Ponta do Tubarão-CPT), intercalados a arenitos deltáicos, que gradam para fácies mais grossas nas áreas mais proximais. Estas rochas constituem a Formação Alagamar-ALA, depositada no Neo-Aptiano, em ambiente tectonicamente calmo (Bertani *et al.* 1990).

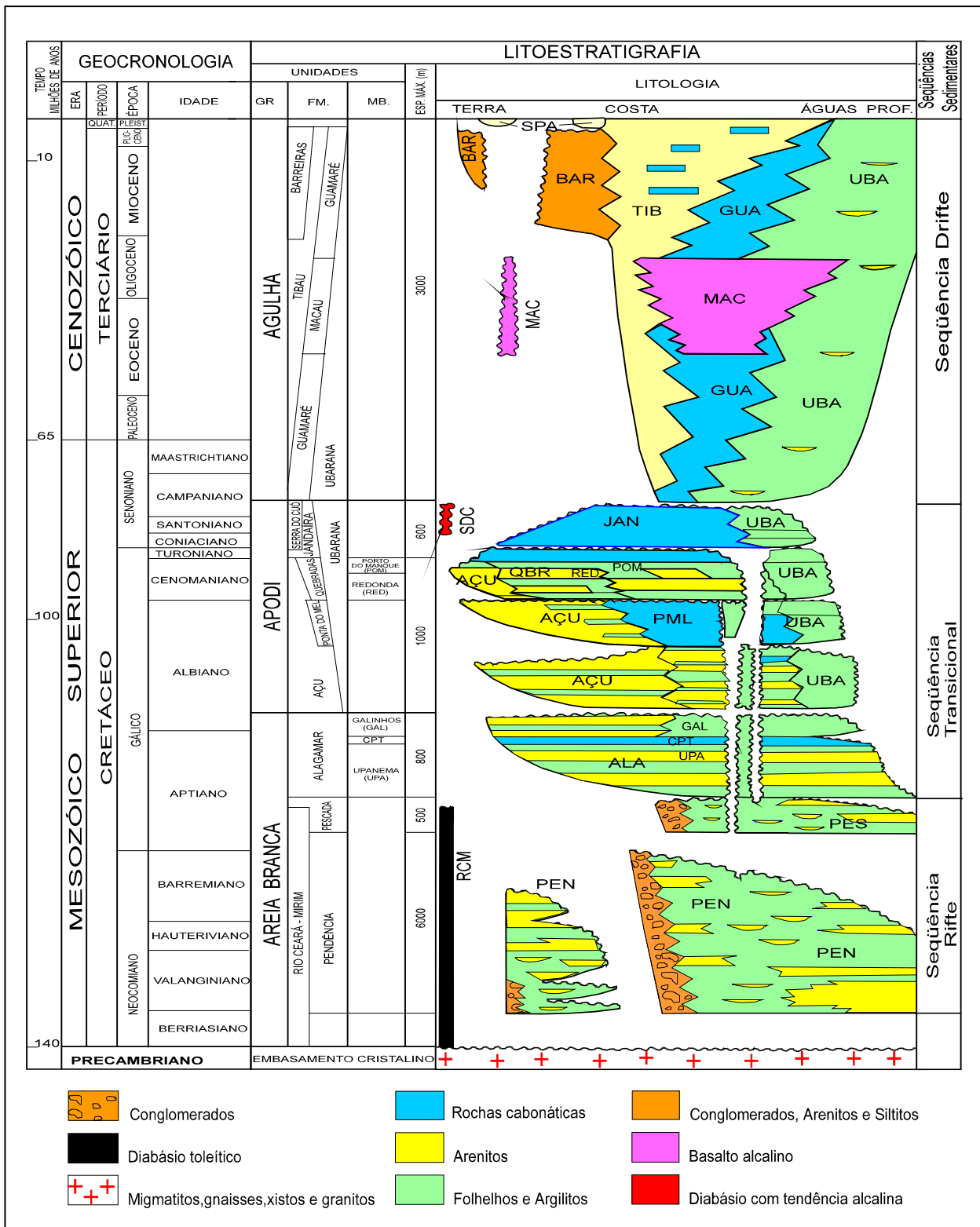


Figura 2.5 - Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Araripe e Feijó 1994).

Em regime de franca deriva, a seqüência transicional foi coberta pelos sedimentos da fase drifte, depositados sob influência de mar aberto, a partir de transgressões e regressões marinhas (Bertani *et al.* 1990). A seqüência drifte é assim composta por duas unidades distintas: Unidade Flúvio Marinha-Transgressiva e Unidade Flúvio-Marinha Regressiva.

A unidade transgressiva, de idade albian-turoniana, é composta por arenitos fluviais grossos a médios, interdigitados e sobrepostos por folhelhos transicionais a marinhos e rochas carbonáticas de plataforma rasa. Esta unidade inclui as formações Açú, Ponta do Mel-PML, Quebradas-QBR e Jandaíra-JAN (Bertani *et al.* 1990). Cremonini e Karner (1995) postulam que, após a deposição da unidade transgressiva, a Bacia Potiguar passou por uma fase de soerguimento, caracterizado na parte *offshore*, que resultou na discordância erosiva pós-Jandaíra (figura 2.6), ou discordância pré-Ubarana (Cremonini 1993). A erosão responsável pela formação dessa discordância constitui um registro da evolução transformante da Margem Equatorial Brasileira, estando associada ao soerguimento termal da crosta causado pelo fluxo de calor anormalmente elevado, proveniente de um centro de espalhamento oceânico que se deslocava em frente à bacia ao longo da margem equatorial (figura 2.6 A). O magmatismo Serra do Cuó-SDC (83 ± 6 Ma, Mizusaki 1993, *apud* Araripe e Feijó 1994), representado por soleiras básicas restritas a porção centro sul da Bacia Potiguar, antecede esse evento térmico. Com a passagem desse centro, os sedimentos foram então expostos e submetidos a erosão, iniciando-se, posteriormente, o resfriamento da litosfera oceânica e continental adjacentes, seguido por uma subsidência térmica contínua. Como resultado, a superfície de discordância previamente gerada foi então basculada no sentido *offshore* (figura 2.6 B).

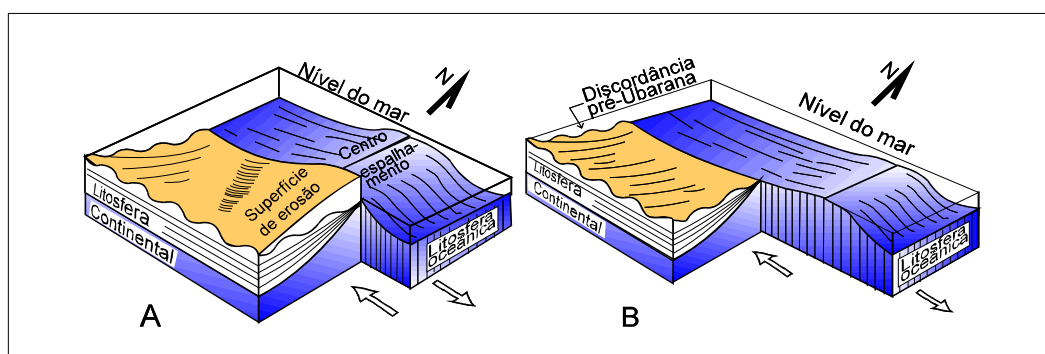


Figura 2.6 - Modelo para a origem da discordância pós-Jandaíra (Cremonini e Karner 1995).

Após a erosão, a unidade transgressiva foi sucedida pela deposição de seqüências sedimentares da unidade regressiva, iniciada no Cretáceo superior e representadas por arenitos costeiros da Formação Tibau-TIB, carbonatos de plataforma da Formação Guamaré-GUA e folhelhos marinhos rasos a profundos intercalados a turbiditos, da Formação Ubarana-UBA (Araripe e Feijó 1994). Essa sedimentação continuou no Cenozóico.

2.4 - Registro Cenozóico

O registro cenozóico no Rio Grande do Norte é representado por um acervo litológico predominantemente terciário, compreendendo parte da seqüência regressiva da Bacia Potiguar, rochas vulcânicas da Formação Macau-MAC e depósitos clásticos continentais da Formação ou “Grupo” Barreiras-BAR, além dos sedimentos quaternários de praia e aluviões-SPA. No tocante ao registro estrutural, a maioria das feições descritas na literatura estão associadas a modelamento do relevo condicionado por uma tectônica pós-cretácea e/ou são oriundas da reativação de estruturas herdadas da evolução pré-cambriana e mesozóica, retomadas por um campo de tensões neotectônico.

2.4.1 - Registro Litológico

A seqüência regressiva, iniciada no Cretáceo superior com a deposição progracional das formações Tibau, Guamaré e Ubarana, se estendeu do Paleoceno ao Eoceno, entre a zona costeira e o ambiente marinho de águas profundas na Bacia Potiguar (observar a figura 2.5). A sedimentação predominantemente continental correlata a essa época não é conhecida na referida bacia e os litótipos das formações Tibau, Guamaré e Ubarana são cronoestratigraficamente posicionados até o Recente (Holoceno). Entre o Eoceno e o Oligoceno, *necks*, *plugs* e diques de um magmatismo alcalino denominado de Formação Macau-MAC, com idades entre 29 a 45 Ma (Mizusaki 1987, *apud* Araripe e Feijó 1994), afetou as litologias das formações supracitadas, e a partir do Mioceno uma sedimentação clástica continental, “Grupo Barreiras”, é depositada ainda em caráter regressivo, não só na Bacia Potiguar mas na maior parte das bacias do litoral sudeste e norte-nordeste brasileiro.

No Rio Grande do Norte, o “Grupo Barreiras” é representado por depósitos arenosos a areno-argilosos ou conglomeráticos, de coloração variada (amarelo avermelhado, vermelho acastanhado, ocre), por vezes maciços, bioturbados, ou exibindo estratificações cruzadas ou plano-paralelas. Esses depósitos ocorrem, de forma tabular, no topo de serras interioranas (a exemplo da Serra de Portalegre), bem como constituem falésias ao longo do litoral.

Os depósitos do “Grupo Barreiras” vêm sendo alvo de estudo desde o início do século. Braner (1902, *apud* Campos e Silva 1969) utilizou pela primeira vez o termo “Barreiras” para denominar a faixa contínua de sedimentos que ocorrem na região litorânea entre os estados do Rio de Janeiro e Pará. Moraes (1924) englobou na “Série Barreiras” o capeamento sedimentar das serras interioranas, Martins e Santana. Nas últimas três décadas, vários pesquisadores propuseram divisões para o “Grupo Barreiras” no extremo nordeste brasileiro. Kegel (1957) formalizou a denominação de Formação Barreiras para os sedimentos do litoral e chamou de “Infrabarreiras” os capeamentos sedimentares das serras interioranas estudada por Moraes (1924). Bigarella e Andrade (1964) reconheceram uma subdivisão nos sedimentos “Barreiras”, elevando-os à categoria de Grupo, com duas formações, Guararapes e Riacho Morno,

separadas por uma superfície de erosão. Assis (1967) individualizou para Grupo Barreiras, no Estado da Paraíba, a Formação Barreiras no litoral e a Formação Solânea, capeando serras no interior daquele Estado. Cypriano e Nunes (1968) dividiram o “Grupo Barreiras”, na região costeira da Bacia Potiguar, em duas unidades: uma inferior, a qual denominaram de Formação Tibau, atualmente posicionada no Eoceno por conter basaltos datados em 42 Ma (Rodrigues 1976, *apud* Lima *et al.* 1990), e outra superior, “Barreiras Indiviso,” separadas entre si por uma superfície de discordância. Mabesoone *et al.* (1972) e Mabesoone e Rolim (1982) apresentaram uma síntese do conhecimento até então adquirido e propuseram uma redefinição para o “Grupo Barreiras” dividindo-o em três unidades lito-estratigráficas, associadas a unidades edafo-estratigráficas (Quadro 2.1): Formação Serra do Martins, atribuída às coberturas sedimentares remanescentes encontradas acima de 600 m de altitude, capeando as serras interioranas; Formação Guararapes, reunindo litótipos arenosos a argilosos, de composição quartzo-feldspática, na região litorânea, e Formação Macaíba, para depósitos pelíticos fluviais, também encontrados próximos ao litoral.

Quadro 2.1: Proposta de divisão para o “Grupo Barreiras” (Mabesoone *et al.* 1972).

Idade	Unidade Lito-estratigráfica	Unidade Edafo-estratigráfica
Pleistoceno	Formação Macaíba	
Plioceno	Formação Guararapes	Intemperismo Riacho Morno
Mioceno	Formação Serra do Martins	Intemperismo Laterítico
Oligoceno		Intemperismo Caulinítico

Recentemente, após novos estudos e reavaliações, Alheiros *et al.* (1988) e Mabessone (1994) reconheceram a difícil correlação regional dos empilhamentos lito e edafo-estratigráficos, anteriormente admitidos, propondo então retomar a denominação original de Formação Barreiras para os sedimentos terciários e quaternários que ocorrem no litoral dos Estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, sendo mantida a denominação de Formação Serra do Martins para o capeamento sedimentar das serras interioranas.

O registro sedimentar cenozóico culmina com a formação dos depósitos fluviais (areias aluvionares e terraços), deltáicos (a exemplo dos sedimentos associados aos deltas dos rios Açu e Potengi), de praia (*beach rocks*, “recifes areníticos” e areias praias) e eólicos (sedimentos dunares), que em sua maioria vêm se desenvolvendo até o Recente.

2.4.2 - Registro Estrutural

A existência de uma tectônica pós-cretácea, no Nordeste brasileiro, é sugerida desde a década de 50 quando alguns pesquisadores, ao estudar a morfologia do Planalto da Borborema, associaram sua topografia “anomalamente” elevada a movimentos epirogenéticos pós-cretáceos. Feio (1954) sugeriu que o Planalto da Borborema teria sido afetado por no mínimo três ciclos de soerguimento: um primeiro pulso teria elevado o nível superior inicial da província, de 650-700 m para cerca de 800-900 m, sendo posteriormente erodido; o produto dessa erosão corresponderia atualmente aos depósitos da Formação Serra do Martins. Um novo alçamento do planalto o conduziria para as cotas atuais desenvolvendo, a partir destas, o ciclo do Baixo Sertão entre cotas de 300 a 100 m. A um terceiro pulso de soerguimento estariam associadas as flexuras na faixa litorânea, com a formação da planície costeira e seus níveis de terraços. Evidências sobre uma tectônica terciária no Nordeste foram também mencionadas por Beurlen (1967), que identificou os lineamentos Sobral-Pedro II e Pernambuco como grandes estruturas regionais cenozóicas, compartimentando um megabloco tectônico englobando os Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Para este autor, esses dois lineamentos foram gerados em resposta a um campo de tensões, instalado no Nordeste brasileiro a partir do Cenozóico, condicionado pela complexa trama estrutural pré-cambriana e mesozóica. No Rio Grande do Norte, poucos são os registros de estruturas relacionadas a um tectonismo cenozóico.

No extremo sudoeste da Bacia Potiguar, Oliveira *et al.* (1996) mapearam um conjunto de feições estruturais (dobras, falhas, *deformation bands*, estilólitos tectônicos e fraturas preenchidas) pós-cretáceas, afetando os litótipos das formações Açu e Jandaíra. A análise cinemática dessas feições conduziu os autores a individualizar no mínimo dois pulsos de deformação, cuja relação temporal não é conhecida: um pulso incipiente, mas de caráter regional, responsável pela formação de fraturas extensionais preenchidas por calcita espática, associadas a uma extensão ESE-ONO, e um outro pulso mais forte, porém local, caracterizado por estilólitos tectônicos originados a partir de uma compressão NNO-SSE. Compressões aproximadamente N-S também foram sugeridas por Cremonini (1993) e Cremonini e Karner (1995) para a parte submersa da referida bacia propiciando, no início do Terciário um soerguimento generalizado de todo o pacote sedimentar cretáceo, responsável pela formação da discordância pré-Ubarana. Ainda na Bacia Potiguar, dobras com eixo N-S afetam a seqüência pós-rifte e são atribuídas a uma compressão E-O, supostamente terciária (Lima *et al.* 1993, *apud* Cremonini e Karner 1995).

Na porção central do Estado e afetando a seqüência carbonática da Formação Jandaíra, Hackspacher *et al.* (1985) reconheceram a falha de Afonso Bezerra como condicionadora de brechação, silicificação e basculamento de blocos segundo planos de direção NO e NE. Feições geomorfológicas, representadas por formas residuais de relevo na

seção exposta da Bacia Potiguar, e recuo de falésias na região costeira próxima ao município de Ponta do Mel, são também atribuídas à Falha de Afonso Bezerra, cuja idade oligo-miocênica é presumida com base em relações cronológicas com o Vulcanismo Macau. Oliveira *et al.* (1993) interpretaram a Falha de Afonso Bezerra como uma estrutura frágil instalada sobre uma descontinuidade pré-cambriana, a qual controlaria inclusive o alojamento de diques de granitóides brasileiros. Essa descontinuidade teria sido reativada no limite Cretáceo-Terciário como uma zona de falha transpressiva, com rejeito direcional dextral e reverso.

Na região de João Câmara, freqüentes tremores de terra registrados na década de 80 levaram pesquisadores do DNPM e CPRM (Torres *et al.* 1990) a efetuar um estudo sistemático sobre a atuação de esforços neotectônico no Rio Grande do Norte, reconhecendo a reativação da Falha de Afonso Bezerra e de um lineamento aproximadamente E-O herdado da fase rifte da Bacia Potiguar, o qual foi denominado de Lineamento Lajes. O modelo estrutural proposto para explicar a reativação dessas estruturas foi publicado por Torres (1994), considerando a Falha de Afonso Bezerra e o Lineamento Lajes como correlatas ao R e Y do sistema de Riedel, incluídas em um megabloco tectônico limitado pelo Lineamento Patos e o Sistema de Fernando de Noronha (figura 2.7), presumindo uma componente extensional NE produzindo reflexos no controle tectônico de algumas drenagens na porção centro-norte potiguar, sobretudo no *graben* do Rio Açu, interpretado como o X de Riedel.

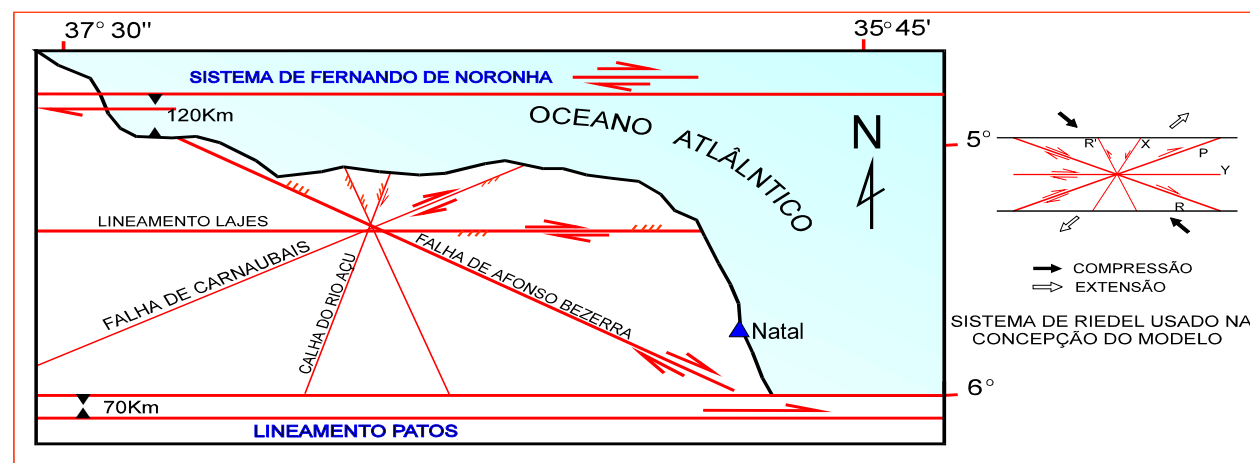


Figura 2.7 - Modelo da estruturação cenozóica proposto por Torres (1994) para a reativação da Falha de Afonso Bezerra, do Lineamento Lajes e do *graben* do Rio Açu.

Ainda na região de João Câmara, o monitoramento dos tremores de terra pelo Grupo de Sismologia do PPGG-NPGG/UFRN, levou à identificação da distribuição de atividades sísmicas segundo uma faixa principal com direção NE (040° Az), de forte mergulho (75° - 80°) para NO (Ferreira 1991), reconhecida como a Falha Sísmica de Samambaia-FSS. Takeya *et al.* (1989) identificaram um rejeito transcorrente dextral para essa estrutura, com componente

extensional, baseado em soluções de mecanismo focal. Ao mapear estruturas frágeis também nessa região, correlacionando estas estruturas aos dados sísmicos, Coriolano *et al.* (1997) evidenciaram que a FSS não coincide com estruturas dúcteis pré-cambrianas. Segundo Coriolano *et al.* (1997), a FSS pode representar a expressão atual de uma falha em desenvolvimento nos tempos holocênicos, ou desde o Mioceno, superimpondo as tramas dúcteis e estruturas frágeis pré-existentes, sendo assim controlada por um campo de tensões Quaternário.

No delta do Rio Açu, Silva (1991) caracterizou um máximo de transgressão marinha entre 7.000 a 5.000 anos B.P., e interpretou o rebaixamento e soerguimento de algumas superfícies como evidências de deslocamentos verticais associados a falhas extensionais neotectônicas.

No litoral leste potiguar, um forte condicionamento tectônico controla a sedimentação moderna do Rio Potengi, definindo uma estrutura em *graben* (Costa e Salim 1972). Bezerra *et al.* (1993) redefiniram o *graben* do Potengi como um estrutura de semi-*graben* com uma falha principal de direção 060° Az, controlando não só o estuário do Rio Potengi mas também o baixo curso do Rio Jundiáí, principal afluente desse rio. Em uma síntese sobre a geomorfologia das Folha Jaguaribe-Natal, o Projeto RADAMBRASIL (Prates *et al.* 1981) já teria reconhecido o controle tectônico nessa parte do litoral, chamando atenção para o paralelismo do Rio Potengi com os rios Maxaranguape e Ceará-Mirim. Outros controles estruturais em drenagens foram ainda mencionados por esse projeto, a exemplo da influência tectônica na gênese do relevo na calha do Rio Açu-Piranhas, porção central do Rio Grande do Norte, admitindo um condicionamento de feições estruturais herdadas, reativadas por um campo de tensões no Terciário.

Para o litoral norte, Fonseca (1997) recentemente mencionou uma paleolinha de costa (pré-holocênica), marcada por uma paisagem em baía associada à ocorrência de cordões arenosos, paleodunas, *beach rocks* (de idade 5.000 anos BP; Silva 1991), e uma linha de fálesias esculpidas em rochas do "Grupo Barreiras" (desde Ponta do Mel até São Bento do Norte), como sendo controlada pelo movimento conjugado dos sistemas de falhas Carnaubais e Afonso Bezerra.

Ao longo de toda a costa, as relações entre o padrão de afloramento dos litótipos da Formação Barreiras e o campo de tensões atual, analisadas por Lima *et al.* (1990), indicam uma variação do eixo máximo compressivo de E-O (no litoral este) para NO-SE em direção ao litoral setentrional, com as maiores espessuras dos depósitos da Formação Barreiras sendo preservados em baixos estruturais e erodidos nos altos, que coincidentemente alinham-se paralelamente ao eixo compressivo E-O do campo atual de esforços regionais do Nordeste (Assumpção 1992). Ainda na costa, fraturas em *beach rocks* parecem mostrar ligação com a atuação desse campo regional. Caldas *et al.* (1997a) descreveram diversos padrões de

fraturamentos afetando os cordões de *beach rocks* no litoral, chamando atenção para a regularidade do fraturamento nesses arenitos praias. Segundo estes autores, embora existam fraturas associadas à ação de marés e ondas, feições particulares observadas no litoral norte potiguar, como por exemplo feixes de fraturamentos ENE com indicação de movimento direcional dextral, não poderiam resultar de compressões NE-SO (componente de esforços das ondas sobre a costa). Para Caldas *et al.* (1997a), o fraturamento nos *beach rocks* é de caráter tectônico e condizente tanto com a atuação dos esforços E-O (Assumpção 1992) no litoral leste, como com a continuação da tectônica transcorrente/transformante sugerida por Cremonini e Karner (1995) para a margem equatorial do Nordeste setentrional (litoral norte potiguar).

No interior do Estado, os litótipos da Formação Serra do Martins, posicionados em altos do embasamento cristalino, parecem sofrer pouca influência da atuação dos esforços E-O. Efetuando estudos morfotectônicos no Platô de Santana, Menezes *et al.* (1997) observaram que embora as orientações de fraturas em exposições da Formação Serra do Martins sejam pouco consistentes, a análise da rede de drenagem e fotolineamentos nessa serra evidencia dois padrões principais, NO e NE. Tais pesquisadores associam essas direções às orientações regionalmente conhecidas, a exemplo das falhas de Carnaubais (NE) e Afonso Bezerra (NO), e que vêm sendo reativadas por uma tectônica recente (Torres 1994, Caldas *et al.* 1997b, Fonseca 1997, Dantas 1998). Em estudo similar na região dos platôs de Portalegre e Martins, Barros *et al.* (1997) especulam que o pequeno número de anomalias de drenagens, em torno dessas serras, pode estar relacionado ao fato destas se posicionarem no interior de um mesmo compartimento morfo-dinâmico, cujos limites devem estar localizados mais a sul, na direção do Planalto da Borborema, bem como mais a norte, podendo estarem relacionados às orientações E-O definidas pelos lineamentos Patos e Lajes.

CAPÍTULO III - A FORMAÇÃO SERRA DO MARTINS

3.1-Introdução

Em planaltos residuais da Depressão Sertaneja, bem como na porção oriental do Planalto da Borborema, principalmente entre os Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba e, localmente, no extremo norte do Estado de Pernambuco, litótipos da Formação Serra do Martins (doravante referida como FSM) constituem capeamentos remanescentes repousando sobre rochas do embasamento cristalino, geralmente em cotas superiores a 600 m, sob a forma de platôs (figura 3.1). No Rio Grande do Norte, os depósitos da FSM afloram predominantemente na porção sul do Estado, na faixa entre 6° e 6° 10' de latitude sul, no topo das serras de Portalegre, Martins, João do Vale e Santana, bem como em outras serras menores, a exemplo da Serra dos Barandões, a sudoeste do município de Santa Cruz, e a Serra da Madalena, a oeste do Platô de Portalegre. Vários pesquisadores têm associado a origem, evolução e forma de ocorrência da FSM a processos morfoclimáticos terciários, presumindo uma idade oligo-miocênica para a mesma. Todavia, o posicionamento cronoestratigráfico desta unidade ainda é bastante questionável. Seu caráter afossilífero, bem como a falta de marcadores que possibilitem datações radiométricas, têm dificultado a definição de sua idade, de modo mais preciso. Neste capítulo serão sumarizadas as principais teorias sobre a origem desta unidade, a partir de uma revisão da literatura. As características gerais e forma de ocorrência da FSM nas serras de Santana, Portalegre e Martins, enfatizando o contexto geológico local e os aspectos geomorfológicos nessas serras, também serão aqui reportados em uma abordagem inicial. As características mais particulares dos seus litótipos, quais sejam, os estudos sedimentológicos (fácies, petrografia e diagênese) e estruturais, encontram-se detalhados nos capítulos seguintes desta dissertação.

3.2 – A Formação Serra do Martins (FSM)

As primeiras referências às coberturas sedimentares da FSM datam do início do século quando Crandall (1910) considerou o Planalto da Borborema como um extenso peneplano que teria sido soerguido e dissecado pelas drenagens, resultando nos testemunhos de uma antiga superfície de peneplanação, atribuídos a essas coberturas. Esses capeamentos sedimentares foram cartografados, alguns anos depois, nos mapas geológicos pioneiros da região, a exemplo daquele elaborado por Sopper (1913).

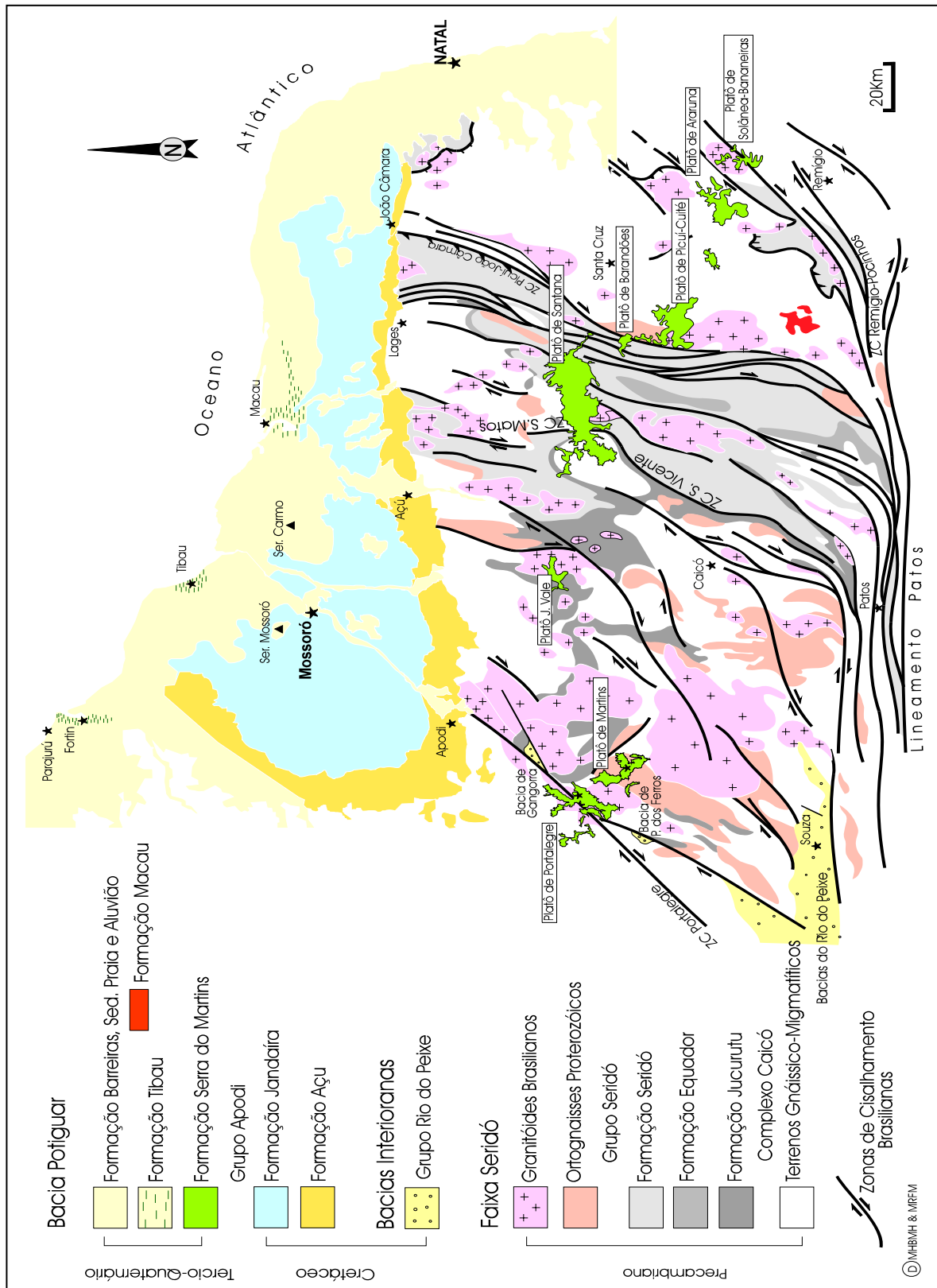


Figura 3.1 – Distribuição dos platôs da Formação Serra do Martins e o arcabouço geológico da Faixa Seridó. Adaptado de Jardim de Sá (1994) e RADAMBRASIL (1981).

Todavia, é creditado a Moraes (1924) o primeiro estudo sistemático desses depósitos. Segundo Moraes (1924), os platôs são capeados por rochas areno-argilosas, caulínicas, intercaladas a horizontes conglomeráticos, geralmente exibindo crostas lateríticas no topo das coberturas e um nível de “caolinito” na base. Ao estudar as coberturas localizadas na serra homônima no Rio Grande do Norte, Moraes (1924) denominou esses litótipos de “Série Serra do Martins”, e atribuiu uma idade cenozóica ao correlacionar tais depósitos às “Barreiras”(falésias do litoral) descritas por Branner (1902, *apud* Campos e Silva 1969).

Feio (1954) sugeriu que o Planalto da Borborema teria sido submetido, no mínimo, a três ciclos de erosão/soerguimento, e o produto do segundo ciclo corresponderia atualmente aos depósitos da FSM.

Kegel (1957), ao denominar de Formação Barreiras os sedimentos do litoral e chamar de “Infra-Barreiras” as camadas caulínicas na base dessa unidade, correlaciona essas camadas caulínicas aos níveis de “caolinitos” já identificados por Moraes (1924) na base da Série Serra do Martins.

Mabesoone (1966), ao estudar e reavaliar os depósitos sedimentares da Série Serra do Martins, congrega seus litótipos na categoria de Formação, substituindo, a partir de então, o termo “Série” utilizado por Moraes (1924).

Capeamentos sedimentares similares ao da Serra do Martins foram posteriormente identificados no interior do nordeste por outros pesquisadores, a exemplo de Assis (1967), que propôs a denominação de Formação Solânea para as coberturas sedimentares no topo de serras na região do Brejo Paraibano, bem como Beurlen (1967), que denominou de “Formação Mossoró” os sedimentos presentes em uma serra localizada a noroeste da cidade homônima. Os sedimentos da Serra de Mossoró já teriam sido estudados por Lins e Andrade (1960), os quais os chamaram de “Arenitos Mossoró”, interpretando-os como variação faciológica do Grupo Apodi, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar. Entretanto, Beurlen (1967) reconheceu feições peculiares desse arenitos (róseos ou avermelhados, freqüentemente silicificados, com estratificações cruzadas e apresentando algumas camadas de fácies conglomeráticas), como características de sedimentação continental, salientando a sua semelhança litológica e estratigráfica com os litótipos da FSM.

Bigarella e Andrade (1964) e Mabesoone *et al.* (1972) estabeleceram as primeiras relações cronológicas baseados em evoluções paleoclimáticas da região. Segundo esses autores, essa formação corresponde ao pediplano superior, Superfície Sul-Americana de King (1956), ou ao segundo evento de pediplanação no Planalto da Borborema, Pd2 de Bigarella e Ab’Sáber (1964), sendo portanto considerada oligocênica ou um pouco mais antiga, estando posicionada estratigraficamente abaixo da Formação Barreiras, repousando discordantemente sobre as rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino.

Campos e Silva (1969) reconheceu, para as rochas sedimentares posicionadas no topo das serras de Martins e Santana, duas fácies principais: uma basal caulínítica, contendo algumas camadas conglomeráticas, e outra superior arenítica (de composição arcossiana e relativamente friável), que também atinge uma granulometria conglomerática e, geralmente, apresenta-se bastante silicificada. Segundo este autor, essa última camada teria sido afetada por fenômenos de laterização gerando as crostas lateríticas anteriormente mencionadas, as quais também estão presentes no topo de alguns afloramentos da Formação Barreiras próxima à costa. Tal pesquisador também analisou alguns dados de subsuperfície obtidos em perfis de poços da Serra do Carmo, a nordeste da cidade de Mossoró, e identificou duas unidades distintas: uma superior, constituída por arenitos conglomeráticos, de matriz siltico-argilosa e coloração vermelho claro, contendo intercalações argilosas e seixos de quartzo arredondados e angulosos, com espessura de 130 m; outra inferior, formada por arenitos finos a médios, caulíníticos, com intercalações de arenitos grossos, de cor variando entre castanho e branco, ou cinza claro, com espessura de 80 m, em contato discordante com as rochas carbonáticas da Formação Jandaíra. Este autor correlacionou a unidade superior aos depósitos da Formação Guararapes, e a unidade inferior aos litótipos da FSM.

Na Serra de Mossoró, Campos e Silva (1969) também descreveu arenitos com feições típicas da FSM (caulíníticos, silicificados e com intemperismo laterítico), constituindo uma seqüência continental sobreposta aos calcários maastritchianos. Esta correlação permitiria posicionar a FSM como uma unidade pós-cretácea. De acordo com Campos e Silva (1969), esses arenitos também estariam presentes nas falésias da Praia de Tibau-RN. O referido autor menciona ainda que os arenitos da FSM, nesta última localidade, também repousam sobre os "Calcários Jandaíra" e apresentam nódulos de barita e de argilas do grupo das montmorilonitas, podendo representar uma fácies de influência litorânea, não evidenciando o típico intemperismo caulínítico observado na Serra de Mossoró e em outras serras interioranas, a exemplo de Santana e Martins.

Mabesoone *et al.* (1972) referenciam a seção tipo da FSM na localidade da serra homônima, sendo composta por uma seqüência que expõe na base, acima de um solo caulínítico esbranquiçado, um nível argiloso, mosqueado, aparentemente constituído por material retrabalhado do solo subjacente. Para cima, o pacote se torna cada vez mais arenoso até constituir arenitos de coloração roxa a rósea, por vezes capeados por uma seqüência de solos lateríticos.

Mabsoone e Rolim (1982) mencionam que, localmente, arenitos da FSM mostram-se totalmente silicificados, e atribuem essa silicificação à proximidade de basaltos intrusivos em subsuperfície. Conforme análise sedimentológica feita por esses autores, o ambiente deposicional desses arenitos era provavelmente fluvial, de rios com bastante água migrando rumo ao litoral atual, com carga sedimentar cada vez mais distante da área fonte. Estes

pesquisadores mencionam ainda que a acumulação dos sedimentos da FSM se deu em conseqüência da ruptura do equilíbrio bioestático no Mioceno quando, durante uma fase resistática, foi transportado e depositado o material erodido de solos e das rochas ainda “frescas”, por acaso afetadas por processos de intemperismo.

Menezes e Freire (1984) reportaram a ocorrência da FSM, na localidade de Parajurú-CE, ocupando uma área próxima à foz do Rio Jaguaribe, assumindo formas de pequenas saliências que avançam em direção ao mar. Estes autores distinguiram dois tipos de arenitos: um inferior, de granulometria média, esbranquiçado, siltico-argiloso, contendo intercalações de níveis conglomeráticos; outro superior, bem silicificado, afossilífero, com coloração variando desde tons amarelados a vermelhos, gradativamente mais intensos para o topo. Menezes e Freire (1984) também chamaram atenção para a nítida diferença entre estes dois tipos de arenitos, marcada por uma superfície de erosão no topo do arenito inferior. Essas rochas haviam sido caracterizadas anteriormente, por Cypriano e Nunes (1968), em uma seção a margem esquerda do Rio Jaguaribe (na Cidade de Fortim-CE, ver figura 3.1) e nas falésias da Praia de Tibau, como pertencetes à Formação Tibau, Terciário da Bacia Potiguar.

Gonzaga (1987), em um mapeamento de semi-detelhe na região de Portalegre associou a origem dos litótipos da FSM a depósitos de leques aluviais, ligados a processos tectônicos, identificando três seqüências distintas: arenito inferior, siltico ferruginoso, com gretas de dissecação, interdigitados a arenitos grossos a médios ferruginosos; arenito intermediário, grosso a médio, ferruginoso, com barras de arenito siltico, e um arenito superior, conglomerático, também ferruginoso, mostrando estratificações cruzadas acanaladas. De acordo com Gonzaga (1987), essas seqüências preencheram uma pequena bacia intracontinental implantada sobre a Zona de Cisalhamento de Portalegre (figura 3.1).

Rodrigues Júnior (1989), também em mapeamento de semi-detelhe, atribuiu uma origem fluvial para as rochas da FSM, aflorantes próximo à cidade de Cerro-Corá, parte leste da Serra de Santana. Tal autor descreveu e cartografou três unidades na FSM: unidade basal, reunindo arenitos siltosos contendo intercalações de siltitos e argilitos amarelo-avermelhados a azulados, com laminações plano-paralelas, dobras convolutas, bioturbação e gretas de contração; unidade intermediária, composta por arenitos grossos intercalados com níveis conglomeráticos e conglomerados, com estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas; unidade superior, representada por arenitos finos, esbranquiçados, com sigmóides, estratificações plano-paralelas, cruzadas acanalada e tabular. Para Rodrigues Júnior (1989) estas unidades representariam variações litológicas dentro de um sistema fluvial anastomosado.

Recentemente, Menezes e Lima Filho (1997) também atribuíram origem fluvial para as rochas da FSM. Estes pesquisadores, efetuando estudo faciológico no platô de Portalegre congregaram os litótipos da FSM em quatro fácies principais: Fácies A - arenitos finos, siltosos, maciços, com seixos dispersos; Fácies B – horizontes conglomeráticos maciços; Fácies C –

arenitos finos, médios a grossos e grossos a conglomeráticos, e Fácies D – siltitos a argilitos, vermelhos, bioturbados. De acordo com Menezes e Lima Filho (1997), estas fácies são representativas de um sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso.

3.3 – Contexto Geológico da Formação Serra do Martins (FSM) nos Platôs Estudados

O capeamento sedimentar da FSM nos platôs de Portalegre, Martins e Santana, alvo deste estudo, é constituído por arenitos conglomeráticos, arenitos grossos a finos e síltico-argilosos. Essas rochas repousam discordantemente sobre gnaisses e migmatitos do Complexo Caicó, metassedimentos do Grupo Seridó, granitóides transamazônicos e brasileiros (observar a figura 3.1), constituindo um relevo em chapada (fotos 3.1 e 3.2).

O embasamento nesses platôs geralmente está afetado por zonas de cisalhamento brasileiras, relativamente extensas, a exemplo do que ocorre nas serras de Portalegre e Martins, que estão localizadas na região das zonas de cisalhamento de Frutuoso Gomes-ZCFG e Portalegre-ZCPa. Esta última estrutura, com *trend* NE, parece estar em continuidade, ou mesmo controlar, as falhas de Areia Branca e de Carnaubais, falhas estas que limitam, respectivamente, as margens oeste e leste da calha principal da Bacia Potiguar, sendo as feições mais marcantes do arcabouço tectônico na porção emersa da bacia. Françolin e Szatmari (1987) consideram o *trend* Portalegre-Carnaubais como precursor na formação do *Graben* Pendência, durante a atuação dos esforços que resultaram na abertura dessa bacia. Adjacente às serras de Portalegre e Martins ocorrem pequenas bacias cretáceas intracontinentais, Gangorra e Pau dos Ferros (ver figura 3.1), em parte controlada pelas zonas de cisalhamento brasileiras, similarmente às bacias do Rio do Peixe (Bacias de Souza, Patos e Uraúna). Na Serra de Santana o embasamento também se encontra afetado por essas zonas de cisalhamento com *trend* NNE. Brasil *et al.* (1995) mapearam em escala de detalhe a Zona de Cisalhamento de Santana do Matos-ZCSM, na base desta serra (porção norte-noroeste do Platô de Santana), cortando as estruturas do embasamento segundo uma direção geral norte-sul. Esta orientação coincide com algumas direções de fraturas nas rochas sedimentares que capeiam a serra.

Na base da Serra de Santana afloram diques diabásicos do Vulcanismo Rio Ceará-Mirim, nas localidades de Trangola e Grotta da Fervedeira (respectivamente, pontos SS12, SS48 e SS50 do Anexo I-A). Mais a nordeste e sudeste da Serra de Santana também afloram *plugs* vulcânicos, correlacionados por Fortes (1987) ao vulcanismo miocênico da Bacia Potiguar (basaltos do Vulcanismo Macau, datado entre 29 e 45 Ma; Mizusaki 1987, *apud* Araripe e Feijó 1994). Mabessone (1994) cita que tais *plugs* intrudem a FSM em vários locais no Rio Grande do Norte. Ferreira e Albuquerque (1967, *apud* Gomes *et al.* 1981) também mencionam que o *neck* “Cabeça de Negro” (atualmente cartografado em mapas topográficos da SUDENE como Serrote

Preto) penetra as rochas da FSM, a nordeste da Serra de Santana, o que implicaria em uma idade no mínimo inferior a 24 Ma para os litótipos da FSM.

No Riacho da Pedreira, porção sudeste da Serra de Santana (ponto SS01, anexo I-A) esses corpos basálticos afloram como paredões do riacho (foto 3.3), em altitudes próximas às cotas da interface embasamento/sedimento (550 a 600 m). Desagregações filonianas (disjunções colunares) subhorizontais (foto 3.4) e, localmente, seu contato intrusivo com xistos da Formação Seridó (foto 3.5), também são observados em uma porção topograficamente inferior no riacho (± 550 m de altitude). As disjunções têm seu eixo maior direcionado para 110° Az. Essas rochas são olivina basaltos com plagioclásio (labradorita) prismático alongado, piroxênio (augita) e opacos, estes últimos geralmente associados à augita. Vesículas preenchidas por carbonatos e agregados de cristais são freqüentemente encontradas e, por vezes, atingem cerca de 3 cm de diâmetro. Xenólitos de xisto e pegmatito também ocorrem nos blocos de basalto, ao longo do riacho.

Na localidade de Serrote Preto (pontos SS38B, SS39A e SS39B, anexo I-A), a nordeste da Serra de Santana, um *plug* vulcânico aflora lado a lado aos litótipos da FSM (foto 3.6), atingindo a cota de 720 m. Esse *plug* é constituído por basaltos petrograficamente similares àqueles encontrados no Riacho da Pedreira. Outros *plugs* menores, nas localidades de Serra Preta e Queimadas, são também registrados a norte do Município de Bodó, ainda a nordeste da Serra de Santana (observar unidade em cor rosa no anexo I-A).

Embora as relações de campo não sejam muito claras, e ainda não existam datações que comprovem a idade miocênica dos basaltos nas proximidades da Serra de Santana, a colocação desses *plugs* na crosta deve ter ocorrido posteriormente à deposição da FSM (figura 3.2), quando já existia o relevo em chapada dessa unidade, ou o mesmo encontrava-se em formação. As feições observadas ao longo do Riacho da Pedreira (nas proximidades dos sedimentos da FSM) sugerem a colocação de um corpo intrusivo raso na interface embasamento/sedimento (figura 3.2-A). As disjunções colunares subhorizontais, próximo ao contato com o xisto, na porção inferior do riacho, caracterizam a parte verticalizada do conduto. Já os extensos paredões acamadados (com ± 30 m de extensão por 15 m de altura) podem representar a parte superior do corpo, cujas feições de acamamento denunciam um corpo subhorizontal tipo soleira. No *plug* de Serrote Preto, a análise morfológica do corpo vulcânico também conduz à interpretação de que este ascendeu na crosta posteriormente a deposição da FSM. O relevo mais alto do *plug* (com topo a 720 m) sobressai a partir de uma superfície planar, aparentemente mais antiga (com aproximadamente 620 m de altitude), representada pelo capeamento sedimentar da FSM (ver figura 3.2-B e foto 3.6). Vários blocos de arenitos da FSM, na base do *plug* de Serrote Preto, sugerem ser o resultado do fraturamento dos sedimentos da

FSM, a partir da colocação do corpo basáltico na crosta, ou representam o produto de uma erosão diferenciada na interface basalto/rocha sedimentar.

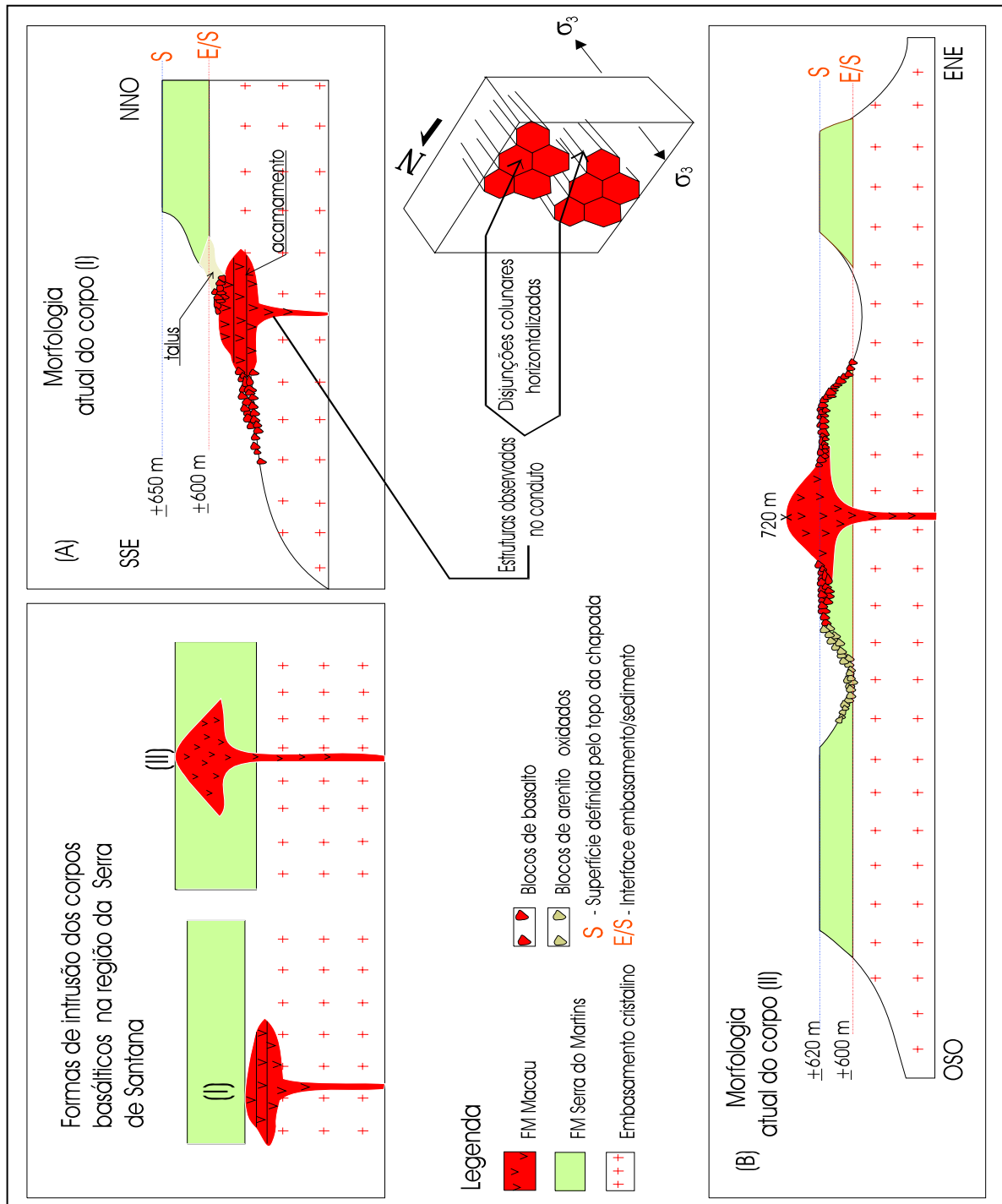


Figura 3.2 – Seções esquemáticas ilustrando a morfologia dos corpos basálticos e suas relações de intrusão com as rochas sedimentares da Formação Serra do Martins. (I) – Corpo aflorante no Riacho da Pedreira, a sudeste da Serra de Santana. (II) – Corpo aflorante na localidade de Serrote Preto, a nordeste da Serra de Santana.

Uma intensa cimentação por óxido de ferro é observada nesses blocos de arenito. Essa

cimentação, provavelmente tardia, pode ser oriunda da alteração de minerais ferromagnesianos dos basaltos ali existentes. A observação em formigueiros, na base do *plug* de Serrote Preto, também conduz à interpretação da existência de uma interface basalto/rocha sedimentar entre as cotas de 600 a 620 m. Neste intervalo de altitudes nota-se que o material arenoso, castanho claro a avermelhado, removido do subsolo pelas formigas (derivado da desagregação de arenitos), torna-se cada vez mais escuro e gradativamente mais argiloso (com coloração esverdeada a preta), em direção à cota de 620 m. Essa mudança de material removido do subsolo, registrada em um intervalo inferior a 5 m sobre a superfície do terreno, parece indicar a existência de um contato lateral e/ou vertical, encoberto, entre o corpo basáltico e as rochas da FSM.

Na literatura, a disposição do vulcanismo terciário é referenciada como *plugs*, *necks* e diques que se limitam a uma estreita faixa N-S, concentrados principalmente no Rio Grande do Norte, com algumas ocorrências no Estado da Paraíba (Sial, 1975, Sial *et al.* 1991). Sial (1975) propôs duas hipóteses para a disposição N-S desses corpos na crosta: a) a existência de um *hot-spot*, passando por sob o bloco continental nordestino, durante o Terciário, e b) a colocação de magmas em zonas de alívio, a partir de um reajuste interno da placa Sul-Americana, durante a orogênese andina, entre o Oligoceno e o Mioceno. Segundo tal pesquisador, as idades absolutas conhecidas para alguns dos corpos (20, 18 e 19 Ma.) não mostram nenhuma correlação especial entre a distribuição geográfica da rocha e o sua idade, inviabilizando a idéia de um *hot-spot*. Para Sial (1975), a natureza alcalina e o pequeno volume de magma extravasado também não são típicos da instalação de pontos quentes na crosta. Por outro lado, a colocação de magmas associados a reajustes internos no Nordeste brasileiro, segundo esse autor, parece ser mais plausível, tendo em vista que estes reajustes poderiam gerar e/ou reativar fraturas, através das quais o magma ascenderia à superfície.

Na porção sudeste da Serra de Santana, as disjunções colunares, com eixo maior aproximadamente E-O (110° Az), implicam necessariamente na existência de fraturas N-S servindo de conduto à colocação do corpo do Riacho da Pedreira na crosta. Estas fraturas provavelmente foram oriundas de uma extensão (σ_3) aproximadamente E-O (ver detalhe do conduto na figura 3.2-A) atuante no Terciário superior.

3.4 – Cenário Geomorfológico nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana.

Nas serras de Portalegre, Martins e Santana, o relevo em chapada, caracterizado pelo topo tipicamente tabular, é definido a partir das curvas de nível 600 a 650 m, atingindo altitudes entre 700 e 750 m (figuras 3.3 e 3.4). Nesses platôs as cotas mais elevadas se concentram preferencialmente na porção sul, atingindo 749 m no extremo sudeste da Serra de Martins, 739 m na porção sudoeste da Serra de Santana e 705 m no extremo sul da Serra de Portalegre.

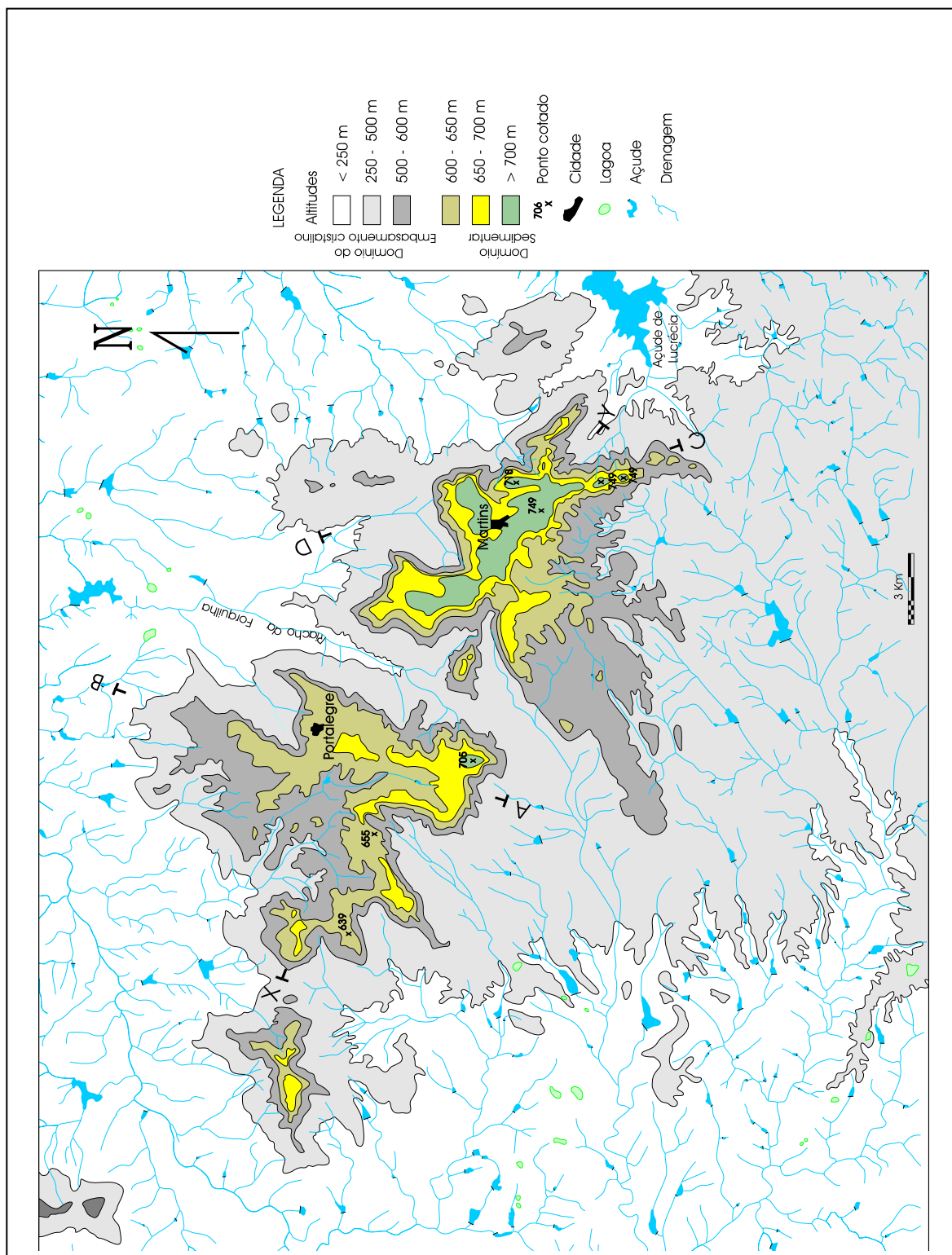


Figura 3.3 – Mapa topográfico simplificado da região das serras de Portalegre e Martins.

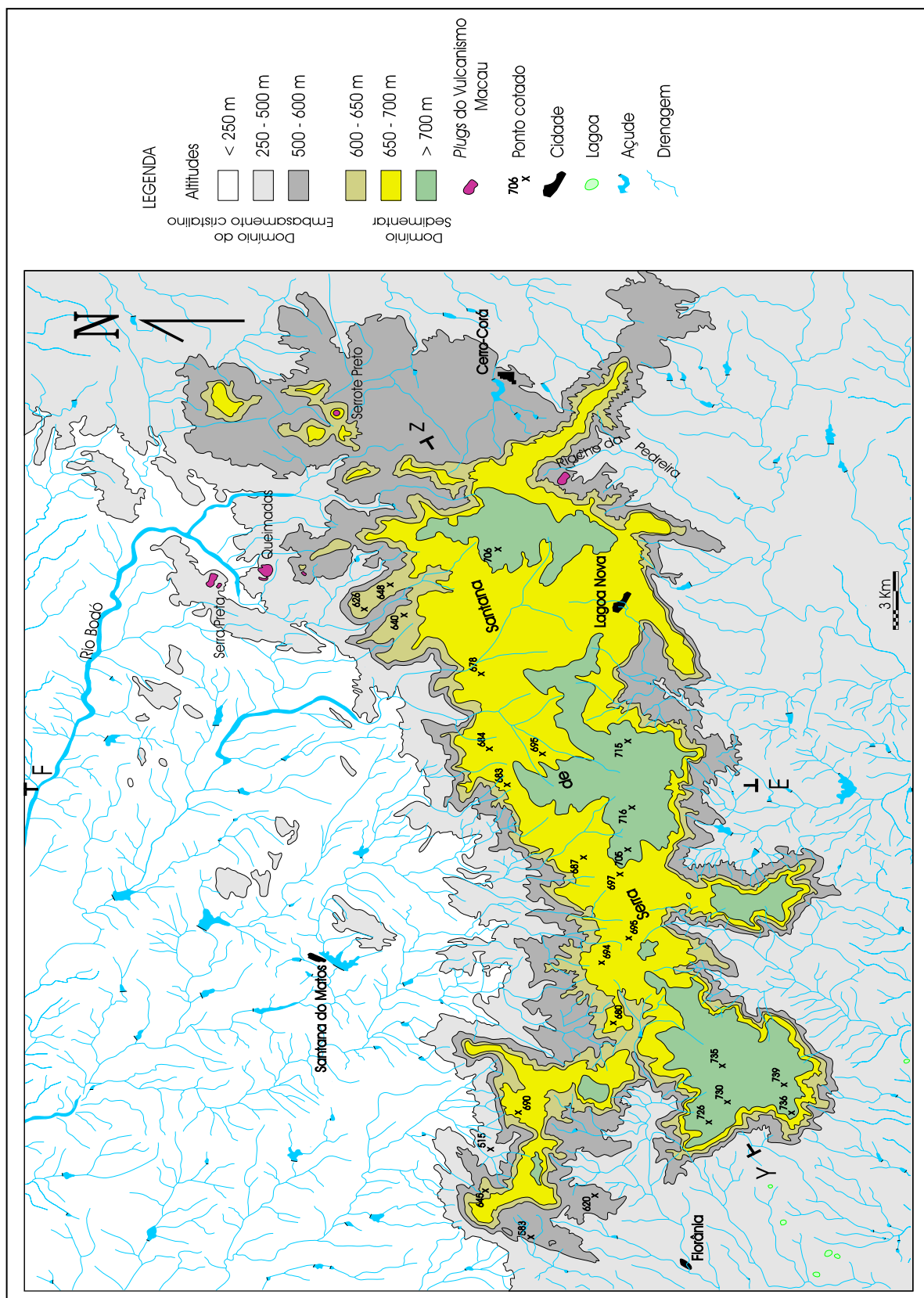


Figura 3.4 - Mapa topográfico simplificado da região de Serra de Santana.

A diferença de relevo entre as bordas norte e sul das referidas serras evidencia um basculamento das mesmas para norte (figura 3.5), também corroborado pela diferença de cotas do embasamento cristalino sotoposto, entre as porções norte e sul dos platôs. O Platô de Martins encontra-se topograficamente mais elevado (figura 3.5-II) e a interface embasamento cristalino/rocha sedimentar posiciona-se, aproximadamente a 700 m de altitude. Nos platôs de Portalegre e Santana essa interface é observada a partir da curva de nível 600 m, estando essas serras relativamente menos elevadas (figura 3.5-I e III). No topo da chapada, formas tabulares de menor expressão ainda definem freqüentes ondulações nessa superfície (figura 3.6). Nas cotas entre 300 e 600 m as feições mais características são os *inselbergs*, constituídos pelas litologias do embasamento cristalino, principalmente pelos granitos.

Na base das serras de Portalegre, Martins e Santana, o relevo é definido por uma superfície arrasada a ondulada (foto 3.7), cujas cotas variam entre 80 e 300 m de altitude. Nestas cotas afloram metassedimentos do Grupo Seridó e migmatitos do Complexo Caicó. Sobre essa superfície arrasada são encontrados os maiores trechos das drenagens, que em geral têm suas nascentes na interface embasamento cristalino/rochas sedimentares. No platô de Santana as drenagens fluem de forma radial-centrífuga, caracterizando este platô como um importante divisor de águas das bacias hidrográficas Potengi (com rios escoando para este-nordeste) e Piranhas-Açu (com rios fluindo para sul-sudeste e norte-noroeste). Os rios que fluem para N-NE, na porção centro-norte da Serra de Santana, têm suas nascentes principalmente na cornija norte desta serra, ou raramente nascem sobre o platô, e são afluentes do Rio Bodó, principal drenagem nesta área. Já os rios que fluem para sul/sudoeste têm suas nascentes na cornija sul da serra, raramente nascem sobre a mesma e são afluentes dos rios Acauã e São José. Nos platôs de Portalegre e Martins as drenagens geralmente também nascem nas cornijas norte e sul dessas serras e fluem para o relevo arrasado, onde se integram às drenagens da bacia hidrográfica Açu/Piranhas (com rios fluindo para norte nordeste) e da bacia hidrográfica do Rio Apodi (com rios escoando para norte-noroeste e sul-sudoeste). Sobre esse relevo arrasado também se instalam alguns depósitos de leques aluviais e terraços recentes. Nas encostas dos platôs e nos talwegues, esses depósitos são formados por seixos e matacões de rochas do embasamento cristalino, bem como da FSM, dispostos de forma caótica em uma matriz arenosa, já cimentada (foto 3.8), a exemplo daqueles observados na localidade Riacho Grota da Ferveadeira (ponto SS49A, anexo I-A). Terraços predominantemente arenosos também ocorrem na localidade de Trangola (ponto SS12B, anexo I-A). No topo dos platôs estudados o pacote sedimentar da FSM não ultrapassa 50 m de espessura, observada pela profundidade do contato embasamento-sedimento em perfis de poços perfurados sobre as serras de Portalegre e Martins, para abastecimento d'água. As melhores exposições desse capeamento sedimentar afloram predominantemente na borda norte das serras, onde a interface embasamento-sedimento normalmente ocorre nas cotas de 600 a 580 m. As camadas mais

próximas ao topo são freqüentemente silicificadas e estão, por vezes, capeadas por crostas lateríticas (a exemplo dos pontos SS08 e SS05, anexo I-A e Ma06, anexo I-B) ou pelos solos arenosos que se desenvolvem sobre as serras.

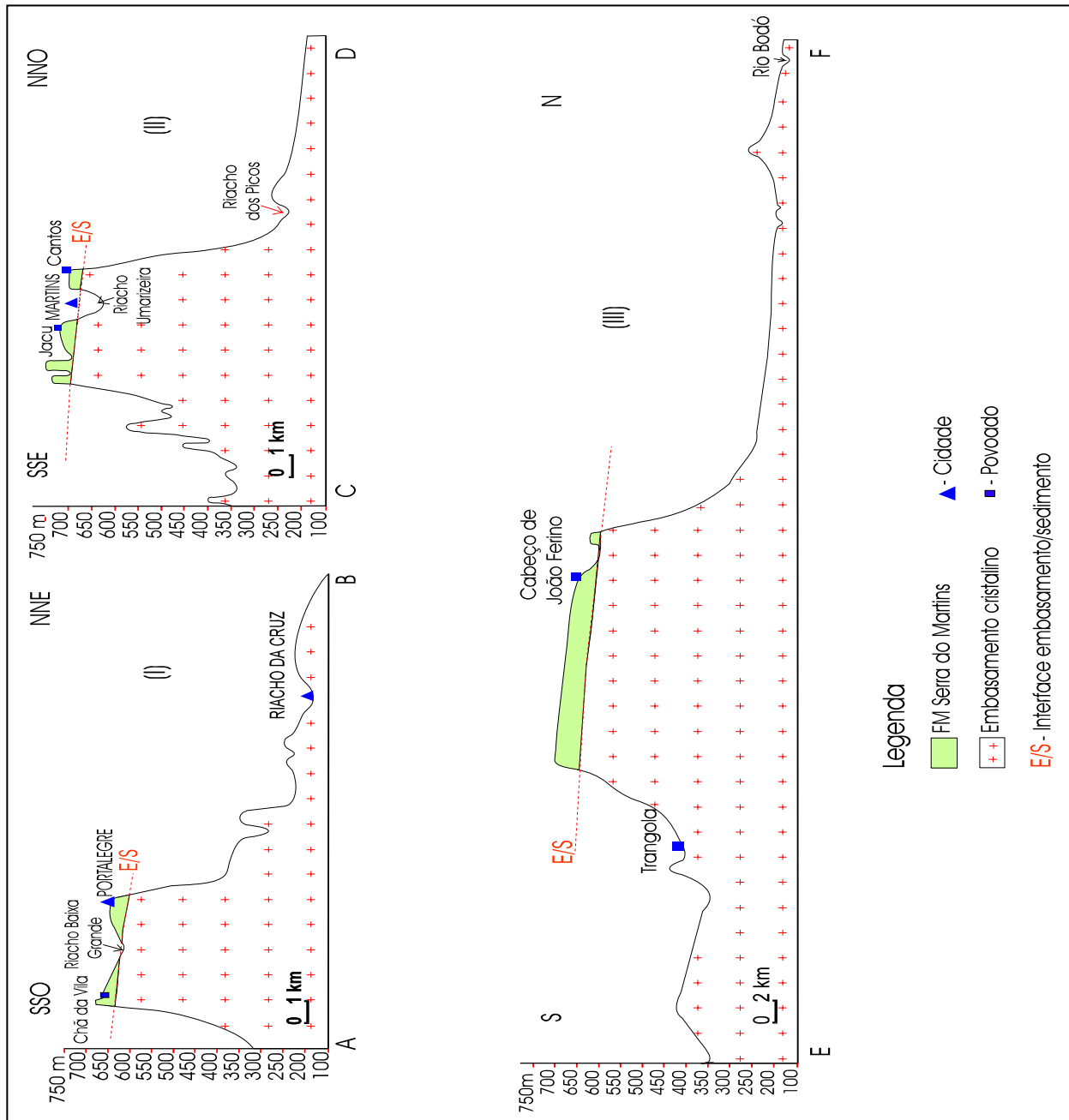


Figura 3.5 – Perfis topográficos representativos das seções AB e CD da figura 3.3, e EF da figura 3.4. (I) Platô de Portalegre; (II) Platô de Martins, e (III) Platô de Santana. Notar as cotas da interface embasamento/sedimento, geralmente em torno de 600-650 m. Observar que o embasamento do Platô de Martins é topograficamente mais elevado que o embasamento dos outros dois platôs. A diferença entre as cotas topográficas da interface embasamento/sedimento entre as porções norte e sul dessas serras também evidencia um basculamento geral dos platôs para norte.

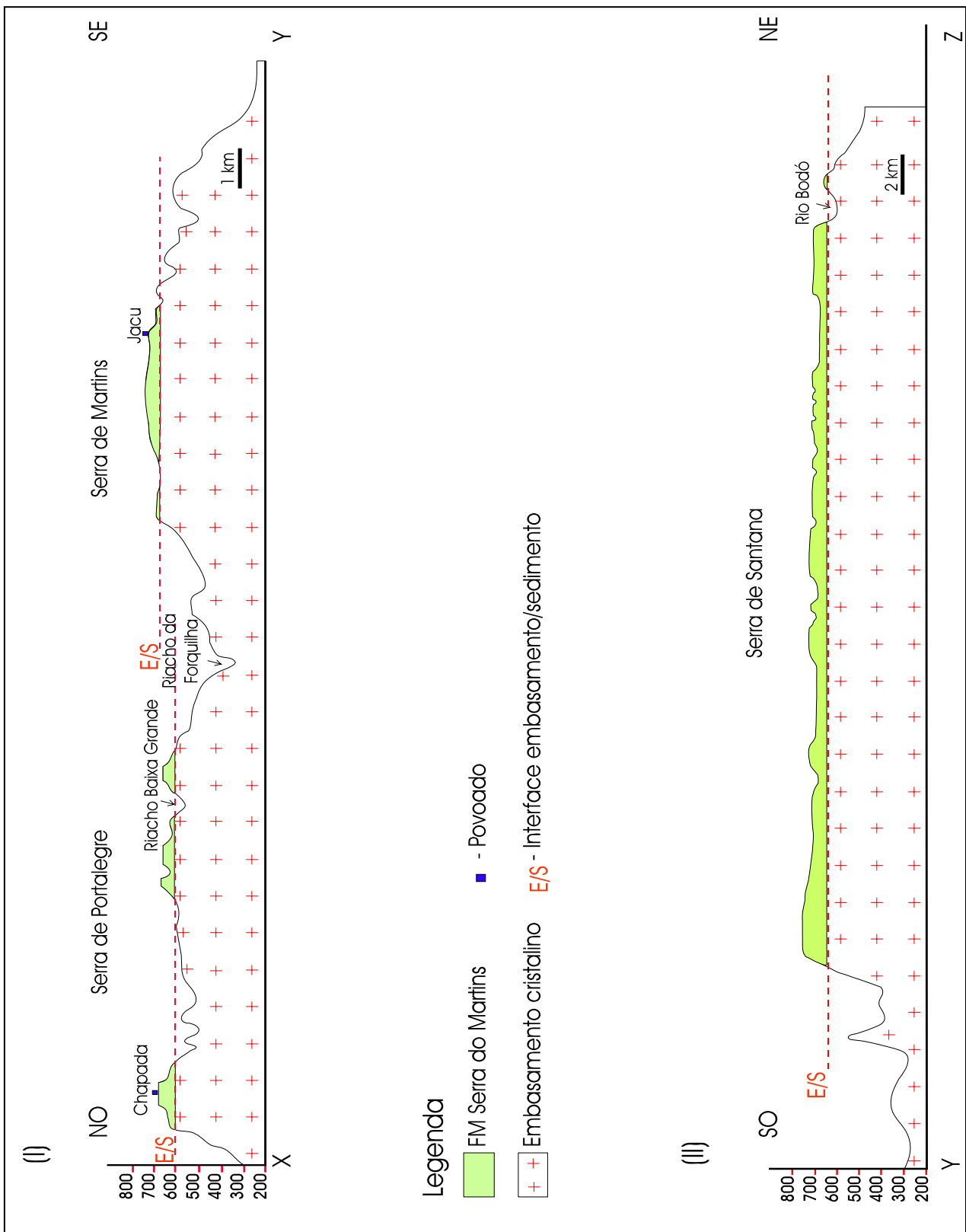


Figura 3.6 – Perfis topográficos representativos das seções XY da figura 3.2, e YZ da figura 3.3. (I) - Seção topográfica transversal dos platô de Portalegre/Martins. (II) - Seção topográfica transversal do Platô de Santana. Observar as freqüentes ondulações na superfície desses platôs e o embasamento topograficamente mais elevado na Serra de Martins.



Foto 3.1 - Vista de sul para norte da Serra de Santana, evidenciando a morfologia do relevo em chapada.

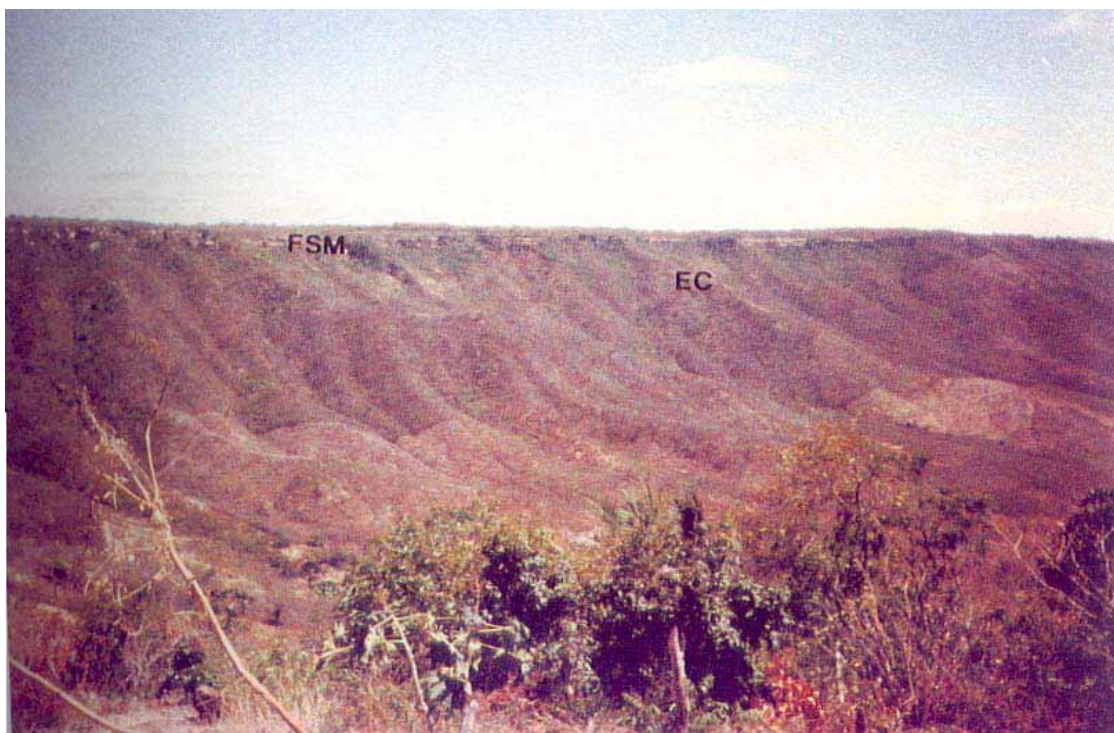


Foto 3.2 - Vista, de sudeste para noroeste, das escarpas da Serra de Portalegre, evidenciando a geometria tabular dos litótipos da Formação Serra do Martins (FSM), definindo um relevo em chapada, sobre as rochas do embasamento cristalino (EC).



Foto 3.3 – Olivina Basaltos com feições acamadadas em paredões no Riacho da Pedreira, porção sudeste da Serra de Santana.



Foto 3.4 – Olivina Basaltos com disjunções colunares subhorizontais, a noroeste da localidade Pé de Serra, próximo à borda sudeste do Platô de Santana, porção topograficamente mais baixa do Riacho da Pedreira.



Foto 3.5 – Olivina Basaltos em contato intrusivo com os xistos da Formação Seridó, a noroeste da localidade Pé de Serra, próximo à borda sudeste do Platô de Santana, porção topograficamente mais baixa do Riacho da Pedreira.



Foto 3.6 – *Plug* do Vulcanismo Macau (com topo a 720 m) aflorando lado a lado aos litótipos da Formação Serra do Martins-FSM (com topo a 620 m). Notar que o relevo do *plug* sobressai de uma superfície planar (S), definida pelo topo plano das rochas sedimentares da referida formação, caracterizando assim um relevo mais jovem para o *plug*. Localidade de Serrote Preto, a noroeste de Cerro-Corá.



Foto 3.7 – Vista dos terrenos cristalinos, a norte da Serra de Santana, caracterizando um relevo arrasado (a) com pequenas elevações (b), contrastando com os terrenos cristalinos topograficamente elevados (c) próximos ao topo da serra.



Foto 3.8 – Terraço recente do Riacho Grotá da Fervedeira, na base da Serra de Santana (porção norte), contendo seixos e matacões, tanto do embasamento cristalino (a) como dos litótipos da Formação Serra do Martins (b), dispostos de forma caótica em uma matriz arenosa já cimentada.

CAPÍTULO IV: FÁCIES E SISTEMA DEPOSICIONAL

4.1- Introdução

A sedimentologia moderna alcançou um bom conhecimento sobre os processos físicos, químicos e biológicos que atuam nos ambientes de deposição, bem como sobre o **produto** resultante desses processos nos diferentes sistemas deposicionais, ou seja, as **fácies**. O estudo de associações faciológicas, através de seqüências verticais em afloramentos ou testemunhadas, pode conduzir à interpretação dos sistemas deposicionais e conseqüentemente à reconstrução da paleogeografia dos ambientes pretéritos de sedimentação. A maior parte dos depósitos sedimentares é resultado de episódios de sedimentação ocorridos em intervalos de tempo relativamente curtos, mas de grande magnitude (Aigner 1985). Desta forma, os pacotes sedimentares resultantes possuem internamente superfícies de reativação separando os estratos, que representam pequenos pulsos de retomada da deposição. Esses pacotes também podem ser separados por superfícies maiores, as quais geralmente marcam longos períodos de não-deposição, e normalmente caracterizam discordâncias erosivas, se existem evidências de exposição subaérea. Ainda internamente aos depósitos, os estratos variam conforme a espessura e continuidade lateral, podendo apresentar estruturas sedimentares, as quais são formadas por arranjos de lâminas milimétricas de grãos, com tamanho, orientação e composição variável. Em sistemas deposicionais fluviais, a dimensão e morfologia das camadas, e o arranjo interno dos estratos, estão intimamente relacionadas à morfologia dos canais (largura, profundidade e sinuosidade), bem como ao clima, à declividade do terreno, à velocidade do fluxo sedimentar, a controles tectônicos e a uma série de outros fatores, que acabam por ser direta, ou indiretamente, responsáveis pela acumulação de corpos sedimentares com formas geométricas e texturas contrastantes. Assim, cascalhos, areias, síltes e argilas são transportados rio abaixo, por correntes de tração, suspensão e/ou fluxos gravitacionais, acumulam-se ao longo da drenagem e formam diferentes depósitos e fácies. Os processos de erosão, transporte e deposição freqüentemente se alternam no sistema deposicional, e portanto corpos sedimentares são formados, destruídos e/ou remodelados em várias escalas (Becker 1996). A variação e superposição desses processos converge para a produção de camadas sedimentares heterogêneas, tanto em termos de geometria dos pacotes como nos aspectos petrográficos (Dreyer *et al.* 1993). A escala de observação do produto de todo o processo sedimentar pode variar dentro de uma bacia sedimentar, desde uma megaescala,

como por exemplo a reconstrução paleogeográfica para a deposição de uma unidade estratigráfica; escala mesoscópica (afloramento), como a observação de estruturas sedimentares, geometria das camadas e distribuição dos depósitos; até a identificação das seqüências cronológicas de formação dos constituintes diagenéticos (microescala).

Sob a ótica anteriormente explanada, este capítulo descreve as rochas da FSM agrupadas em fácies, para uma escala mesoscópica (de afloramento). Aspectos texturais (mesoscópicos) também serão descritos em uma abordagem inicial. Por fim, será reportado ainda a interpretação dos respectivos depósitos sedimentares correlatos às fácies definidas, observando-se a distribuição geográfica do domínio de cada depósito nos platôs de Portalegre, Martins e Santana, culminando com a interpretação do sistema deposicional e reconstrução da paleogeografia (megaescala), quando da deposição dos litótipos da FSM. Aspectos petrográficos composicionais e granulométricos, bem como diagenéticos (microescala), serão abordados no capítulo V desta dissertação.

4.2 - Fácies

O termo **fácies** vem do latim (*faces* ou *facies*) e, no sentido mais amplo da palavra, significa feição externa, aparência, rosto, face ou cara de alguma coisa. Desta forma o termo fácies pode ser empregado, na sedimentologia, conforme seu próprio sentido gramatical: “cara” ou características, de uma rocha. Reading (1980) define este termo como produto do processo pelo qual uma rocha foi formada, podendo assumir caráter genético, descritivo, ambiental ou tectônico. Entretanto, na definição faciológica das rochas siliciclásticas da FSM serão considerados, em uma primeira aproximação, os aspectos estritamente descritivos, utilizando-se abreviações de nomenclaturas litológicas, em parte adotadas pela PETROBRAS (Arn fmg, Arn cgl, Arn gro-mgr, Arn med, Arn fno e Sto-Arg), para denominação de cada fácies e siglas para especificar as subfácies (Qz: com seixos de quartzo; Ag: com seixos de Argila; Ac: com estratificações cruzadas acanaladas; Ba/Tb: com cruzadas em baixo ângulo ou tabulares). A definição das fácies fundamentou-se nas características mesoscópicas das rochas no campo ou seja, na cor, textura, estruturas sedimentares e geometria dos pacotes. A textura da rocha e as estruturas internas foram considerados como critérios primordiais para essa definição, uma vez que estes dois fatores são, em escala de afloramento, os que melhor caracterizam “a cara da rocha” e denunciam as feições particulares dos depósitos sedimentares. A composição mineralógica foi considerada um parâmetro secundário, na definição das fácies, uma vez que este parâmetro exprime muito mais as características litológicas da área fonte, ou assumem considerada importância na evolução dos processos diagenéticos, a serem discutidos no capítulo seguinte.

As descrições sedimentológicas detalhadas dos litótipos da FSM nos platôs Portalegre, Martins e Santana, efetuadas nas escarpas dessas serras (a exemplo das figuras 3.1, 3.2 e 3.3

), bem como nos pontos aflorantes sobre as mesmas (anexos I-A, I-B e I-C), permitiram a definição de seis fácies principais:

- | | |
|---|---|
| 1 – Arenitos finos/médios/grossos (Arn fmg) | 4 - Arenitos médios (Arn med) |
| 2 – Arenitos conglomeráticos (Arn cgl) | 5 - Arenitos finos (Arn fno) |
| 3 – Arenitos grossos a muito grossos (Arn gro-mgr) | 6 - Siltitos a Argilitos (Sto-Arg) |

4.2.1 – Fácies Arenitos finos/médios/grossos (**Arn fmg**)

A Fácies **Arn fmg** reúne arenitos predominantemente finos a siltosos, com horizontes internos de arenitos médios e grossos. Essas rochas são de cor vermelho escuro a roxo, geralmente maciços (figuras 4.1 e 4.2B). Os horizontes de arenitos médios e grossos mostram uma espessura inferior a 5 cm e estão intercalados a pequenas camadas com granulometria essencialmente fina, constituindo “estratificações espaçadas” dentro de um pacote sedimentar com granocrescência ascendente. Os limites superior e inferior de cada camada, ou até mesmo dos horizontes de arenitos médios e grossos, quase sempre não são bem definidos. Raramente, estes litótipos exibem alguma feição de estratificação incipiente, com dobras convolutas e formas lenticulares de arenitos médios a grossos. Bolsões de arenitos muito grossos a conglomeráticos, esbranquiçados ou de cor castanho claro, são também observados, localmente, no interior das camadas desta fácies. Seixos de quartzo, inferiores a 1,5 cm, ocorrem formando níveis localizados ou como grãos isolados (“seixos flutuantes”, foto 4.1) em meio a massa de arenito fino a siltoso (ver figuras 4.1C e 4.2B). Pequenos estratos lenticulares (foto 4.2) e gretas de contração preenchidas podem ser, localmente, observados mais para o topo dos pacotes desta fácies, sendo por vezes capeados por uma fina crosta ferruginosa inferior a 1cm. Os litótipos desta fácies são empacotados segundo uma geometria tabular, constituem camadas que não ultrapassam 1,5 m de espessura, geralmente estão bastante fraturados e repousam discordantemente sobre o embasamento cristalino alterado (foto 4.3) e em contato lateral com o mesmo, em zonas de falha (seção I, anexo II-A). Os pacotes desta fácies são sobrepostos discordantemente por arenitos conglomeráticos da facies **Arn cgl** (foto 4.4). Sua ocorrência foi registrada apenas em alguns pontos da porção norte (Pa19A e Pa41) e extremo oeste (Pa39) do Platô de Portalegre (ver anexo I-C).

4.2.2 – Fácies Arenitos conglomeráticos (**Arn cgl**)

A Fácies **Arn cgl**, designada para agregar arenitos conglomeráticos maciços, foi dividida em duas subfácies, **Arn cgl-Qz** e **Arn cgl-Ag**. A Subfácies **Arn cgl-Qz** (figuras 4.1A, 4.2A,B e 4.3 A,C) é composta por arenitos conglomeráticos com seixos de quartzo, subarredondados a arredondados, cujo diâmetro maior varia entre 3 a 8 cm. Esses seixos são suportados por uma matriz composta de areia muito grossa a grânulos, de cor castanha (serras

de Portalegre e Martins) e creme esbranquiçada (Serra de Santana), onde são mais cauliniticos. Os seixos geralmente estão dispersos por toda a camada e, por vezes, os de maiores diâmetros se alinham marcando as superfícies que delimitam estratos lenticulares, inferiores a 30 cm de espessura, com continuidade lateral atingindo até 10 m, nos afloramentos mais extensos (foto 4.5). Localmente ocorrem concreções ferruginosas roxas e intraclastos de arenitos grossos a muito grossos, castanho escuros (foto 4.6), inferiores a 20 cm de diâmetro maior, observados de forma dispersa nos afloramentos SS26 e Pa39 (anexos I-A e I-C, respectivamente). Eventualmente, seixos embricados e estruturas colunares de seixos + matriz, cortando alguns estratos, também podem ser observadas. Os pacotes desta subfácies mostram geometria predominantemente tabular. A Subfácies **Arn cgl-Ar** (figuras 4.1A e 4.2C) congrega arenitos conglomeráticos constituídos por clastos argilo-siltosos, os quais são comumente vermelhos, com geometria arredondada a elipsoidal, dispersos em uma matriz areno-siltosa vermelha acastanhada (foto 4.7), ou são localmente brancos e angulosos, com diâmetro maior inferior a 8 cm, dispersos em uma matriz argilo-arenosa, creme esbranquiçada (foto 4.8), caulinitica. Os pacotes dessa subfácies apresentam geometria lenticular, com 25 a 35 cm de espessura por 10 a 20 m de extensão. Os litótipos da Subfácies **Arn cgl-Qz** repousam discordantemente sobre o embasamento cristalino, nas porções sul e este-sudeste do Platô de Santana, a exemplo dos afloramentos SS26, SS46A, SS 47B e C (anexo I-A), ou encontram-se depositados sobre pacotes da Fácies Arn fmg (figura 4.2B, foto 4.4), na Serra de Portalegre (ponto Pa39, do anexo I-C). Já os litótipos da Subfácies **Arn cgl-Ag** ocorrem na base dos pacotes da Fácies Arn fno (ver a figura 4.2B), ou na base de alguns estratos da Fácies Arn gro-mgr, na porção norte dos platôs de Martins e Portalegre, nos pontos Ma03 e Pa41 dos anexos I-B e I-C, respectivamente. Na Serra de Santana lentes desta última subfácies também são registradas no extremo leste desta serra (ponto SS47C, anexo I-A), em meio aos litótipos da Subfácies Arn cgl-Qz.

4.2.3 – Fácies Arenitos grossos a muito grossos (Arn gro-mgr)

A Fácies **Arn gro-mgr** é caracterizada por arenitos grossos a muito grossos, por vezes tendendo a conglomeráticos, de coloração castanha avermelhada a esbranquiçada, predominantemente estratificados, contendo freqüentemente seixos, grânulos e clastos de argilas definindo os *festoons* das estratificações (figuras 4.1, 4.2C e 4.3A). Nos platôs de Martins e Portalegre, dominam os litótipos de cor castanho avermelhado, freqüentemente oxidados. Na Serra de Santana, os litótipos desta fácies também possuem características similares aqueles encontrados nos platôs supracitados, porém na maioria das vezes, exibem uma coloração branco acinzentada, quando afetados por processos de silicificação. Os arenitos grossos a muito grossos apresentam, como estruturas internas, marcantes estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, por vezes mal definidas, ou são

totalmente maciços (foto 4.9). Estratos com seções transversais de estratificações cruzadas acanaladas de médio porte (foto 4.10), ou tangenciais (foto 4.11), também estão presentes nos arenitos de granulometria grossa a muito grossa. Os seixos que definem os *festoons* dessas estratificações são de quartzo, subangulosos a subarredondados, com diâmetro maior variando entre 2 e 0,5 cm. Localmente, os seixos maiores (de até 6 cm) se alinham delimitando os estratos evidenciando, por vezes, embricamentos e/ou definindo superfícies de reativação, também eventualmente marcadas por “bolas” de argila de até 10 cm de diâmetro maior. A geometria desses pacotes é ondulada a tabular e, localmente, estruturas de corte e preenchimento de canal podem ser observadas (foto 4.12). Estruturas tipo diques de areia, com espessura inferior a 1,5 cm, também são por vezes encontrados em algumas camadas dos arenitos desta fácies (figura 4.1A). Os litótipos desta fácies repousam discordantemente sobre os arenitos da fácies Arn fmg na porção extremo norte do Platô de Portalegre, e sobre os litótipos da Fácies Arn fno (figura 4.2C), na Serra de Martins, constituindo ainda a maior parte das exposições nas escarpas sul e principalmente no norte da Serra de Santana, a exemplo dos afloramentos SS02, SS25, SS28, SS30, SS36A e B (Anexo I-A). Nas escarpas lestes e norte-noroeste do Platô de Portalegre, bem como nas escarpas da porção norte do Platô de Martins, os arenitos desta fácies constituem paredões que atingem entre 6 e 8 m de espessura, sendo freqüentemente sobrepostos por litótipos da Fácies Sto-Arg.

4.2.4 – Fácies Arenitos médios (Arn med)

A Fácies **Arn med** é formada por arenitos médios, também estratificados, e foi dividida em duas subfácies: **Arn med Ca** e **Arn med Ba/Tb**. A Subfácies **Arn med Ca** foi atribuída aos arenitos médios a grossos, castanho claros a esbranquiçados, cujas estruturas internas são estratificações cruzadas acanaladas de médio e pequeno porte, ou tangenciais (figura 4.2C), e raramente maciços. Os *festoons* das acanaladas são definidos pela granulometria areia grossa. Todavia, os *sets* das estratificações tangenciais são marcados por areias mais finas, avermelhadas. Os pacotes desta subfácies possuem formas levemente sigmoidais, com uma espessura média de 30 a 40 cm e comprimento que não ultrapassa 3 m. Localmente, dobras convolutas são observadas em direção ao topo dos estratos. Níveis milimétricos (0,6 a 10 mm) oxidados, de granulometria fina, ocorrem, eventualmente, no interior das camadas nos limites entre os estratos. Os arenitos desta subfácies sobrepõem os litótipos da Fácies Arn gro-mgr e sua melhor exposição é registrada nos pontos Pa02, Serra de Portalegre (anexo I-C) e Ma03, Serra do Martins (anexo I-B). No Afloramento Pa02 os litótipos dessa subfácies mostram pequenas camadas com cortes transversais de estratificações cruzadas acanalada e alguns estratos maciços, com geometria levemente sigmoidal. Em direção ao topo da exposição, esses litótipos gradam para arenitos finos siltosos da Fácies Arn fno (foto 4.13), sendo discordantemente recobertos, para o topo, por siltitos a argilitos da Fácies Sto-Arg (seção II,

anexo II-B). Na Subfácies **Arn med Ba/Tb** foram agrupados os arenitos médios a grossos, também médios a finos, com estratificações cruzadas em baixo ângulo e tabulares (figura 4.3 B e C). Os arenitos com cruzadas em baixo ângulo apresentam os *sets* das estratificações definidos por horizontes centimétricos (3 cm) de granulometria fina, alternados por *sets* de granulometria média a grossa, com espessura similar. No afloramento Pa14B (anexo I-C), os litótipos desta subfácies constituem uma camada de 90 cm de espessura por 3 m de extensão, com geometria em forma de cunha e cujos *sets* de estratificações em baixo ângulo são bruscamente truncados por cruzadas acanaladas dos arenitos da Fácies Arn gro-mgr (detalhe fotográfico da seção III, anexo II-C). Alternâncias granulométricas marcantes, em escala milimétrica, também são observados em arenitos médios a finos com as estratificações cruzadas em baixo ângulo. No ponto Pa 14C (anexo I-C), essas estratificações possuem *sets* definidos por alternâncias, entre 3 a 5 mm, de areias médias e areias finas, compondo estratos com 20 a 40 cm de espessura. O limite entre um estrato e outro é sempre definido por truncamentos das estratificações. Os pacotes de geometria tabular mostram internamente pequenas camadas com formas levemente sigmoidais. Ainda nesse afloramento, essa subfácies repousa discordantemente sobre um pacote sítico-argiloso da Fácies Sto-Arg (figura 4.3B). Essa superfície discordante é marcada pela feição progradante dos *sets* arenosos com terminações em *downlap* sobre o pacote siltico-argiloso (foto 4.14), e as estratificações em baixo ângulo, com mergulho entre 10° e 12° graus, podem ser observadas até mesmo dentro de antigas cavidades no topo da camada inferior. Na Serra de Santana, a exposição dos litótipos da Subfácies Arn med Ba/Tb aflora à margem esquerda da BR104, no sentido que liga a Cidade de Currais Novos a Cerro-Corá (ponto SS47A, Anexo I-A). Na base dessa exposição, os arenitos apresentam estratificações cruzadas tabulares (foto 4.15), cujos planos, oxidados, são definidos por uma granulometria mais fina, e mergulham cerca de 45°, truncando *sets* de estratificações em baixo ângulo com 3 a 12 cm de espessura (foto 4.16). Internamente aos *sets* em baixo ângulo, planos de espessuras milimétricas, contendo grãos de granulometria fina, também contrastam com planos de granulometria média e ressaltam a estratificação. Próximo à superfície de truncamento e realçada pelos planos com alto mergulho, algumas feições de pequenas calhas (\cong 3 cm de largura) também são preenchidas por areias de granulometria fina. Esses arenitos são localmente capeados por uma crosta ferruginosa milimétrica (< 5 mm). Tais litótipos são sobrepostos por arenitos com estratificações plano-paralelas (figura 4.3C e foto 4.17), onde os *sets* são definidos por alternâncias centimétricas (\cong 1,5 cm) de níveis de areia média e níveis de areia fina. Pequenas dobras convolutas (< 3 cm), diques de areia ou lentes descontínuas de areia fina, são localmente observados no interior dos estratos horizontalizados. Ainda nessa exposição, os corpos de arenitos da Subfácies Arn med Ba/Tb também mostram geometria tabular que se estendem por mais de 30 m, e as camadas da base encontram-se entremeadas por lentes argilosas de grande continuidade lateral. Os pacotes

desta subfácies nesse afloramento mostram duas nítidas superfícies de discordância delimitando as camadas e, localmente, blocos de arenitos parcialmente silicificados também são observados (seção IV, Anexo II-D). Esses arenitos encontram-se sotopostos a arenitos grossos a conglomeráticos, maciços, da Fácies Arn cgl-Qz e também estão topograficamente posicionados sobre estes.

4.2.5 – Fácies Arenitos finos (Arn fno)

A Fácies **Arn fno** congrega arenitos finos castanhos a vermelhos, com estratificações e laminações plano-paralelas nos estratos mais arenosos, ou laminações cruzadas (*climbing ripples*) e estratificações incipientes em estratos mais siltosos (figura 4.2C e 4.3A). A geometria dos pacotes desta fácies é tipicamente tabular. Para o topo desses pacotes ocorrem geralmente bioturbações, estruturas em chama ou gretas de contração preenchidas. As estruturas de bioturbações são do tipo *burrows* (tubos verticais). Estruturas de escape de fluidos também estão localmente presentes. Esses arenitos são geralmente encontrados logo acima dos litótipos da Subfácies Arn med Ac. Na Serra de Portalegre, afloramento Pa02 do anexo I-C, os arenitos desta fácies mostram suas laminações plano-paralelas sendo cortadas por bioturbações (foto 4.18), evidenciando também estruturas de escape de fluido. Em direção ao topo da exposição são observadas gretas de contração preenchidas por sedimentos arenosos (foto 4.19). No afloramento Ma03 (anexo I-B e figura 4.2B), Serra de Martins, os arenitos desta fácies constituem um pacote com aproximadamente 3,5 m, estendendo-se por 50 m, empacotados segundo uma geometria tabular. Arenitos com *climbing ripples* (foto 4.20), nas camadas intermediárias da exposição, sobrepõem um pacote com laminações plano-paralelas da porção mais basal. Arenitos finos, de aspecto maciço e com horizontes bioturbados (foto 4.21), são encontrados nas porções mais superiores. Ainda nessa exposição, nítidas superfícies de discordâncias são observadas no topo do afloramento, com a presença de um contato brusco com arenitos da Fácies Arn gro-mgr, bem como na base, onde os litótipos desta fácies repousam sobre os arenitos da Subfácies Arn med Ac (seção V, anexo II-E), sendo esta superfície localmente marcada por uma lente de conglomerado argiloso da Subfácies Arn cgl-Ag (observados na foto 4.6). Superfícies contínuas de reativações, relativamente extensas e em baixo ângulo, separam os estratos desta fácies nessa exposição da Serra de Martins.

4.2.6 – Fácies Siltitos a Argilitos (Sto-Arg)

A Fácies **Sto-Arg** reúne siltitos a argilitos, vermelho escuros, maciços (figuras 4.3 A e B), com raros grânulos de quartzo e pequenos seixos dispersos (< 5 mm). Nesse litótipos é comum marcas de raízes e bioturbação, dispostas de forma caótica no interior das camadas. Planos irregulares de deslizamentos também estão presentes. As marcas de raízes são

caracterizadas pelas manchas circulares de oxidação, em média com 3 a 2 cm de diâmetro, em torno de núcleo milimétrico (< 4 mm) escuro e oxidado (ver foto 4.14). As bioturbações, por vezes, também mostram manchas de oxidação, porém o centro destas é preenchido por material arenoso de granulometria mais grossa, provavelmente remanejado de material adjacente pelo organismo bioturbador (foto 4.22). As camadas desta fácies mostram geometria tabular, possuem entre 1 a 1,5 m de espessura e extensa continuidade lateral, sendo encontradas na parte norte das serras estudadas, posicionadas no topo das exposições. Na Serra de Portalegre, pontos Pa14A, B e C do anexo I-C, os corpos tabulares desses lamitos se estendem lateralmente por mais de 50 m, com três camadas totalizando uma espessura de 4 m, repousando discordantemente sobre as fácies mais arenosas (foto 4.23 e seção III, anexo II-C). Pacotes desta fácies parecem aflorar ainda sobre o embasamento cristalino (seção VI, anexo II-F) na porção norte-nordeste da serra supracitada, localidade de Bonsucesso (pontos Pa07A, B, C e D do anexo I-C). Em platôs menores, a norte da Serra de Santana (pontos SS 29A e 37A, anexo I-A) e na Serra de Martins (pontos Ma13, 17 e 22, Anexo I-B), também afloram no topo das exposições, embora os pacotes sejam menos extensos (< 10 m).



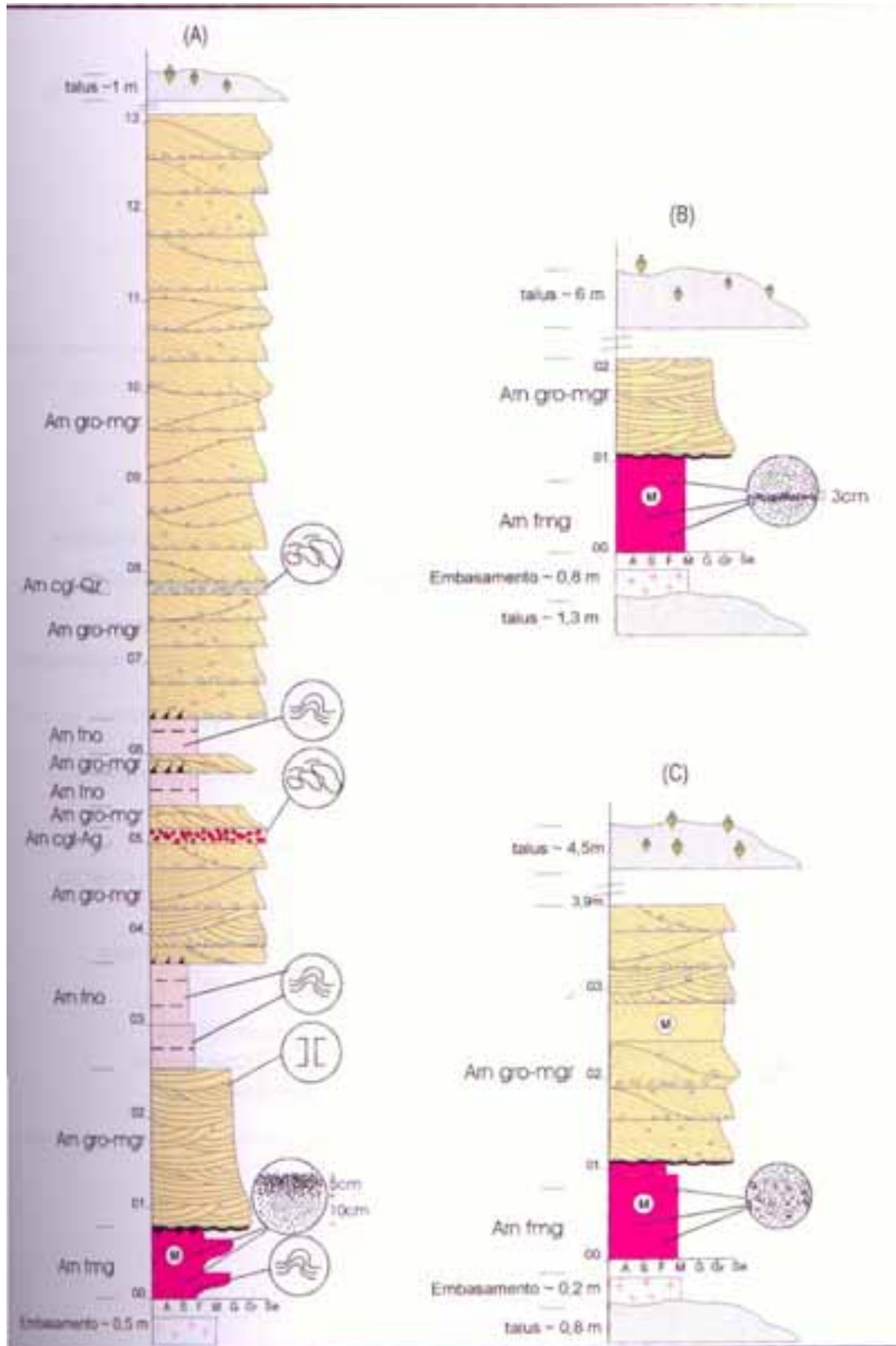
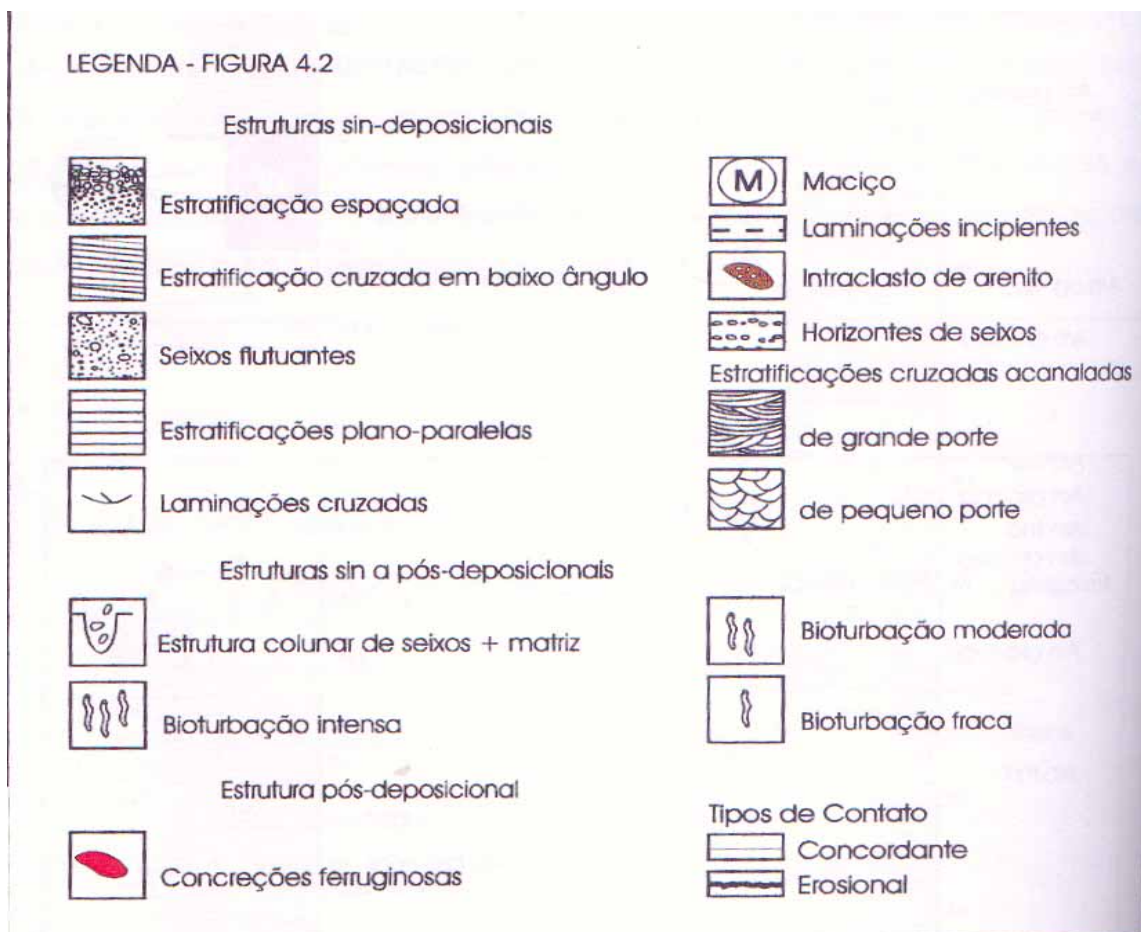


Figura 4.1 - Perfis faciológicos confeccionados para o ponto Pa41, Serra de Portalegre: (A) porção leste do afloramento, (B) porção oeste e (C) porção central.



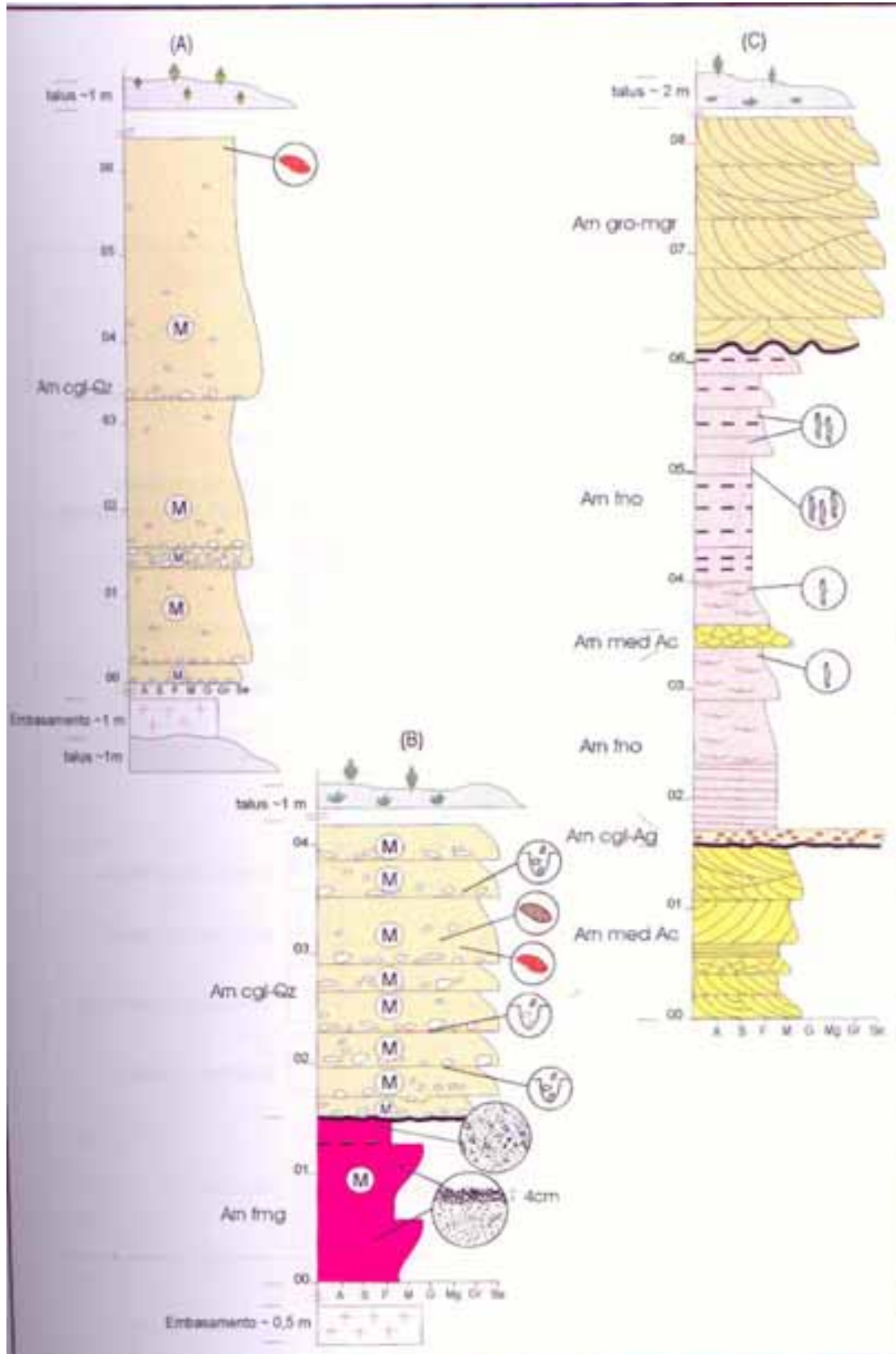












Figura 4.2 - Perfis faciológicos confeccionados para o ponto SS46A, Serra de Santana (A); ponto Pa39, Serra de Portalegre (B); ponto Ma03 Serra de Martins (C).

LEGENDA - FIGURA 4.3

Estruturas sin-deposicionais

	Estratificações plano-paralelas		Laminações incipientes
	Laminações cruzadas		Maciço
	Estratificações cruzadas		Horizontes de seixos
	Em baixo ângulo		Estratificações cruzadas acanaladas
	Tangencial		de grande porte
	Tabular		de médio porte
			de pequeno porte

Estruturas sin a pós-deposicionais

	Marcas de raízes		Gretas de contração
	Dobra convoluta		Bioturbação intensa
	Estrutura em chama		Bioturbação moderada
	Plano de deslizamento		Bioturbação fraca
	Diques de areia		

Tipos de Contato

	Concordante
	Erosional

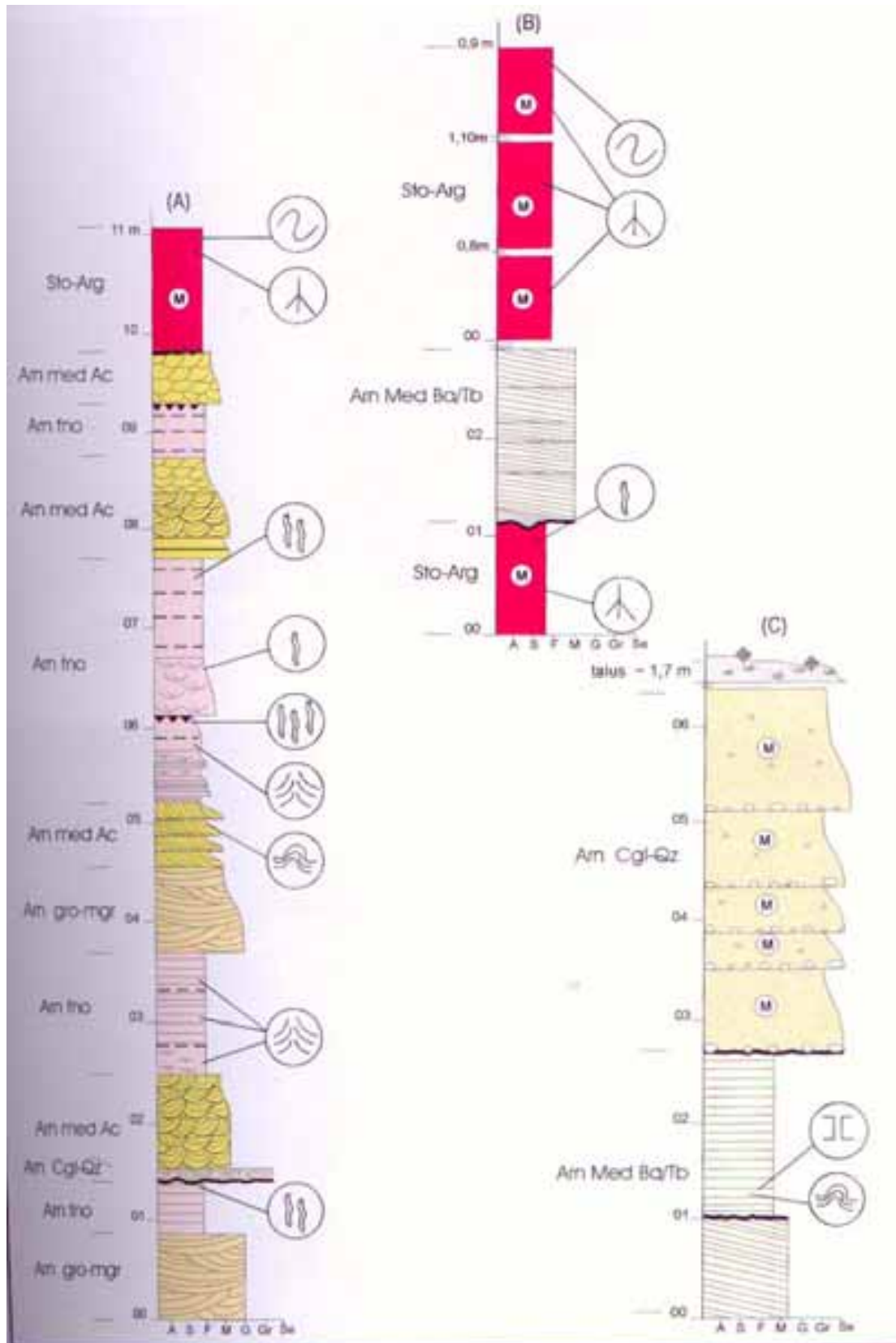


Figura 4.3 - Perfis faciológicos confeccionados para os pontos Pa02 (A) e Pa14C (B), Serra de Portalegre; ponto SS47A Serra de Santana (C).



Foto 4.1 – Arenito fino, maciço, da Fácies Arn fmg, com seixos flutuantes de quartzo em meio à granulometria predominantemente fina da rocha.



Foto 4.2 – Arenito fino, maciço, da Fácies Arn fmg. Pequena forma lenticular ocorre em direção ao topo, denunciando o início de um fluxo mais organizado. A coloração esbranquiçada decorre da pigmentação superficial por material caulínico suprajacente. Observar a coloração roxa a castanho escuro em locais de quebra da rocha (↑). Ponto Pa41, Serra de Portalegre.



Foto 4.3 - Arenito fino, maciço, da Fácies Arn fmg (a), com geometria tabular, fraturado, repousando discordantemente sobre rocha granítica do embasamento cristalino alterado (b). Ponto Pa39, Serra de Portalegre.



Foto 4.4 - Contato brusco (SD) do arenito da Subfácies Arn cgl-Qz (a) com o arenito fino, maciço da Fácies Arn fmg (b). Ponto Pa39, Serra de Portalegre.



Foto 4.5 - Arenito conglomerático da Subfácies Arn cgl-Qz, exibindo estratos lenticulares pouco espessos, com seixos de quartzo dispersos por todo o pacote e, por vezes, concentrados em alguns níveis. Ponto Pa39, Serra de Portalegre.



Foto 4.6 - Arenito conglomerático da Subfácies Arn cgl-Qz com intraclastos de arenitos grossos castanho escuro (a) e concreções ferruginosas roxo avermelhadas (b). Ponto Pa39, Serra de Portalegre.



Foto 4.7 - Lente conglomerática da Subfácies Arn cgl-Ag, com clastos avermelhados e arredondados de argila (↑), ocupando a porção basal de arenitos laminados da Fácies Arn fno (a), bem como sobrepondo arenito médio, maciço, da Fácies Arn med (b). Ponto Ma03, Serra de Martins.



Foto 4.8 - Horizonte conglomerático com clastos cauliniticos, esbranquiçados, angulosos (↑), da Subfácies Arn cgl-Ag. Ponto Pa 41, Serra de Portalegre.



Foto 4.9 - Arenito grosso a muito grosso da Fácies Arn gro-mgr, com coloração cinza esbranquiçada, silicificado, com estratificação cruzada acanalada de grande porte na porção superior (a) a intermediária, e aspecto maciço na porção basal (b). Ponto SS25, Serra de Santana.



Foto 4.10 - Corte transversal das estratificações cruzadas acanaladas em arenito grosso castanho da Fácies Arn gro-mgr (Obs.: as divisórias da escala da foto equivalem a 20 cm. Este valor é válido para as exposições seguintes em que esta escala estiver presente). Ponto Ma03, Serra de Martins.



Foto 4.11 - Arenito esbranquiçado, caulínítico, da Fácies Arn gro-mgr, evidenciando sets de estratificação cruzada tangencial, com *festoons* definidos por grânulos e seixos. Bolas decimétricas de argila ocorrem na porção basal da exposição (↑). Ponto Pa14B, Serra de Portalegre.



Foto 4.12 - Estrutura de corte e preenchimento de canal (PC), em arenito muito grosso da Fácies Arn gro-mgr, truncando sets da estratificação cruzada acanalada do arenito grosso, também da Fácies Arn gro-mgr. Ponto Pa14B Serra de Portalegre.



Foto 4.13 – Arenito médio da Subfácies Arn méd-Ac com pacotes de geometria levemente sigmoidal, na base, evidenciando internamente sets transversais de estratificações cruzadas acanaladas de médio porte. Para o topo da exposição esses arenitos passam a arenitos finos, castanho escuros, com estratificações plano-paralelas, da Fácies Arn fno. Ponto Pa02, Serra de Portalegre.



Foto 4.14 - Arenito fino a médio, Subfácies Arn med Ba/Tb (a), com laminações milimétricas em baixo ângulo, e pequenos estratos de geometria levemente sigmoidal. As laminações preenchem cavidades (\uparrow) do topo da camada de lamito da Fácies Sto-Arg (b). O contato discordante (SD) entre essas duas fácies é ressaltado não só pelas cavidades, que podem indicar uma superfície de exposição, mas também pela feição progradante, em *downlap*, dos sets em baixo ângulo por sobre a camada de lamitos (ver detalhe ao lado). Estrutura de bioturbação (bio) está presente nos lamitos e marcas de raízes (r) podem ser caracterizadas por manchas de redução em torno de núcleos escuros milimétricos. Ponto Pa14C, Serra de Portalegre.



Foto 4.15 - Arenito médio da Subfácies Arn med Ba/Tb, com estratificações cruzadas tabulares, observadas em duas dimensões. Ponto SS47A, Serra de Santana.



Foto 4.16 - Detalhe das estratificações tabulares, em arenito médio da Subfácies Arn med Ba/Tb, onde planos de granulometria fina e em alto ângulo (p) truncam sets de estratificações cruzadas em baixo ângulo (b). Localmente, calhas centimétricas com grãos de granulometria fina também ocorrem próximas à superfície de truncamento (c). Ponto SS47A, Serra de Santana.



Foto 4.17 – Pacote de arenito médio da Subfácies Arn méd Ba/Tb (a), com os sets de estratificações tabulares sendo truncados no topo por uma superfície discordante (SD), definida por uma crosta ferruginosa milimétrica. Sobre esse pacote, o arenito dessa mesma subfácies mostra estratificações horizontalizadas, cujos sets são definidos por alternâncias granulométricas, milimétricas, de areia fina e areia média. Ponto SS47A, Serra de Santana.



Foto 4.18 - Arenito fino, siltoso, da Fácies Arn fno, com laminações plano-paralelas localmente fluidizadas (↑) e estruturas de bioturbações (bio) verticalizadas, cortando essas laminações. Ponto Pa02, Serra de Portalegre.



Foto 4.19 – Gretas de contração preenchidas em arenito fino, siltoso, da Fácies Arn fno. Ponto Pa02, Serra de Portalegre.



Foto 4.20 - Laminações cruzadas (*climbing ripples*) em arenito fino, siltoso, da Fácies Arn fno. Ponto Ma03, Serra de Martins.

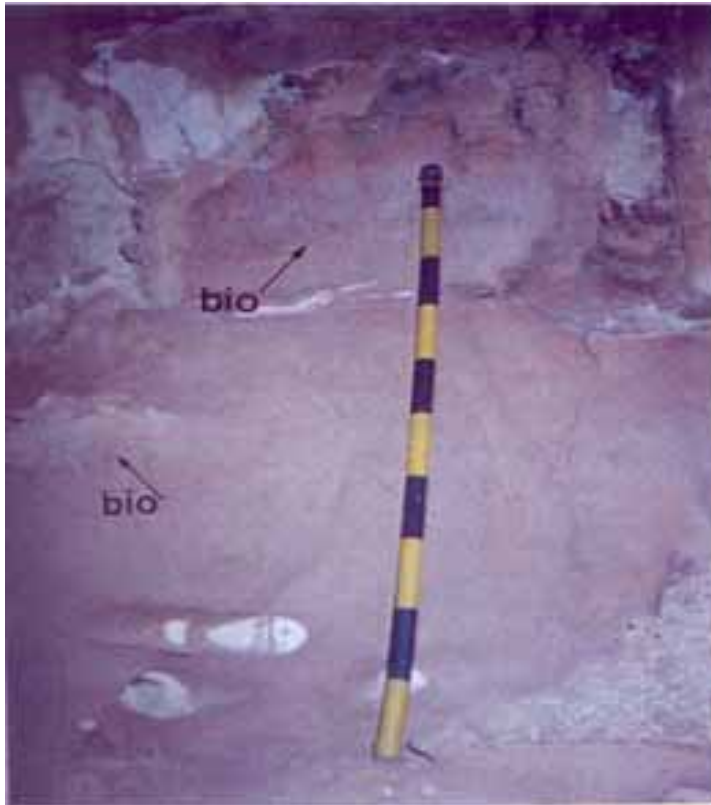
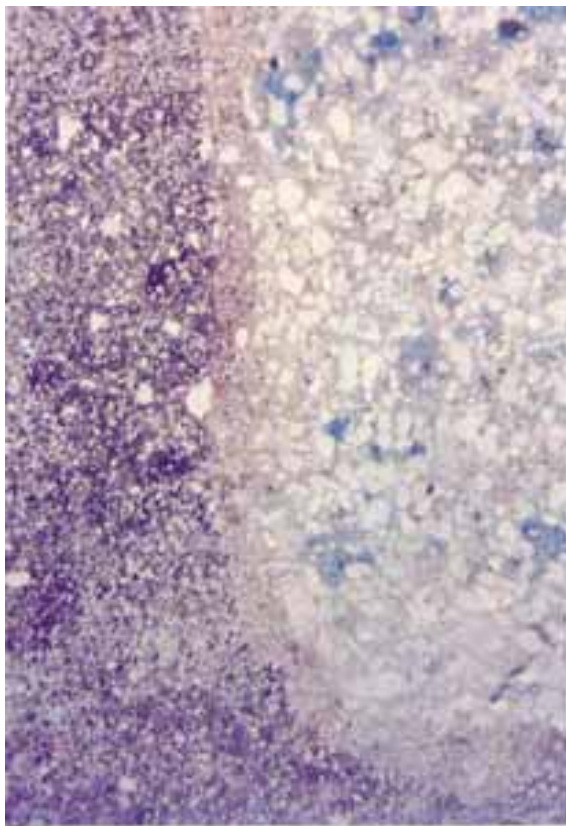


Foto 4.21 – Horizontes bioturbados (bio) em arenito fino siltoso, maciço da Fácies Arn fno. Ponto Ma03, Serra de Martins.



4.22 - Fotomicrografia evidenciando o preenchimento de um tubo vertical (*burrows*) por material de granulometria grossa, remobilizado da camada superior por organismos bioturbadores, em siltito da Fácies Sto-Arg. Nicóis paralelos, objetiva 6,5x.



Foto 4.23 – Siltito a argilito, maciço, da Fácies Sto-Arg (a), em pacote com geometria tabular, repousando em contato brusco (SD) sobre o arenito grosso, com estratificação cruzada acanalada da Fácies Arn gro-mgr (b). Ponto Pa14A, Serra de Portalegre. Sets cruzadas acanaladas.

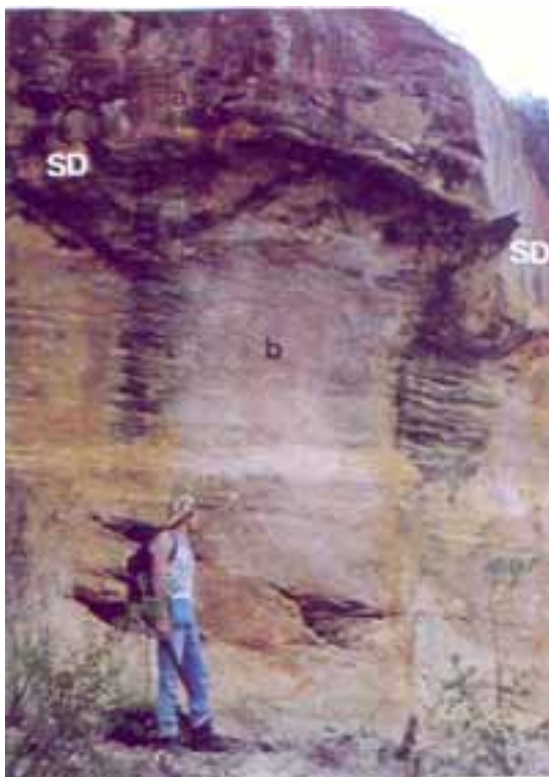


Foto 4.24 – Siltito a argilito, maciço, da Fácies Sto-Arg (a), em pacote com geometria tabular, repousando em contato brusco (SD) sobre o arenito grosso com estratificação cruzada acanalada da Fácies Arn gro-mgr (b). Ponto Pa14B, Serra de Portalegre.

4.3 - Sistema Depositional

Segundo Fischer e McGowen (1967, *apud* Gama Jr. 1989), o conceito de sistema deposicional, é aplicado quando os litótipos são analisados como um pacote tridimensional, constituído por uma mesma associação de fácies, sendo esses litótipos gerados por processos sedimentares atuantes nos ambientes de uma mesma província fisiográfica ou geomorfológica. Para estes autores, o termo *fácies*, na concepção de sistema deposicional, é utilizado no sentido de processos físicos, químicos e/ou biológicos, atuantes em um ambiente sedimentar, representando uma unidade real de conotação genética. Desta forma, a identificação dos sistemas deposicionais, para a área mapeada, está fundamentada na descrições faciológicas dos litótipos aflorantes, anteriormente abordadas, e que aqui assumirão um caráter genético, sendo ainda correlacionadas às fácies de sistemas deposicionais encontradas na literatura, visando a interpretação de um modelo deposicional para as rochas siliciclásticas da FSM.

4.3.1 - Sistemas Fluviais - Fundamentos Teóricos

Os sistemas fluviais compreendem comumente três ou quatro trechos: leques aluviais, curso médio entrelaçado e curso inferior meandrante, podendo ainda ser distinguido, entre o curso médio e o inferior, um trecho com sinuosidade relativamente baixa (Allen 1965) onde coexistem características de cursos entrelaçados e meandranes. Nem todos os sistemas fluviais são compostos por esses quatro trechos. Em terrenos íngremes, por exemplo, sistemas fluviais podem conter apenas leques e trechos entrelaçados, sem haver o desenvolvimento de cursos meandranes. Da mesma forma, em terrenos de declives extremamente suaves, os cursos meandranes tendem a se desenvolver muito mais e cursos entrelaçados, ou até mesmo leques, podem ser pouco representativos. Uma outra condição também observada na natureza é o desenvolvimentos de leques em áreas marginais a um corpo d'água (mar ou lago), constituindo leques deltáicos, também conhecidos como *fan-deltas*.

4.3.1.1- Leques Aluviais

De acordo com Collinson (1980), os leques aluviais possuem formas cônicas e se desenvolvem em áreas de alto relevo, onde o suprimento sedimentar é bastante abundante devido a rápida e intensa erosão, condicionada por fatores climáticos e/ou tectônicos. Segundo esse autor, os leques apresentam dois processos distintos de sedimentação: fluxos de baixa viscosidade e fluxos de alta viscosidade. Nilsen (1982) afirma que esse limitado número de processo produz uma variedade muito pequena de depósitos. Assim, apenas cinco tipos são comumente identificados nesse trecho de um sistema fluvial (Bull 1974, *apud* Collinson 1980): depósitos de lençóis de fluxo (*sheet flood*), canais de correntes (*stream channels*) e de peneira (*sieve*), associados à fluxos de baixa viscosidade; depósitos de fluxos de detritos (*debris flow*) e

de lama (*mud flow*), associados à fluxos de alta viscosidade. Segundo Nilsen (1982), a deposição dos sedimentos em lençóis de fluxo, se dá por processos de suspensão, saltação e tração em fluxos aquosos, resultando em depósitos estratificados, contendo uma variedade de estruturas indicativas de regimes de fluxo. Ainda de acordo com este autor, tais depósitos possuem pouca matriz argilosa, sendo suportados por areias e cascalhos; são relativamente bem selecionados, mostram clastos embricados e constituem as fácies distais mais características de leques de clima úmido. Os depósitos de correntes de canais se desenvolvem na superfície dos leques e por vezes podem estar confinados dentro dos lençóis de fluxo. Os depósitos nesses canais são também originados por processos de suspensão, saltação e tração em fluxos aquosos, formando corpos lenticulares, acamadados, de areias e cascalhos pobremente selecionados. Estratificações cruzadas são normalmente encontradas, nas formas de leito mais arenosas (Collinson 1980). Essas feições sedimentares, bem como o contato erosivo dos depósitos de correntes de canais com os sedimentos laterais e/ou subjacentes, constituem um dos melhores critérios diagnósticos para o reconhecimento desses depósitos (Collinson 1980). Em ambientes antigos, depósitos de corrente de canal são dificilmente reconhecidos, principalmente quando estes são pouco espesso e estratos conglomeráticos estão presentes, assemelhando-se a canais de rios entrelaçados (Nilsen 1982). Os depósitos de peneira consistem de lobos permeáveis de cascalho, formados quando o sedimento carregado leque abaixo é deficiente em granulometria fina (Collinson 1980). A alta permeabilidade dos depósitos proximais mais antigos causa uma rápida diminuição do fluxo, com a infiltração imediata de águas. Como resultado, cascalhos suportados por grânulos e seixos menores são depositados. Os depósitos de peneira têm sido mapeados, em leques modernos, geralmente próximos à área fonte e normalmente contêm fragmentos bem selecionados, monomíticos e angulosos (Nilsen 1982). Por outro lado, em ambientes antigos, este tipo de depósito é pouco reportado, provavelmente por causa de cimentações subseqüentes e eventual preenchimento posterior do espaço poroso por matriz de infiltração, mascarando assim sua característica mais marcante, ou seja, cascalhos suportados por grânulos e seixos (Nilsen 1982). Os depósitos de fluxos de detritos são pobremente selecionados, possuem gradação inversa em sua parte basal, mostram corpos de formas desorganizadas com *fabric* sedimentar isotrópico (maciços), e podem conter muita matriz, o que torna esses depósitos relativamente impermeáveis (Nilsen 1982). A área fonte é geralmente bastante rica em argila, onde os escorregamentos são íngremes e a vegetação é escassa. Esse fluxos se movem rapidamente e podem transportar grandes blocos rochosos, árvores e solos, entre outros. A abundância desses depósitos depende muito das litologias existentes na área fonte capazes de fornecer argilo-minerais, das condições climáticas que favoreçam a alteração dessas litologias e ao transporte por escorregamento em épocas de chuva, ou ainda de controles tectônicos que condicionem a movimentação desse tipo de fluxo.

Os depósitos de fluxo de detritos podem ser confinados a canais ou espriados lateralmente aos lençóis ou lobos de areias, em áreas baixas dentro dos leques; são bem definidos lateralmente e interdigitam-se aos depósitos de lençóis de fluxo (Nilsen 1982). Internamente aos leques, e de modo similar ao fluxo de detritos, ainda podem ocorrer fluxos de lama, os quais são constituídos essencialmente de materiais finos (siltes e argilas). Os fluxos de lama possuem uma viscosidade bem maior que os fluxos de detritos (Collinson 1980); os depósitos resultantes são essencialmente maciços e mostram uma geometria em finos lençóis espriados, podendo ocorrer de forma canalizada ou não, dentro dos leques (Nilsen 1982). Esse tipo de sedimentação argilosa produz extensas gretas de contração, quando solidificados.

4.3.1.2- Rios Entrelaçados e Meandrantas

Segundo Walker e Cant (1984), rios entrelaçados possuem baixa sinuosidade e múltiplos canais, que são variáveis em largura e profundidade o que implica, de acordo com Collinson (1980), numa elevada razão entre essas duas variáveis. Declives íngremes e bancos facilmente erodidos também são bastante comuns em rios desse tipo (Miall, 1981). Para Walker e Cant (1984), os depósitos resultantes de rios entrelaçados são caracterizados por rápidas flutuações de descargas intensas, pela presença de sedimentos grossos e compõem um modelo idealizado contendo uma complexidade de feições morfológicas, tais como: formas de leitos individuais (*sand waves* e dunas), barras, complexo de planície arenosa (*sand flat*) e ilhas com vegetação. Esses elementos se dispõem no interior de um amplo canal principal, limitado por bancos marginais. A sedimentação presente nesse conjunto de feições morfológicas compõe seqüências verticais completas de granodecrescência ascendentes, representadas pelo empilhamento vertical dos depósitos residuais (*lag*), de preenchimento de canal, de topo de barras e de acresção vertical. Os depósitos residuais, posicionados na base dessa seqüência, são compostos por sedimentos extremamente grossos, depositados no fundo do canal e podem conter, ou não, estratificações cruzadas acanaladas, mal definidas. Os depósitos de preenchimento de canais, ocupando a porção intermediária, são formados por sedimentos grossos com estratificações cruzadas, passando a cruzadas tangenciais, atingindo gradativamente sedimentos menos grossos, com estratificações cruzadas de baixo ângulo, caracterizando os depósitos de topo de barras. Os depósitos de acresção vertical, situados na porção superior da seqüência, são constituídos de material pelítico (argilitos, siltitos) entremeado por arenitos finos, ou alguns arenitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo. Os depósitos de acresção vertical, de um sistema fluvial entrelaçado, são pouco desenvolvidos e raramente encontram-se preservados, devido à erosão causada pela rápida migração lateral dos canais. Esses depósitos são formados nas ilhas com vegetação ou nos complexos de planícies arenosas (Walker e Cant 1984).

Em contraste aos entrelaçados, os rios meandrantess possuem alta sinuosidade, suaves declives e são caracterizados principalmente pela predominância de material sedimentar transportado em suspensão (Mial 1981). De acordo com Collinson (1980), o sistema meandrante é composto por um canal meandrante ativo, canais ou meandros abandonados e uma série de sub-ambientes próximo ao canal ativo, onde se desenvolvem depósitos de acreção vertical, diques marginais e depósitos de transbordamento. No fundo do canal ativo, os depósitos residuais de granulometria grossa são formados somente no momento de fluxo máximo (Walker e Cant 1984). Sobre essa superfície erosiva, a areia é transportada e acumulada originando macroformas de leito, caracterizadas pelas estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte. Com a diminuição da intensidade do fluxo são depositadas areias finas a médias, por acreção lateral, desenvolvendo os depósitos de barra em pontal, caracterizadas por estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte e cruzadas tabulares. Mais para o topo da barra, estratificações plano-paralelas e laminações cruzadas cavalgantes de corrente podem estar presentes (Allen 1970, *apud* Walker e Cant 1984). Os depósitos de diques marginais são caracterizados por estruturas sedimentares similares àquelas encontradas na barra em pontal, porém com granulometria mais fina. Ao contrário dos rios entrelaçados, os depósitos de acreção vertical são freqüentemente preservados e constituídos por extensos pacotes de siltitos e argilitos, os quais são depositados nas planícies de inundação, durante os períodos de cheia do rio, quando há um transbordamento sobre as margens do canal ativo, ou sobre canais que cortam estas margens, constituindo depósitos de *crevasse*. Nos depósitos de planícies de inundação, estruturas sedimentares como marcas de raízes e gretas de dissecação são bastante comuns (Allen 1970, *apud* Walker e Cant 1984). Na literatura, é comum a caracterização de dois tipos de depósitos fluviais meandrante, com sedimentos finos e com sedimentos grossos. Os depósitos do sistema meandrante com sedimentos finos normalmente apresentam seqüências completas de granodecrescência ascendente, constituídas pelas seqüências arenosas de acreção lateral da barra em pontal e pelos pelitos da planície de inundação (acreção vertical). Já os sistemas meandrantess com sedimentos grossos apresentam seqüências gradacionais truncadas, predominando a granulometria média a grossa.

4.3.1.3 - Sedimentação Eólica Associada a Sistemas Fluviais

O vento constitui um poderoso agente transportador de partículas sedimentares em qualquer ponto da superfície da Terra. Sua atuação é registrada toda vez que fragmentos soltos, de origens diversas, são expostos à ação atmosférica, seja em praias, planícies fluviais, solos ou exposições rochosas (Moraes e Raja Gabaglia 1986). No passado e no recente seu sistema deposicional mais característico é o desértico. Todavia, notáveis exemplos de sedimentação eólica associadas a depósitos fluviais têm sido mencionados na literatura, tanto

nos registros antigos como nos atuais. Neste último caso, por exemplo, enquadra-se a vasta planície de dunas eólicas que se estende por toda a região oeste do Estado da Bahia, resultado do retrabalhamento do material arenoso acumulado nas barras do Rio São Francisco. No tocante às seqüências fluviais antigas a existência de sedimentação eólica tem sido reportada com freqüência, especialmente relacionada a depósitos de sistemas de canais entrelaçados, em condições de clima árido a semi-árido (Mader 1982). Nesse último caso a semelhança entre a sedimentação eólica e fluvial por vezes dificulta a segura discriminação e rastreamento dessas duas unidades geneticamente distintas (Moraes e Raja Gabaglia 1986). Por outro lado, estudos detalhados desenvolvidos em depósitos eólicos antigos e recentes (a exemplo de Hunter 1977 e Kocuret e Dott Jr.1981) conduziram à definição de um conjunto de critérios para a identificação desse tipo de sedimentação, aqui agrupadas em quatro parâmetros principais: estratificações, texturas, variação composicional e análise das seqüências laterais e verticais de fácies.

Estratificações

Em qualquer sistema deposicional onde as fácies eólicas estejam significativamente presentes, seus processos se desenvolvem basicamente em três morfologias: dunas, interdunas e lençóis de areia (*low angle sand sheet* de Fryberger *et al.* 1979), estes últimos circundando os campos de dunas.

Nas dunas, a feição classicamente mais característica, divulgada na literatura, é a estratificação cruzada festonada ou tabular de grande porte e normalmente em alto ângulo. Embora estratificações tabulares em alto ângulo constituam em uma feição eólica muito comum, apenas sua presença não é suficiente para identificar esse tipo de sedimentação, uma vez que esta também ocorre em condições subaquosas (Kocuret e Dott Jr.1981). Hunter (1977) adotou uma terminologia para a identificação de estratos eólicos subdividindo-os em 3 tipos, cuja caracterização pode constituir em uma ferramenta importante na distinção de deposição subaérea e subaquosa:

a) Laminações por queda de grãos (*grainfall laminae*) - produzidas quando uma nuvem de grãos em suspensão na crista da duna perdem a energia cinética e caem sobre a face da duna a sotavento, queda esta que ocorre devido à irregularidade no regime dos ventos (Fryberger *et al.* 1979). Esse processo ocasiona a deposição intercalada de areias finas e areias médias, originando laminações milimétricas com excelente seleção de grãos.

b) Estratificações cruzadas por fluxo de grãos (*grainflow cross strata*) - resulta de avalanches na frente das dunas produzindo "línguas" de areias, onde gradações inversas estão presentes em função da atuação da pressão dispersiva, fenômeno este que surge devido ao intenso choque entre as partículas durante o fluxo de grãos (Bagnold 1954, *apud* Moraes e Raja Gabaglia 1986).

c) Estratificações cruzadas transladantes (*climbing transladant strata*) - formadas devido a superimposição de ondulações (*ripples*) que surge na superfície das dunas em resposta a ação dos ventos na face a barlavento das dunas, algumas vezes na face a sotavento e também em alguns depósitos eólicos de baixo ângulo. Hunter (1977) subdivide essas estratificações em 3 padrões principais, subcrítico, crítico e supercrítico (figura 4.4), de acordo com a relação angular do cavalgamento e da face a barlavento com a horizontal. Embora esse 3 padrões possam estar presentes em condições subaquosas e subaéreas, admite-se que as formas subcríticas sejam mais típicas de sedimentação eólica, apresentando em geral gradações inversas (Hunter 1977, Kocuret e Dott Jr.1981).

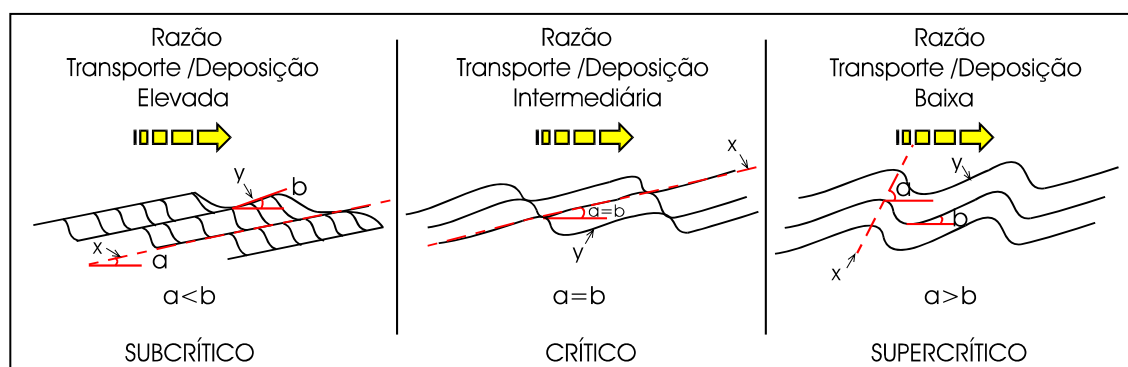


Figura 4.4 – Desenvolvimento dos três tipos de estratificações cruzadas transladantes. (a) é o ângulo entre o plano de cavalgamento (x) e a horizontal; (b) é o ângulo entre a face a barlavento (y) da duna e a horizontal. (adaptado de Hunter 1977, apud Moraes e Raja Gabaglia 1985).

Nas regiões de interdunas e lençóis de areias são formados depósitos eólicos de baixo ângulo com sedimentos fracamente bimodais (Moraes e Raja Gabaglia 1985). Assim como nas dunas, os processos sedimentares também são de natureza agradacional, produzindo estratificações preferencialmente horizontais, além de estratificações cavalgantes subcríticas e ondulações decimétricas (Ahlbrandt e Fryberger 1982).

Texturas

Os arenitos eólicos são classicamente referidos na literatura como sendo compostos por areias finas a médias, bem selecionadas. De acordo com Bigarella (1972), essas texturas ocorrem em grandes dunas produzidas em regimes de ventos constantes, especialmente se os sedimentos forem retrabalhados da região litorânea. Entretanto, as areias de lençóis de baixo ângulo ou pequenas dunas, cuja fonte de suprimento tenha sido sedimentos mal selecionados, como aqueles de um sistema fluvial, são passíveis de terem uma granulometria média variada (Moraes e Raja Gabaglia 1986). Existem três tipos de texturas muito características de sedimentação eólica, citadas na literatura:

- 1) textura em lâminas individualmente bem selecionadas, mais típica da parte frontal da duna;
- 2) textura bimodal na fração areia, mais característica dos depósitos com estratos em alto ângulo, encontradas preferencialmente nas “línguas” de areias;
- 3) gradações inversas, encontradas tanto no interior de fluxos de grãos como em ondulações transladantes, não sendo exclusiva de fácies eólicas.

Variações composicionais

O regime eólico é caracterizado pela grande quantidade de carga em saltação, com choque intenso dos grãos, implicando em uma rápida destruição de partículas mais frágeis e, portanto, na elevação da maturidade textural dos sedimentos. Conseqüentemente, fragmentos de vidros vulcânicos, grãos de minerais ferromagnesianos, material carbonático e especialmente grãos de feldspatos, cujas clivagens são planos de fraqueza, tendem a desaparecer com o contínuo transporte pelo vento (Moraes e Gabaglia 1986). Assim, o resultado é um enriquecimento de quartzo nos arenitos eólicos. Na maioria das vezes, a razão quartzo-feldspato é tão baixa nesse tipo de arenito, que em alguns casos pode ser utilizada na identificação de depósitos eólicos pouco espessos, intercalados a seqüências não eólicas.

Análise seqüencial

O termo seqüencial é aqui empregado de forma isenta a de qualquer conotação crono ou litoestratigráfica. A análise seqüencial trata da análise de pacotes de rochas que se sucedem na vertical e/ou lateral. No caso de sedimentos eólicos, alguns aspectos podem ser observados. O primeiro deles refere-se à persistência vertical de seqüências deposicionais monótonas, caracterizadas pelos mesmos padrões de estratificação, textura e composição (Mader 1982). As heterogeneidades internas das seqüências eólicas restringem-se apenas a súbitos truncamentos de laminações subhorizontais por laminações em alto ângulo. Em contrapartida, as seqüências fluviais tendem a apresentar caráter cíclico bem desenvolvido em unidades pouco espessas, sendo portanto freqüentes as variações de granulometria e composição. Existe ainda uma tendência dos ciclos fluviais apresentarem uma transição gradual, interna a cada um deles, da estratificação cruzada para a laminação subhorizontal (Moraes e Raja Gabaglia 1986).

Além de todos esses critérios que podem conduzir à identificação de sedimentação eólica, Moraes e Raja Gabaglia (1986) mencionam que a intercalação de processos fluviais e eólicos pode ter como produto a ocorrência de areias bem selecionadas, de origem eólica, recobrando lamitos no topo de ciclos de afinamento granulométrico para cima (*fining upward*) de origem fluvial, e/ou antecedendo a contatos erosivos que marcam o início de um novo ciclo fluvial sobreposto.

4.3.2 - Evidências do Sistema Fluvial na Formação Serra do Martins

A caracterização da fácies, anteriormente definidas, bem como a associação vertical e/ou lateral das mesmas, permitiram reconhecer para os litótipos da FSM, na serras de Portalegre, Martins e Santana, quatro depósitos fluviais principais: **fundo de canal**, **preenchimento de canal**, **transbordamento de canal** e de **planície de inundação**.

Os depósitos de **preenchimento de canal** foram caracterizados pelos arenitos grossos a muito grossos congregados na Fácies **Arn gro-mgr**, arenitos conglomeráticos da Fácies **Arn cgl**, e os arenitos médios a grossos da Subfácies **Arn med Ac**. Os arenitos grossos a muito grossos representam os depósitos de energia alta a moderada, onde estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, por vezes incipientes, são mais freqüentes. Os pacotes com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte representam formas de leito maiores, de cristas sinuosas, formadas em um regime de alta energia, que são comumente encontradas nas grandes barras arenosas que se desenvolvem dentro do canal. de um rio, por processos de tração. Os horizontes de seixos de quartzo e clastos de argila, que ocorrem associados aos estratos dos arenitos grossos a muito grossos e conglomeráticos, caracterizam as freqüentes retomadas na deposição, definindo as superfícies de reativação de 2ª ordem, separando os estratos em algumas exposições (seção I, anexo II-A). Os mesmos foram interpretados como **depósitos de fundo de canal**, que se desenvolvem durante a mais alta energia de deposição. Já os arenitos médios a grossos da Subfácies **Arn med Ac** indicam uma moderada energia na deposição dos sedimentos, em decorrência da diminuição do fluxo. Os pacotes com cruzadas acanaladas de médio a pequeno porte e tangenciais representam formas de leito menores, também de cristas sinuosas. Essa energia possivelmente diminui para o topo das camadas e em conseqüência são depositados arenitos médios a finos, estratificados, constituindo os sedimentos superiores dos depósitos de preenchimento de canal.

Ainda aos **depósitos de preenchimento de canal** foram congregados os arenitos médios a finos da Subfácies **Arn med Ba/Tb**. Em algumas exposições das serras de Portalegre e Santana os litótipos da Subfácies **Arn med Ba/Tb** mostram feições extremamente laminadas, assemelhando-se à fácies de **sedimentação eólica**. Esse tipo de sedimentação também pode ser subordinadamente desenvolvida em sistemas fluviais, quando as formas de leito arenosas subaquosas ficam expostas ao vento, em períodos de estiagens relativamente longos, e as partículas de areia são retrabalhadas e redepositadas por processos de saltação. No afloramento Pa14A da Serra de Portalegre, as alternâncias (centimétricas) de areia média e areia grossa, em arenito da Subfácies **Arn med Ba/Tb** (detalhe fotográfico da seção III, anexo 2-C), sugerem evidências de bimodalidade, com a estratificação em baixo ângulo sendo bem marcada por lâminas individualmente bem selecionadas. No afloramento SS47A da Serra de Santana, planos de estratificações tabulares em alto ângulo (entre 30° e 40°), presentes nos

litótipos desta subfácies, também são definidos por lâminas milimétricas de areias finas. Nesta exposição, essas feições assemelham-se às lâminas produzidas por quedas de grãos, comumente encontradas em depósitos eólicos. Essas lâminas se depositam na parte frontal de dunas eólicas quando as partículas finas que estão em suspensão na crista da duna perdem a energia cinética (devido à irregularidade do vento) e caem sobre a face da duna. O resultado desse processo é a formação de lâminas de areia individualmente bem selecionadas. Pequenas calhas de areia fina, presentes no interior dessas estratificações, podem ser o resultado da acumulação por queda de grãos na parte frontal de dunas. Ainda na exposição SS47A da Serra de Santana, a ocorrência de uma monótona seqüência de arenitos com estratificações plano-paralelas sobrepondo o pacote com estratificação tabular em alto ângulo (seção IV, anexo II-D), pode representar sedimentos de interdunas, onde estratificações definidas por extensas laminações horizontalizadas, também individualmente bem selecionadas, estão presentes juntamente com algumas gradações granulométricas inversas encontradas em algumas lentes no interior desse pacote.

É necessário evidenciar que embora exista semelhança entre algumas características observadas nos arenitos da Subfácies **Arn med Ba/Tb** e feições de sedimentação eólica, tais características não são suficientes para que se comprove a origem eólica dos litótipos desta subfácies, uma vez que estratificações tabulares em alto (ou em baixo) ângulo e estratificações plano-paralelas, com lâminas individualmente bem selecionadas, também são passíveis de se formarem em condições subaquosas de baixa energia. Contudo, os depósitos eólicos em sistemas fluviais tenderão a ser deficientes em critérios diagnósticos, uma vez que as partículas disponíveis para sedimentação e o próprio regime de vento são diferentes daqueles encontrados nos locais onde a sedimentação eólica é mais característica, ou seja, nos desertos e/ou no litoral. Por outro lado, a ausência de outras texturas e estruturas diagnósticas da sedimentação eólica, tais como estratificações cruzadas por fluxo de grão, estratificações cruzadas transladantes, ou até mesmo a melhores evidências de bimodalidade granulométrica, dificultam uma caracterização mais precisa desse tipo de depósitos. A bimodalidade sugerida na escala de afloramento, por exemplo, não é atestada na petrografia das lâminas delgadas (ver detalhe I da seção IV, anexo II-D) ou nem mesmo em análise granulométrica, efetuadas para arenitos desta subfácies (observar os histogramas nas seções III e IV do anexo II). Desta forma, optou-se por atribuir os litótipos da Subfácies **Arn med Ba/Tb** à sedimentação subaquosa de baixa energia. As estratificações cruzadas tabulares e de baixo ângulo, encontradas nos arenitos médios a finos desta subfácies, representam formas de leito de crista reta. A associação vertical com arenitos finos, laminados, e siltitos argilosos, sugere que essas formas de leito de crista reta devem ter se formado em regime de fluxo superior, com processos trativos em lâmina d'água bastante rasa, provavelmente em locais de fluxo mais restrito próximo às margens do canal; deste modo os *sets* de estratificação são freqüentemente

erodidos, gerando as nítidas superfícies internas de truncamento (foto 4.16). As finas crostas ferruginosas, observadas no topo do pacotes da Subfácies **Arn Med Ba/Tb** (foto 4.17), podem constituir um registro de exposição subaérea de algumas dessas formas de leito, gerando uma superfície discordante. Em outros locais, provavelmente mais para o centro do canal, a retomada da deposição erodi a parte superior das formas de leito de crista reta e o registro encontrado corresponde, apenas, a pequenos corpos em forma de cunha e com estratificações em baixo ângulo, em meio a pacotes de arenitos grossos a muito grossos com cruzadas acanaladas (detalhe fotográfico da seção III, anexo II-C).

Os **depósitos de transbordamento de canal** foram interpretados para alguns pacotes de arenitos finos a siltosos da Fácies **Arn fno**, a exemplo daqueles observado no afloramento Ma03 da Serra de Martins. Esses pacotes correspondem àqueles com laminações em baixo ângulo, na parte inferior da exposição, e as camadas com *climbing ripples*, da porção intermediária, as quais são capeadas por camadas de arenitos finos, maciços, com vários níveis de bioturbação. Esses depósitos são originados sob um regime de fluxo superior, em condições de energia baixa a moderada quando, em épocas de cheia, o rio transborda do seu curso atual sobre um curso já abandonado, ou sobre um novo curso. O resultado desse transbordamento é a acumulação de corpos de areia finas com laminações em baixo ângulo, discordantemente sobrepostos a arenitos médios a grossos, com cruzadas acanaladas de pequeno porte, dos depósitos de preenchimento de canal. Na exposição Ma03 da Serra de Martins (seção V, anexo II-E), o limite entre a porção basal desse depósito e as fácies interpretadas como de preenchimento de canal é definido pela lente conglomerática com seixos de argila, a qual marca o início do transbordamento. Os vários níveis de bioturbação registrados em siltitos a arenitos muito finos, na parte superior a intermediária, caracterizam a instalação dos depósitos de planície de inundação sobre as fácies de transbordamento. Toda a seqüência é capeada (de forma discordante) novamente pelos arenitos grossos a muito grossos dos depósitos de preenchimento de canal, marcando assim a retomada da deposição em alta energia e provável alargamento do canal.

Os **depósitos de planície de inundação** foram interpretados para os **arenitos finos e siltosos**, com laminações plano-paralelas, ou maciços, da Fácies **Arn fno**, os quais contêm bioturbações, marcas de raízes e gretas de contração. As marcas de raízes e as gretas de dissecação presentes nos litótipos desta fácies, observadas no afloramento Pa02 da Serra de Portalegre, constituem um registro diagnósticos das exposições a que são submetidas as planícies de inundação, onde os depósitos são formados predominantemente por acreção vertical de material fino a pelítico, em condições de baixa energia de deposição, apenas nos períodos de cheia do rio. Os níveis de bioturbações verticais, freqüentemente presente nos litótipos desta fácies, caracterizam as rápidas inundações a que são submetidas essas planícies, e que freqüentemente afogam parte da vida vegetal e/ou animal ali existente. Tais inundações

podem ser provocadas por subida do nível d'água no rio, em épocas de chuva; por subidas do nível de base em função de pulsos tectônicos, e/ou até mesmo por subidas do nível do mar, quando os rios já estão próximos à costa.

Foram ainda incluídos, nos depósitos de planície de inundação, os **siltitos** e **argilitos** maciços da Fácies **Sto-Arg**, muito embora os lamitos desse subambiente sempre mostrem algum tipo de estratificação. A ausência de estruturas sedimentares nos extensos pacotes de siltitos e argilitos, bem como a sua forma discordante de repousar sobre fácies de preenchimento de canal, e/ou até mesmo sobre as fácies típicas de planície de inundação, sugerem sua deposição a partir de fluxos de lama (*mud flow*). Embora fluxo de lama seja um processos deposicional comum em leques aluviais, sua associação a depósitos de canais fluviais pode está relacionada a rápidas deposições de lama remobilizada da própria planícies de inundações, a partir de pulsos tectônicos. Uma outra hipótese é a de que esses depósitos de lama, maciços, representem sedimentos de planícies de inundação que foram afetados por deformações tectônicas sin a pós-deposicionais, obliterando as estruturas primárias dos litótipos. Os planos de deslizamento, o *fabric* predominantemente isotrópico (maciço), bem como as marcas de raízes e estruturas de bioturbação totalmente remobilizadas, observados nesses siltitos e argilitos, sugerem que essa última hipótese seja a mais provável.

Para a Fácies **Arn fmg**, restrita à Serra de Portalegre, até o momento não foi possível atribuir uma conotação genética muito precisa, em função da ausência de estruturas que permitam associá-la aos depósitos acima interpretados. Em alguns locais do ponto Pa41, na serra supracitada, a ocorrência de horizontes de areia grossa, intercalados a estratos de granulometria predominantemente fina, mostrando gradação granulométrica inversa na base dos estratos, assemelha-se a "sedimentação em carpete de tração". O termo carpete de tração foi proposto por Dzulynski e Sanderes (1962, *apud* Sonh 1997) para descrever camadas contendo alta concentração de "carga sedimentar acamadada". Hiscott e Middleton (1980, *apud* Hiscott 1994) também adotaram esse termo para explicar a origem de "estratificações espaçadas" (ou "carga sedimentar acamadada"), compondo uma sucessão de estratos com gradação granulométrica inversa, em turbiditos mergulhando para um corpo d'água. Para Lowe (1980) a deposição em carpete de tração é análoga à sobreposição de fluxos de grãos (*grain flow*) em ambientes subaquosos. Um conceito mais abrangente foi recentemente introduzido na literatura por Sonh (1997), o qual afirma que carpete de tração se desenvolve sob rápida dissipação de energia em fluxos sedimentares turbulentos, tais como correntes de turbidez, fluxos piroclásticos, fluxos subaéreos hiperconcentrados e fluxo sedimentar produzidos por ondas. O produto desse processo sedimentar, de acordo com Sonh (1997) são corpos contendo alta concentração de partículas, clastos flutuantes em meio a uma matriz predominantemente fina, contendo estruturas de fluidização ou corpos com estratificações espaçadas, as quais podem exibir ou não gradações granulométricas inversas (figura 4.5).

Ainda segundo esse autor, a deposição em carpete de tração ocorre via agradção progressiva de camadas e/ou estratos sobre uma superfície estática (figura 4.6), e pode mostrar duas regiões principais de concentração de partículas: uma friccional, que sobrepõe a superfície estática e contém partículas predominantemente finas, e outra colisional, que sobrepõe a região friccional e pode conter gradções granulométricas inversas geradas a partir da atuação de uma pressão dispersiva, que tende a jogar as partículas grandes para a parte superior da região de colisão.

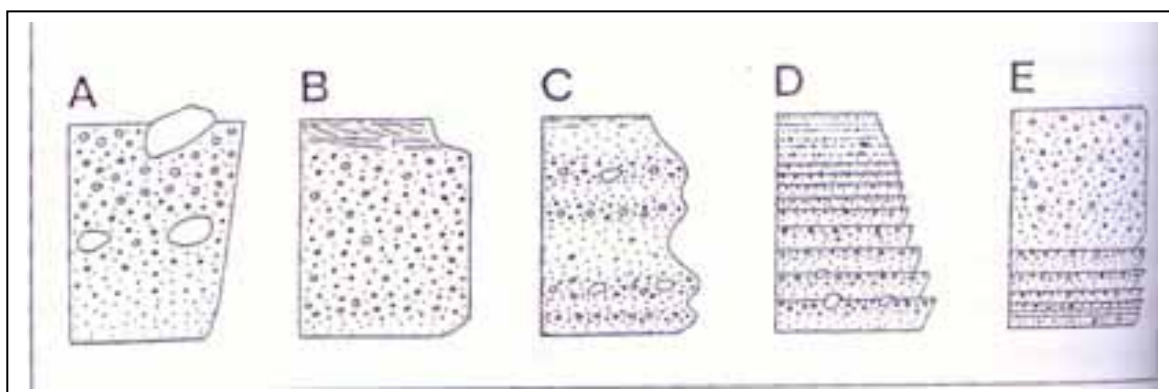


Figura 4.5 - Modelos esquemáticos de vários depósitos produzidos por sedimentação em carpete de tração: a) com gradção granulométrica inversa e bandamento espesso; b) aspecto maciço com gradção granulométrica inversa, na base e finos estratos no topo do pacote; c) difusamente estratificado; d) finos estratos com gradção granulométrica inversa na base e constituindo uma seqüência de *fining-upward*, e e) pacote com finos estratos basais contendo gradção granulométrica inversa, sobreposto por um espesso estrato, também com gradção granulométrica inversa na base. (Sonh 1997).

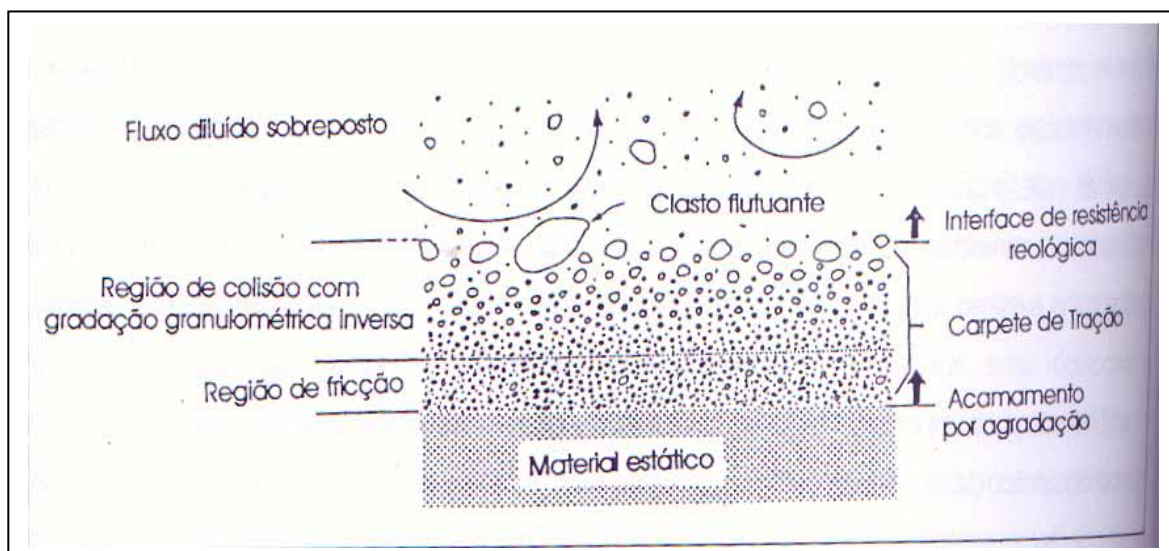


Figura 4.6 – Regiões internas de um carpete de tração (Sonh 1997).

Segundo Sonh (1997), todo esse processo, anteriormente explanado, pode resultar em uma unidade relativamente espessa, contendo uma série de estruturas internas, as quais

podem não ser distinguíveis daquelas existentes nos depósitos de fluxos de detritos. Desta forma, para os arenitos da Fácies **Arn fmg** é sugerido que os estratos de areia grossa, com gradações inversas na base, e os horizontes de seixos flutuantes em meio a uma massa essencialmente fina, representem feições características de depósitos originados por fluxos turbulentos, independente de ser fluxo gravitacional de detritos, correntes de turbidez, ou outros. Os finos estratos (< 10 cm), que localmente são observados no topo de camadas maciças (a exemplo da foto 4.3), podem marcar o início de um fluxo mais organizado, similar ao modelo esquemático B da figura 4.5. A forma de ocorrência dos litótipos da Fácies **Arn fmg**, preenchendo depressões no substrato e sendo discordantemente sobrepostos por fácies dos depósitos de preenchimento de canal, podem indicar que a mesma depositou-se em um estágio inicial de sedimentação, por fluxos gravitacionais e/ou turbulentos de sedimentos preenchendo esses baixos estruturais do embasamento cristalino, anteriormente à deposição das fácies de pericimimento de canal. Gretas de dissecação preenchidas e crostas ferruginosas no topo dos pacotes de arenitos da Fácies **Arn fmg**, denunciam que estes depósitos ficaram algum tempo expostos às condições subaéreas. O contato lateral brusco dos litótipos desta fácies com corpos graníticos (limitando-se, localmente, por um plano de falha), comprova o condicionamento desse tipo de depósito aos baixos do embasamento.

Uma outra possibilidade que ainda deve ser considerada é a de que o aspecto predominantemente maciço nos litótipos da Fácies **Arn fmg** também pode estar condicionado à deformação tectônica sin a pós-deposicional. A quase ausência de estruturas primárias, é bastante marcante em algumas exposições, a exemplo dos pontos Pa19 e Pa39, da Serra de Portalegre. Essa deformação pode ter destruído a maior parte das suas feições sedimentares originais, resultando em um *fabric* isotrópico, com raras laminações convolutas, freqüentes bolsões de areia grossa e alguns seixos “flutuantes”. Preliminarmente, esse conjunto de feições pode ser relacionado à fluidização induzida por abalos sísmicos e será abordada no capítulo 6 desta dissertação. Outras feições diagnósticas de fluidização, citadas anteriormente, são as estruturas colunares presentes nos litótipos da Fácies **Arn cgl**, bem como as dobras convolutas e diques de arenito presentes nas rochas da Fácies **Arn med**. É necessário evidenciar que o mecanismo gerador dessas estruturas ainda é bastante discutido, visto que estas podem resultar apenas do escape de água do interior dos estratos, ainda não litificados e que foram soterrados por rápidas descargas de sedimentos (Postma 1983). Esse tipo de descarga pode condicionar o processo de sedimentação em sistemas fluviais entrelaçados, cujo aporte de sedimentos seja controlado por condições climáticas envolvendo chuvas torrenciais intercaladas a períodos de estiagens relativamente curtos.

Os depósitos anteriormente descritos encontram-se associados vertical e lateralmente, e os perfis faciológicos representados nas figuras 4.1, 4.2 e 4.3 mostram ciclos completos e

incompletos, com granodecrescência ascendente, caracterizando as constantes variações no regime de fluxo durante a deposição.

A integração dos dados de afloramentos sobre as serras, congregados as associações faciológicas, observadas nas escarpas, permitiram visualizar a distribuição areal das fácies (anexo I-A, B e C) e, conseqüentemente, inferir domínios para os depósitos interpretados. Os litótipos de granulometria mais fina (fácies **Arn fno** e **Sto-Arg**) encontram-se na parte norte das serras estudadas, localizados preferencialmente no topo das mesmas, onde parece dominar os **depósitos de planície de inundação e transbordamento de canal**. As exposições mais características desse depósitos encontram-se nos platô de Portalegre e Martins (nos pontos Pa02, 07, 14,18 e 19; Ma03, 12,18, e19, dos anexos I-B e I-C, respectivamente). Já as fácies arenosas a conglomeráticas (fácies **Arn med**, **Arn gro-mgr** e **Arn cgl**) constituem os pacotes de maior expressão nos perfis faciológicos e estão distribuídas por toda a porção sul dos platôs, indicando o domínio dos **depósitos de preenchimento de canal e fundo de canal**, nessa parte de cada serra. A integração desses depósitos permite reconhecer para os litótipos da FSM, nos platôs de Portalegre, Martins e Santana, um sistema fluvial entrelaçado não típico, com características locais de sistemas meandrantés, a exemplo de uma planície de inundação relativamente extensa e com depósito de transbordamento, o que levaram a interpretar o sistema deposicional como **entrelaçado a meandrante grosso**, corroborando com aquele interpretado por Menezes e Lima Filho (1997), para os litótipos desta formação na Serra de Portalegre.

Os depósitos se integram em um modelo de um sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso instalado sobre litótipos do embasamento cristalino (figura 4.7), onde os principais **elementos morfológicos** são: as **barras**, que deram origem ao sistema entrelaçado e contêm as fácies **Arn cgl**, **Arn gro-mgr**, Subfácies **Arn med Ac** e Subfácies **Arn Med Ba/Tb**; e as **planícies de inundação**, onde se desenvolveram os **depósitos de planície de inundação e de transbordamento de canal**, representados pelas fácies **Arn fno-sto** e **Sto-Arg**.

Na região de Portalegre, depósitos de fluxos turbulentos, caracterizados pelos litótipos da Fácies **Arn fmg**, provavelmente antecederam a instalação desse sistema e ocuparam os baixos estruturais relacionados a reativação da Zona de Cisalhamento Potalegre, a qual afeta as rochas cristalinas na base daquele platô.

As atitudes de paleocorrentes coletadas mostram que as formas de leito do **sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso**, migravam principalmente para norte-nordeste e norte-noroeste (ver os diagramas de paleocorrentes de cada, nos anexos I-A, B e C), com a carga sedimentar cada vez mais distante da área fonte, migrando rumo a costa segundo *trends*

no intervalo 310°-020° Az, com vetor médio direcionado para 345° Az na Serra de Portalegre, para 08° Az na Serra de Santana e 07° Az na Serra de Martins. Outras direções subordinadas são ainda evidenciadas para nordeste (040°-060° Az) e, em menor proporção, para sudoeste (200°-230° Az) e sudeste (110°-130° Az).

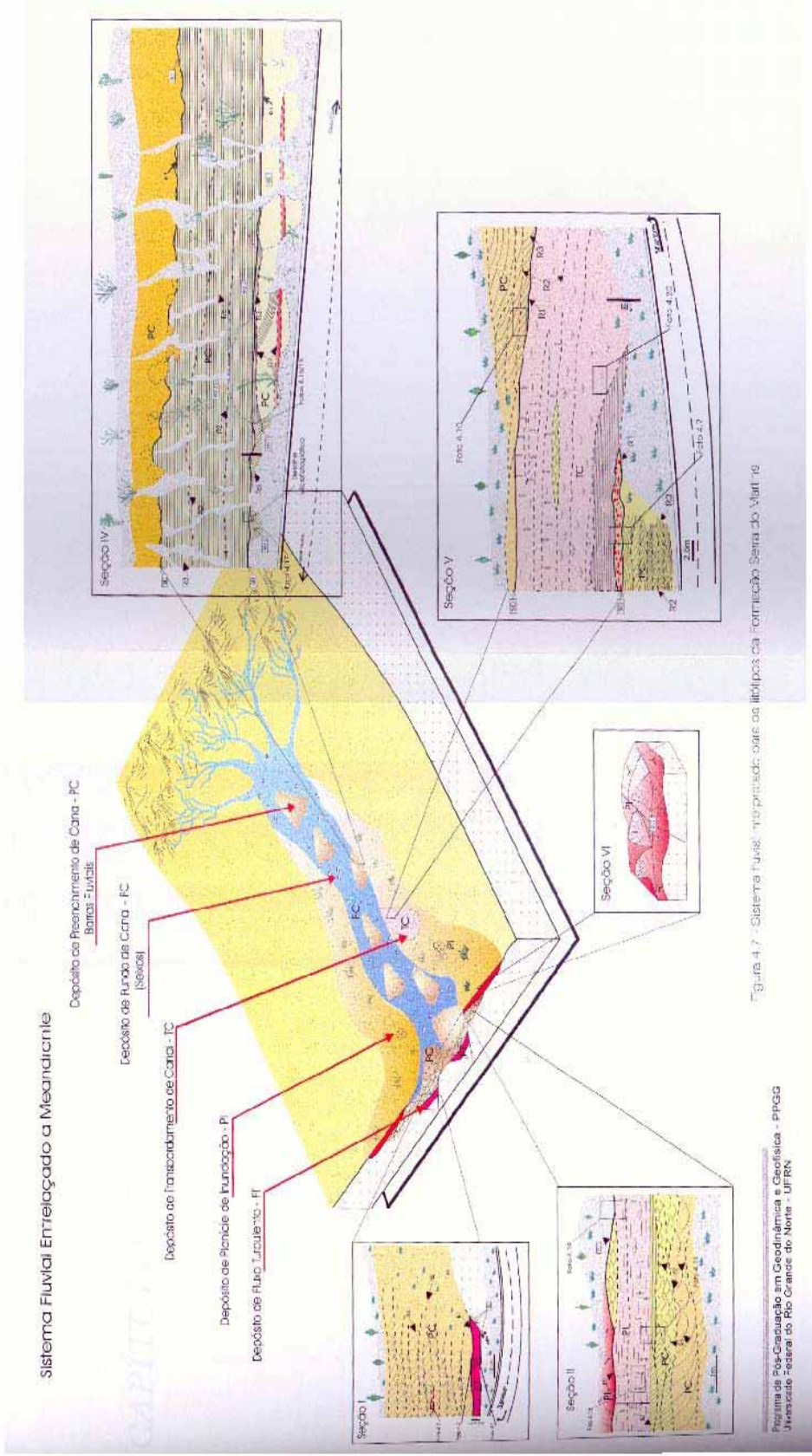


Figura 4.7 - Sistema fluvial, interpretado base os litótipos da Formação Serra do Mariz

CAPÍTULO V: PETROGRAFIA E DIAGÊNESE

5.1- Introdução

A petrografia microscópica foi reconhecida como ferramenta para estudo de rochas sedimentares por Henry Sorby, em meados do século XIX (Pettijonh *et al.* 1973). Essa ferramenta passou a ter considerável importância como área de pesquisa, dentro da sedimentologia, a partir do direcionamento da pesquisa para a indústria de exploração do petróleo, com os estudos detalhados dos espaços porosos capazes de armazenar hidrocarbonetos (Adams *et al.* 1984, *apud* Vieira 1991). Inúmeras outras áreas de investigação, utilizando microscopia ótica, surgiram ao longo das últimas décadas.

No estudo das rochas sedimentares, a petrografia microscópica convencional, auxiliada por outras técnicas, a exemplo da microscopia eletrônica de varredura (MEV) e difratometria de raios-X (DRX), tem constituído a base para a identificação dos constituintes detríticos e autigênicos, para o entendimento das relações texturais entre estes e, conseqüentemente, da evolução diagenética dos litótipos sedimentares dentro de uma bacia (Anjos e De Ros 1990). Assim, a descrição da mineralogia e da textura, de forma integrada e significativa, permitem inferir não só a origem dos constituintes detríticos, como também as condições diagenéticas e de soterramento dos sedimentos no seu ambiente de deposição. Neste capítulo, serão abordadas as características petrográficas e diagenéticas da FSM, visando à caracterização do ambiente diagenético e, conseqüentemente, das condições de soterramento desta unidade.

Para a caracterização petrográfica e diagenética dos conglomerados, arenitos e siltitos da FSM foram descritas lâminas delgadas de amostras representativas das fácies definidas no capítulo anterior. Em um primeiro item, as características petrográficas enfatizadas estarão voltadas, sobretudo, para os aspectos texturais e composicionais dos constituintes detríticos e, subordinadamente, dos autigênicos (a exemplo do cimento). A descrição detalhada do cimento e de outros constituintes diagenéticos, bem como a porosidade desses litótipos, serão abordados em um segundo item, onde o enfoque estará voltado para a evolução diagenética da unidade em estudo. As características do ambiente diagenético e as condições de soterramento, bem como a classificação e proveniência dos litótipos siliciclásticos da FSM também serão reportados, respectivamente, nos dois últimos itens deste capítulo, após a caracterização petrográfica e diagenética dessas rochas.

5.2 – Petrografia

5.2.1 - Aspectos Texturais

- Granulometria

A granulometria, principal critério de separação dos conglomerados (Cgl-Qz e Cgl-Ar), arenitos (Arn fmg, Arn gro-mgr, Arn med e Arn fno-sto) e lamitos (Sto-Arg) em diferentes fácies, varia da fração silte a seixo, segundo a classificação de Wentworth (1922, *apud Blatt et al.* 1980) para os intervalos granulométricos propostos por Udden (1898, *apud Blatt et al.* 1980). A caracterização granulométrica (feita no campo por comparação visual) foi refinada, em laboratório, através do cálculo da média dos diâmetros maiores dos grãos em lâminas delgadas representativas de cada fácies. Para a obtenção dessa média observaram-se os intervalos granulométricos mais freqüentes dos grãos detríticos existentes na lâmina, elegendo-se dez grãos desse intervalo para a medição do seu diâmetro maior. Na fácies mais argilosa (Sto-Arg), os raros grãos presentes, em meio à massa argilo-ferruginosa cimentante possuem, em média, 0,043 a 0,052 mm de diâmetro maior embora, localmente, grãos da fração areia média (0,45 mm) também estejam presentes. Já nos litótipos mais arenosos, o tamanho médio dos grãos varia entre 0,138 a 0,165 mm, para os arenitos da Fácies Arn fno; 0,215 a 0,445 mm, para os arenitos da Fácies Arn med e, em geral, de 0,924 a 1,488 mm na Fácies Arn gro-mgr. Nos litótipos da Fácies Arn fmg e para a matriz da Fácies Arn cgl o tamanho médio dos grãos mostra um intervalo muito amplo de variação, indo desde areia muito fina a areia muito grossa, sem que haja um intervalo granulométrico dominante.

- Arredondamento/Esfericidade

Os grãos detríticos presentes nas rochas sedimentares da FSM são comumente angulosos a subangulosos, com baixo grau de esfericidade, para as fácies mais grossas, a exemplo da Fácies Arn gro-mgr e Subfácies Arn med Ac. As fácies mais finas tendem a apresentar um grau de arredondamento e esfericidade maior, a exemplo da Subfácies Arn med Ba/Tb e Fácies Arn fno. Todavia, dentro de uma mesma fácies, também pode ser observado que a granulometria possui um controle inverso ao arredondamento, a exemplo das Fácies Arn Sto-Arg e Arn fmg, para as quais os grãos da fração silte grosso e/ou arenito fino são, em geral, bastante angulosos e não esféricos e os raros grânulos presentes mostram um arredondamento maior, muito embora sejam pouco esféricos.

- Seleção dos Constituintes

A maior parte das rochas sedimentares da FSM exibe um selecionamento pobre dos constituintes detríticos. As fácies Arn fmg, Arn cgl, Arn gro-mgr e subfácies Arn med Ac, mais

freqüentes nos platôs estudados, mostram, por vezes, três intervalos distintos de fração granulométrica, o que permite classificar essas rochas como muito pobremente selecionadas, nos litótipos mais grossos, a moderadamente selecionadas, nos litótipos de granulometria predominantemente média. O bom selecionamento é observado apenas nos arenitos da fácies Arn fno-sto e subfácies Arn méd Ba/Tb, onde os constituintes detríticos apresentam praticamente a mesma dimensão, caracterizando estes como moderadamente a bem selecionados.

5.2.2 – Composição

- Constituintes Principais

A análise petrográfica dos litótipos siliciclásticos da FSM revela que, em média, 60% a 70% dessas rochas são constituídas de grãos detríticos. O quartzo é o único constituinte principal do arcabouço das rochas siliciclásticas da FSM, totalizando 99% desses grãos. Este mineral está presente em todas as fácies, sendo predominantemente monocristalino, xenomórfico, plutônico, com extinção reta ou, mais freqüentemente, ondulante. O quartzo tipo policristalino ocorre raramente, estando preferencialmente presente nas fácies mais grossas. Seu modo de ocorrência mais comum é em grãos constituídos por cristais menores, equidimensionais, formando arranjo em mosaico. Tanto o quartzo mono quanto o policristalino mostram bordas extremamente corroídas.

- Constituintes Acessórios

Os constituintes acessórios representam menos de 1% da composição das rochas sedimentares da FSM e são caracterizados pela presença de mica (mineral leve, densidade < 2.3 g/cm³), opacos, turmalina, zircão, rutilo, leucoxênio, anatásio e estaurolita (minerais pesados, densidade > 2,3 g/cm³). A mica, essencialmente muscovita, embora ocorra como mineral traço, é mais comum na Fácies Arn fno, estando presente em menor proporção nas outras fácies, onde comumente se transforma parcialmente em caulinita. Os opacos e o zircão também são mais comuns nas fácies mais finas com laminações plano-paralelas, onde geralmente formam níveis milimétricos escuros de minerais pesados, em meio a essas laminações. Já a turmalina e a estaurolita são encontradas tanto nos arenitos de granulometria grossa (fácies Arn gro-mgr e Arn med) quanto nos litótipos de granulometria fina (Fácies Arn fno-sto), sendo a estaurolita restrita aos litótipos da Serra de Santana. As associações de opacos e zircão às fácies finas e turmalina e estaurolita às fácies grossas, refletem a afinidade de alguns minerais pesados à determinadas classes granulométrica, em função do tamanho original do mineral pesado na rocha fonte.

- Matriz e Cimento

A matriz, embora quase inexistente, ocorre como constituinte traço, caracterizada por argilas de infiltração em alguns rochas das fácies Arn gro-mgr e Arn med, ou associada, predominantemente, às fácies conglomeráticas, onde resulta da deposição simultânea de argilas, areias e grânulos como resultado de fluxos de alta viscosidade. Ao contrário da matriz, o cimento ocupa grande volume do espaço intergranular das rochas da FSM, em quase todas as fácies, constituindo cerca de 30% a 40% da composição da rocha, sendo caracterizado pela precipitação de argilas, óxidos e hidróxidos de ferro e sílica. A análise por difratometria de raios-X, da fração inferior a 2μ , em amostras representativas de cada fácies nos platôs estudados, revela que a caulinita constitui o único argilo-mineral presente nas rochas da FSM (figura 5.1), mesmo para as amostras em que a maior parte dos argilo-minerais ocorre como matriz de infiltração.

5.3 – Diagênese

5.3.1 - Fundamentos Teóricos

Segundo Walther (1893-1894, *apud* Vieira 1991), a diagênese consiste de um conjunto de mudanças químicas, físicas e biológicas pelas quais passaram os sedimentos desde a sua deposição inicial até após a litificação, com exclusão dos processos inerentes ao intemperismo e ao metamorfismo. Apesar de não existir um consenso em torno dos limites da diagênese, admite-se que a transição para o metamorfismo ocorre à temperaturas da ordem de 200°C (Blatt *et al.* 1980 e Moraes 1986).

Os fenômenos químicos são os mais comuns e diversificados da diagênese, compreendendo reações que geralmente resultam na precipitação dos minerais autigênicos (Silva 1991). Do ponto de vista geoquímico, essas reações acontecem porque os constituintes dos sedimentos estão sempre tentando alcançar o equilíbrio e, por isso, tendem a interagir com fluidos intersticiais através de uma soma de processos diagenéticos (Burley *et al.* 1985). Desta forma, os processos diagenéticos podem, então, ser controlados não só pela temperatura (T), pressão (P) e assembléia mineralógica original, como também pelas atividades dos íons dissolvidos nas águas intraformacionais, Eh e pH, além da interação com os sistemas orgânicos. Galloway (1984) estabelece três regimes hidrológicos principais para as águas intraformacionais, relacionados à movimentação e local de ocorrência destas águas em uma bacia: regime meteórico, caracterizado nas porções mais rasas da bacia, onde a água presente nos sedimentos é oriunda de infiltração superficial até o lençol freático e pode atingir até 2 km de profundidade; regime compactacional, relacionado à expulsão da água dos poros em função da compactação; regime termobárico ou abissal, associado às partes mais

profundas da bacia, onde o fluido intersticial pode ser gerado a partir da desidratação de alguns argilo-minerais e sais. Os processos diagenéticos podem, assim, ocorrer em diversas profundidades e diferentes condições, dentro de uma bacia sedimentar.

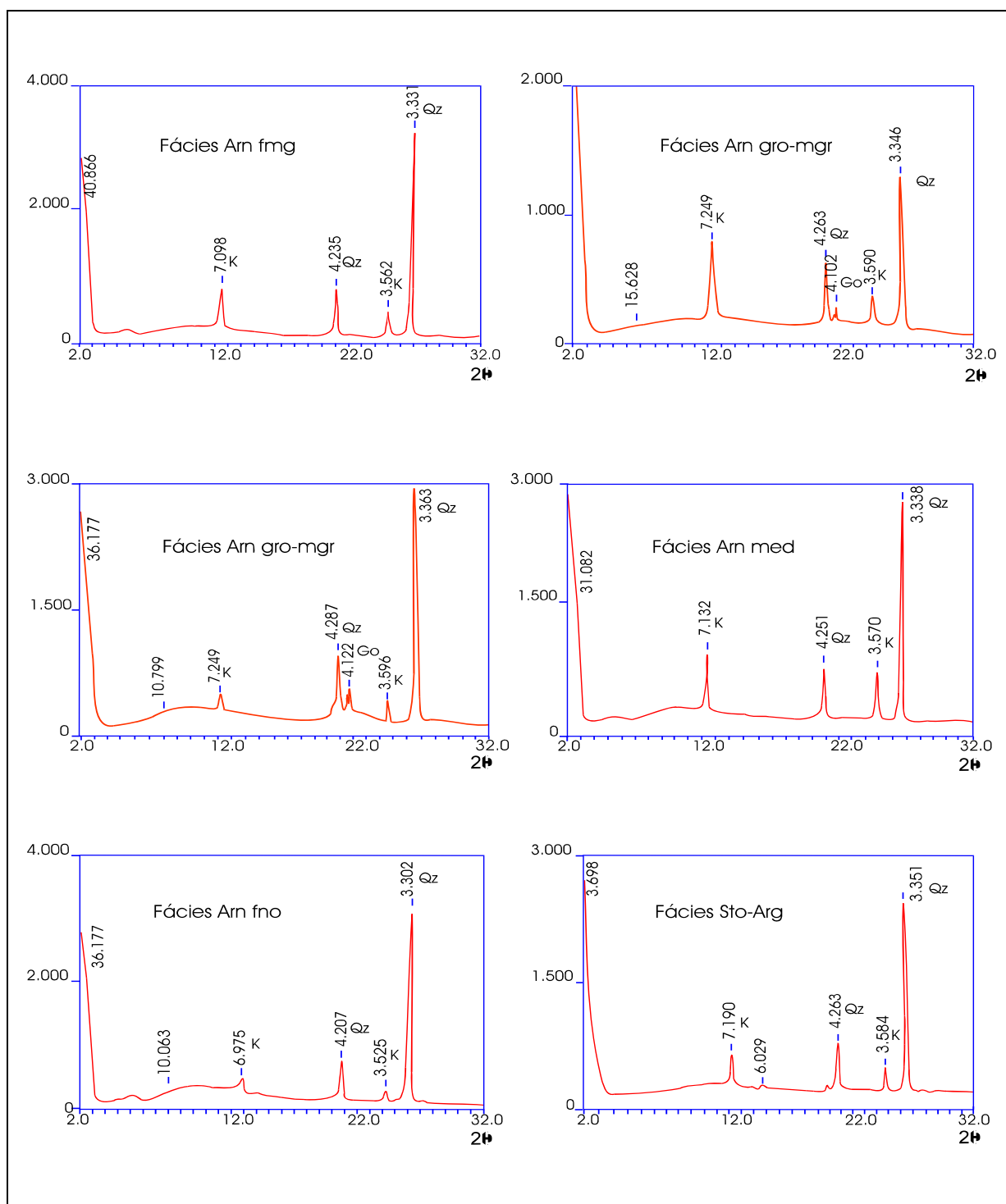


Figura 5.1 - Difrátogramas de raios-X da fração inferior a $0,02\mu$, obtidos em amostras representativas de cada fácies dos litótipos siliciclásticos da Formação Serra do Martins (FSM), evidenciando a caulinita (K) como único argilo-mineral presente nessas rochas, além de goetita (Go) e quartzo (Qz).

A necessidade de se estabelecer uma relação genética dos processos diagenéticos com a profundidade e condições em que estes ocorrem levaram Choquette e Pray (1970) a proporem a divisão do campo diagenético em três estágios principais: eodiagênese, onde os processos diagenéticos são próximos à superfície de sedimentação e a química da água intersticial é controlada pelo ambiente de superfície anterior ao soterramento; mesodiagênese, que representa o regime de subsuperfície, onde os processos diagenéticos se desenvolvem durante o soterramento efetivo, com o fluido intersticial já isolado da influência superficial, e telodiagênese, que compreende os processos que atuam na superfície de erosão, ou próximos a ela, em sedimentos que anteriormente passaram pelo regime mesodiagenético, mas que foram expostos por soerguimentos e/ou erosão de camadas suprajacentes.

5.3.2 - Diagênese dos Litótipos da Formação Serra do Martins

Para o estudo diagenético das rochas siliciclásticas da FSM, elaborou-se uma evolução diagenética com base nas relações texturais microscópicas observadas em lâminas delgadas. Desta forma, será feita uma descrição dos eventos diagenéticos, seguindo uma ordem aproximadamente cronológica para os mesmos. A seqüência evolutiva desses eventos, bem como a importância dos mesmos em cada fácies da FSM, encontram-se ilustradas nas tabelas 5.1 e 5.2, respectivamente, localizadas no final deste item.

Os principais eventos diagenéticos identificados nas rochas da unidade estudada foram: compactação mecânica, dissolução dos grãos do arcabouço e do cimento, cimentação por caulinita, precipitação de sílica, precipitação de óxidos e hidróxidos, e infiltração mecânica de argila.

5.3.2.1 - Eventos Diagenéticos

- Compactação Mecânica

Analisando arenitos de diferentes composições, idades e profundidades, Füchtbauer (1967) concluiu que os rearranjos texturais físicos, denominados de compactação mecânica, representam processos responsáveis pela redução de porosidade, quando esta compactação atua de forma intensiva. As evidências petrográficas deste processo, segundo Taylor (1950, *apud* Vieira 1991), são obtidas através da análise de mudanças na natureza do número de contatos entre os grãos à medida que aumenta a profundidade, submetendo a rocha gradativamente a esforços compressivos, em função da sobrecarga, podendo resultar em empacotamento fechado, onde irão predominar contatos retos, côncavo-convexos e suturados, estes últimos já em condições máximas de profundidade, acarretando uma dissolução por pressão dos grãos. A compactação mecânica dos litótipos estudados foi analisada pela relação de contatos entre os grãos (figura 5.2), calculando-se o índice de empacotamento de acordo com o cálculo de estimativa de empacotamento proposto por Kahn (1956):

$P=100 \times q/n$, onde

P= Índice de Empacotamento (IE)

q= número de contatos grão-grão

n= número de contatos grão-grão + grão-não grão observados em uma varredura (figura 5.2)

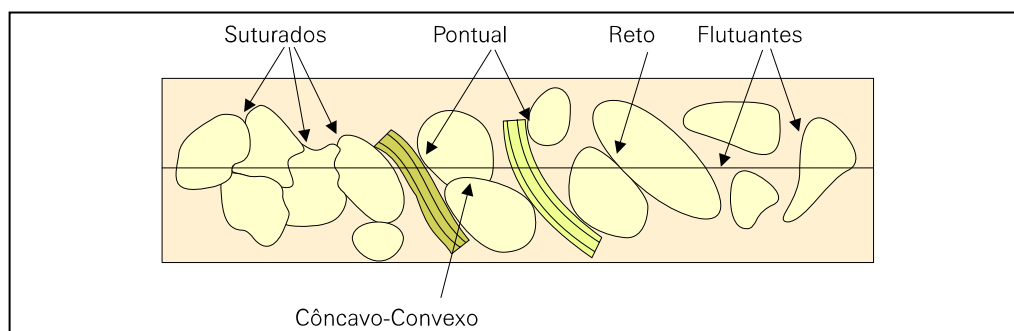


Figura 5.2 - Forma de contagem do número de contatos entre os grãos, observados em uma varredura, e caracterização dos tipos de contatos existentes (modificado de Pettijon *et al.* 1987).

Valores de **P** superiores a 55% indicam um empacotamento fechado, valores entre 40% e 55% caracterizam um empacotamento normal e valores inferiores a 40% indicam um empacotamento frouxo e denunciam que a rocha praticamente não sofreu eventos de compactação.

Para as rochas siliciclásticas da FSM, a predominância de contatos flutuantes (figura 5.3a), confere um empacotamento essencialmente frouxo para os litótipos dessa unidade, caracterizando uma provável ausência de compactação mecânica e redução de porosidade. O índice de empacotamento, obtido através da contagem dos contatos grão-grão e grão-não grão em lâminas delgadas, confirma a quase ausência de compactação, mostrando índices de empacotamentos freqüentemente inferiores a 30% (figura 5.3b). Embora a compactação pareça não ter sido um evento muito intenso nos litótipos da FSM, suas evidências são observadas nas lâminas delgadas de alguns arenitos das fácies Arn med e Arn fno-sto, onde os contatos pontuais e retos são mais comuns. O evento de compactação também pode ser observado pela rotação de alguns grãos de quartzo, por incipientes deformações de micas e intraclastos argilosos, bem como por contatos localmente côncavo-convexos, que ocorrem de forma contrastante em meio a inúmeros contatos flutuantes (foto 5.1). Nos litótipos das fácies Arn gro-mgr e Arn fno-sto a compactação mecânica foi ainda menor, resultando em empacotamento frouxo a normal, registrado principalmente pelos contatos flutuantes entre os grãos, bem como pelas micas comumente estiradas, não afetadas pela compactação (foto 5.2).

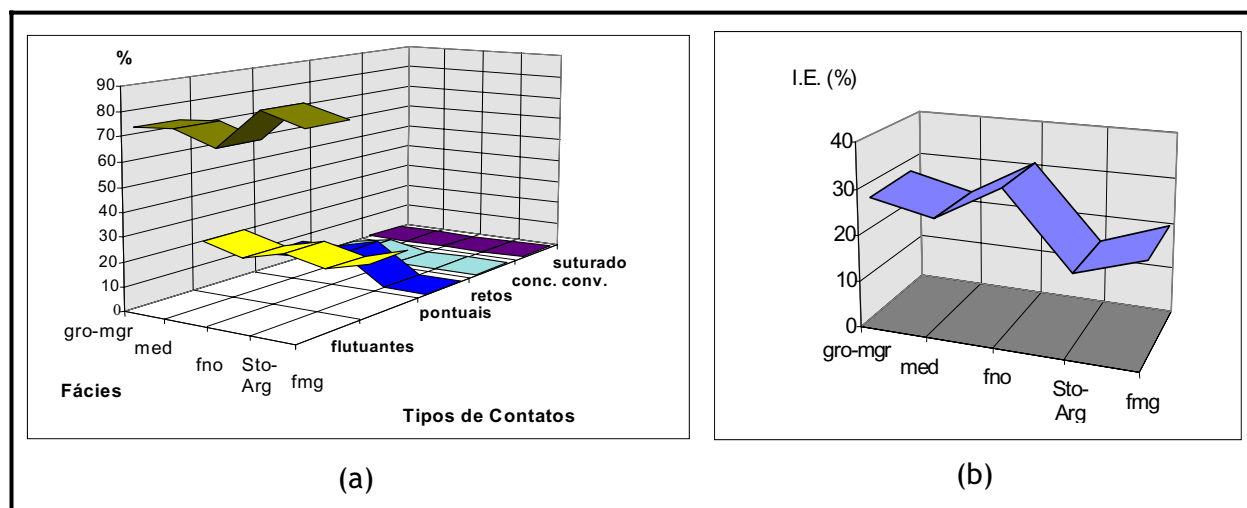
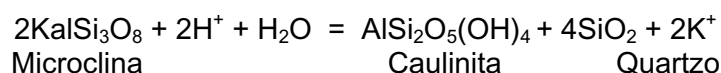


Figura 5.3 - Relação percentual entre os tipos de contatos e o registro destes em cada fácies da Formação Serra do Martins - FSM (a); índices de empacotamento (I.E.) obtidos para cada fácies desta unidade (b).

- Dissolução dos Grãos do Arcabouço e do Cimento

Na literatura, o evento de dissolução em rochas sedimentares aflorantes é referenciado, na maioria das vezes, como decorrente da percolação de águas intersticiais de origem meteórica, que interagem com grãos do arcabouço e com o cimento, promovendo a solubilização parcial ou integral dos mesmos. A geração da porosidade surge como consequência imediata deste evento e os resultados observados são aquelas feições clássicas discutidas por Schimdt e McDonald (1979): grãos totalmente dissolvidos, gerando porosidades móldicas (foto 5.3); alargamento de poros já existentes (foto 5.4); alveolamentos de alguns minerais, principalmente quando se trata de feldspatos e, subordinadamente, muscovitas, gerando uma porosidade intragranular; ou dissolução parcial do cimento, neste último caso formando porosidade intergranular secundária. Bjorlyke (1984) e Morad (1991) sugerem que na dissolução intensa de alguns constituintes, a exemplo de feldspatos detríticos, os íons liberados podem ser precipitados no espaço intergranular da rocha, não havendo, necessariamente, um aumento efetivo da porosidade. De acordo com Morad (1991), a dissolução de feldspato potássico, como microclina, pode ser responsável pela precipitação da sílica e caulinita, autigênicas, a partir da seguinte reação:



Ainda segundo Morad (1991) os argilo-minerais nesse tipo de reação, se produzidos de forma intensiva, causam a destruição da permeabilidade dos arenitos com a obstrução total ou parcial dos espaço porosos. Nos arenitos da FSM, embora ocorram alguns dos tipos de poros

anteriormente descritos, a porosidade não constitui o registro mais direto da dissolução. Este evento está caracterizado, nessas rochas, por uma intensa cimentação por caulinita e sílica, provavelmente oriundas de uma dissolução pronunciada que deve ter destruído grande parte dos constituintes, precipitando o material solubilizado, posteriormente, como cimento. No mínimo, duas fases de dissolução encontram-se registradas nas rochas da unidade em questão: uma fase principal, a qual propiciou a destruição total de alguns constituintes e cujo produto diagenético foi a intensa cimentação por caulinita e/ou sílica, e uma fase secundária que deve ter provocado o alargamento de alguns poros e promovido a dissolução de grãos e/ou do cimento precipitado a partir da primeira fase de dissolução.

- Cimentação por Caulinita

A caulinita está presente em todos os litótipos da unidade estudada. Sua ocorrência está intimamente relacionada ao processo de caulinitização de possíveis filossilicatos, intraclastos argilosos, matriz e fragmentos de rocha pré-existentes e que foram afetados por esse processo diagenético, a partir de uma intensa dissolução, como mencionado anteriormente. A caulinita ocorre nas rochas siliciclásticas da FSM sob a forma de “livrinhos” (textura *booklet*, foto 5.5), texturas vermiculares (foto 5.6), ou como grandes acordeões de micas expandidas. Quando as muscovitas não são totalmente substituídas, a caulinita se desenvolve como pequenos filmes nas bordas deste mineral, formando feições similares a “vassouras” (foto 5.7). São ainda comuns, nas rochas da FSM concentrações vermiculares de caulinita em feições aparentemente móldicas, constituindo “fantasmas” de grãos totalmente substituídos por esse tipo de cimento (foto 5.8).

- Precipitação de Sílica

A precipitação de sílica é encontrada na maioria dos litótipos da Fácies Arn gro-mgr e, localmente, nas rochas da Fácies Arn med, principalmente na Serra de Santana. Neste cimento foram observadas cinco texturas principais: crescimento secundário de quartzo, microcristais isolados, envelopes e esferulitos opalinos, franjas em torno dos grãos e mosaico calcedônico.

Os crescimentos sintaxiais de quartzo, embora ocorram de forma localizada nas lâminas delgadas analisadas, são bastante freqüentes nos arenitos da FSM, estando presentes em praticamente todas as fácies existentes nos platôs estudados, até mesmo naquelas mais silítico-argilosas. O crescimento secundário do quartzo se dá em continuidade óptica com o grão de quartzo e é normalmente distinguido dos grãos que os hospedam por apresentarem uma fina película de óxidos ou argilas alinhadas na junção entre o crescimento e o próprio grão (foto 5.9), ou mais comumente por ocorrerem sob a forma de “soldamento” entre dois grãos (foto 5.10). Ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), o crescimento em torno do grão é

evidenciado pela forma prismática com terminação piramidal, que o grão passa a evidenciar na borda em que o crescimento foi desenvolvido (foto 5.11).

Os microcristais também mostram as formas prismáticas isoladas em meio à cimentação caulinitica ocupando microespaços porosos (foto 5.12). Localmente, os microcristais mostram uma relação temporal de formação pós-cimentação caulinitica, denunciada pela inclusão parcial deste mineral nos microcristais de quartzo (foto 5.13).

Os “envelopes opalinos”, constituídos de opala-A (amorfa), ocorrem envolvendo grãos de quartzo e exibem formas concêntricas em torno desses grãos. Relativamente espessos ao microscópio petrográfico, mostram-se incolores aos nicóis paralelos (foto 5.14) e com cor de interferência cinza escuro a preto em nicóis cruzados (foto 5.15), onde as formas concêntricas sugerem, por vezes, vários estágios de formação. Essas formas concêntricas podem estar associadas à silicificação de alguns *coatings* (cutículas) de argila mecânicamente infiltrada, ou apenas representar um processo de opalização de esmectitas neoformadas, precipitadas como franjas. A opala-A também ocorre na maior parte dos espaços intergranulares e, por vezes, parece ter substituído por completo intraclastos, matriz ou qualquer outro cimento pré-existente, formando mosaicos amorfos que crescem para o interior de espaços porosos alargados, onde normalmente a sílica encontra-se precipitada sob a forma de agregados micronodulares (textura esferulítica, foto 5.16) de calcedônia.

As franjas de quartzo, são do tipo paliçada e geralmente se desenvolvem sobre envelopes opalinos (foto 5.17). Ao MEV, suas formas lepsféricas (fotos 5.18 e 5.19), típicas de opala-ct (tridimita-cristobalita), encontram-se empacotadas, caracterizando a superposição de duas fases de crescimento (foto 5.20). Em lâminas delgadas, o sucessivo crescimento da franja para o interior dos espaços porosos se confunde, por vezes, com a precipitação de sílica amorfa.

A cimentação de sílica amorfa no interior de antigos espaços porosos é ainda observada pela precipitação de calcedônia preenchendo o espaço intergranular, sob a forma de mosaico, posteriormente à formação da franja de quartzo (foto 5.21).

A origem da sílica, para a precipitação de cimento silicoso em torno dos grãos, é largamente discutida na literatura, a exemplo de McBride (1985) que propõe alguns tipos de fontes das quais pode resultar essa sílica: a) dissolução por pressão de grãos clásticos originais; b) alterações de minerais de argila durante a compactação; c) dissolução de grãos de opala esquelética em folhelhos adjacentes; d) caulinitização ou dissolução de feldspatos; e) dissolução de finos grãos de quartzo em folhelhos próximos; f) fragmentos de quartzo produzidos por abrasão eólica; g) substituição do quartzo ou outros grãos siliciclásticos por carbonatos; h) sílica proveniente da infiltração de água meteórica. Morad (1991) menciona também que, além das fontes de sílica anteriormente citadas, a ocorrência de opala tipo tridimita-cristobalita, em arenitos intensamente cimentados por sílica, pode ser decorrente da

alteração de vidros vulcânicos, os quais fornecem grande quantidade de sílica se solubilizados. Embora não se tenha critérios suficientes para indicar a origem da sílica nos litótipos analisados, a hipótese de abrasão eólica pode ser totalmente descartada, uma vez que os sedimentos são essencialmente de origem fluvial, e a provável ocorrência de uma fácies eólica é bastante restrita. A fonte de sílica como oriunda da alteração de material vulcanogênico (cinzas e vidros vulcânicos) também é pouco provável, uma vez que o vulcanismo existente na região, capaz de produzir esse tipo de material, parece ser mais jovem do que a unidade estudada (18-20 Ma., correlato ao Vulcanismo Macau; Sial 1975) e, aparentemente, afeta os litótipos da FSM, na localidade de Serrote Preto, a noroeste de Cerro-Corá. Entretanto, como até o momento não existem relações de campo que comprovem uma idade pré-Vulcanismo Macau para a FSM, a hipótese de uma contribuição de sílica por alteração de material vulcanogênico, nos processos diagenéticos dos litótipos estudados, não pode ser totalmente descartada, uma vez que a deposição da FSM pode ter sido contemporânea a esse vulcanismo. Desta forma, a massa intersticial caulinizada, silicificada e ferrificada, observada em alguns litótipos da FSM, na Serra de Santana, seria o resultado basicamente da alteração não só de feldspatos, mas também de fragmentos vulcanoclástico vítreos (*shards*) e cristalinos. Todavia, o reconhecimento de proveniência vulcânica, ou não-vulcânica, pode ser bastante dificultada, sobretudo em arenitos com intensa alteração diagenética (De Ros *et al.* 1994), como parece ser o caso das rochas da FSM. Por outro lado, a sílica derivada da caulinitização ou dissolução de feldspato e/ou proveniente da infiltração de águas meteóricas parece ser mais plausível, uma vez que o processo de dissolução constitui um importante evento diagenético nas rochas estudadas. Rochas sedimentares intensamente cimentadas por sílica microcristalina, em condições superficiais, são denominados de “silcrete” (Lamplugh 1902, *apud* Morad 1991). Füchtbauer (1988) estabelece que a denominação de “silcrete” deve ser admitida somente para crostas contendo no mínimo 85% de sílica. Entretanto, Morad (1991) considera como silcrete todo tipo de material (areias, cascalhos e horizontes de solo) intensamente cimentado por sílica, na superfície ou próximo a ela. A intensa cimentação por sílica em alguns litótipos das fácies Arn gro-mgr e Arn med, sob as várias texturas anteriormente descritas, sugere a formação de silcretos em algumas exposições da FSM, na Serra de Santana. De acordo com Morad (1991), a solubilização de sílica ocorre em ambientes bastante ácidos, com pH relativamente elevado (> 9), e na formação dos silcretos a sílica pode ser precipitada em estágios diagenéticos precoces, apresentando-se comumente na forma de opala, quartzo microcristalino e crescimentos secundários de quartzo. Segundo Thiry e Millot (1987), a ocorrência desses polimorfos de sílica é controlada pelo grau de supersaturação em sílica e pureza da água intersticial, além das características composicionais e texturais inerentes ao sedimento sujeito a esse tipo de cimentação.

- Precipitação de Óxidos e Hidróxidos

A precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, respectivamente sob a forma de hematita (observada em lâmina com luz refletida) e goetita (registrada em DRX), é mais freqüentemente encontrada nas rochas das fácies Arn gro-mgr, Arn fmg e Sto-Arg. A goetita também constitui o único cimento em blocos de arenito da fácies Arn gro-mgr (foto 5.22), na base do *plug* vulcânico de Serrote Preto, a nordeste da Serra de Santana. Em algumas amostras, a ferrificação parece ter sido posterior à silicificação, substituindo a sílica e, em alguns locais, preenchendo todo o espaço intergranular da rocha. Na maioria das vezes, esse processo também parece ocorrer concomitantemente à precipitação da sílica, formando agregados colomorfos botrioidais (foto 5.23) e crostas colomorfas de óxido de Fe. Óxidos de titânio sob a forma de anatásio e leucoxênio, também são encontrados nos horizontes de estratificação enriquecidos em minerais pesados.

O leucoxênio, também caracterizado através de seções delgadas para minerais pesados, (foto 5.24) é quase que totalmente opaco mostrando comumente as bordas dos grãos mais claras, as quais se assemelham a crescimentos enriquecidos em sílica. Já o anatásio (foto 5.25) apresenta-se com o hábito similar ao da titanita e geralmente no interior dos microporos. A fonte de titânio para a precipitação desses óxidos são minerais detríticos que possam conter esse elemento na sua composição, a exemplo de biotita, granada, piroxênio, anfibólio ou a própria titanita, podendo o Ti ser retirado através da dissolução. Embora não se tenha uma relação textural muito clara da formação de anatásio e leucoxênio, nas rochas analisadas, especula-se a hipótese destes minerais terem se formado em condições oxidantes, a partir de algum(s) do(s) minerais supracitados, que provavelmente ocorreram como constituintes traços e que atualmente não são mais encontrados. Pseudoformas cúbicas, de um mineral diagenético não identificado ao MEV, também podem ser encontradas cimentando plaquetas da textura *booklet* da caulinita, evidenciando a precipitação desses mineral tardiamente à caulinita (foto 5.26). Estes pseudocubos estão sendo, preliminarmente associados a algum tipo de óxido, sulfeto (pirita), ou zeólitas. Sua morfologia também assemelha-se ao hábito de leucita (feldspatóide), constituinte este que mineralogicamente é incompatível com a extensa cimentação por sílica presente nas rochas da FSM.

- Infiltração Mecânica de Argila

Crone (1975, *apud* De Ros 1986), estudando os sistemas aluviais do Arizona e do Novo México, observou que os depósitos do Pleistoceno e do Terciário, ao contrário dos sedimentos recentes, exibem altos teores de argila intersticial. Segundo tal autor, essa argila é introduzida, após a deposição dos sedimentos, pela água de enxurradas episódicas, quando o lençol freático é rebaixado a níveis profundos, muito abaixo do leito dos canais, conduzindo gravitacionalmente a argila pela garganta dos poros, através da zona vadosa, decantando nas

superfícies dos grãos. Experimentos em laboratórios efetuados tanto por Crone (1975, *apud* De Ros 1986) como por alguns pedólogos (Qashu e Bud 1967 e Birkeland 1974, *apud* De Ros 1986), comprovaram este processo denominado por Crone (1975, *apud* De Ros 1986) de infiltração mecânica de argila. Walker (1976, *apud* Moraes e De Ros 1988) descreve três origens para as argilas mecanicamente infiltradas: concentrações de argilas em zonas vadasas, no nível freático e sob barreiras impermeáveis. Segundo Moraes e De Ros (1988), essas argilas apresentam texturas peculiares tais como aquelas descritas por Crone (1975, *apud* De Ros 1986), a saber: a) cristas ou pontes lamelares orientadas perpendicularmente aos grãos, produzidas por meniscos de água entre os grãos, na zona vadosa; b) agregados floclados, formados sob condições estagnantes; c) fábricas geopetais, com a parte superior dos grãos forradas por argilas; d) cutículas contínuas (*coatings*), compostas por lamelas orientadas paralelamente aos grãos; e) níveis argilosos obstruindo os poros e cortando as estruturas deposicionais. As morfologias básicas das argilas mecanicamente infiltradas foram ilustradas por Rodrigues (1990), estudando os argilo-minerais dos arenitos da Formação Sergi na Bacia do Recôncavo, e podem ser observadas na figura 5.4.

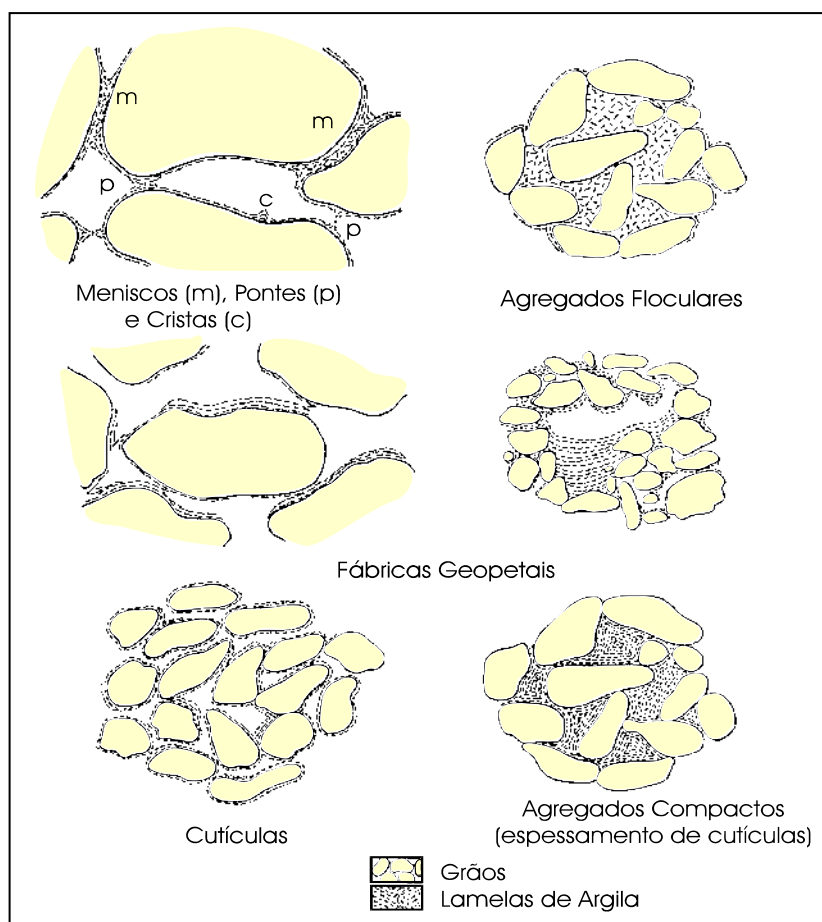


Figura 5.4 - Morfologia básica de argilas mecanicamente infiltradas (Rodrigues 1990).

As argilas infiltradas, presentes nas rochas siliciclásticas da FSM, parecem se restringir a alguns arenitos da Subfácies Arn med Ac e da Fácies Arn gro-mgr, que afloram mais para o topo dos platôs estudados, constituindo um dos mais importantes eventos diagenéticos desses arenitos, exibindo essencialmente três texturas principais, a exemplo daquelas ilustradas por Rodrigues (1990): cutículas de espessuras variadas, formadas por lamelas relativamente espessas circundando total ou parcialmente a superfície dos grãos (foto 5.27); meniscos ou pontes, interligando um grão a outro, obstruindo a conexão dos poros, e fábricas geopetais, onde a forma de decantação por sobre a superfície do grão denuncia o topo dos estratos. De acordo com Moraes e De Ros (1988), estas texturas são comumente encontradas nas argilas de zona vadosa. Localmente, observam-se também argilas intersticiais formando massas compactas, no interior dos poros; quando estas foram desidratadas, geraram porosidade por contração da argila. As argilas com filmes mais espessos são encontradas freqüentemente nos sedimentos mais grossos e, por vezes, apresentam alternância de cores, verde claro e marrom (em nicóis paralelos), que podem indicar as condições oxidantes e redutoras a que foram submetidas. O tipo *coating* é comum nos sedimentos mais finos e apresenta uma coloração clara (em nicóis paralelos).


EVENTOS	SEQÜÊNCIA CRONOLÓGICA
	Linha de tempo 
Compactação	-----
Dissolução	-----
Precipitação de Caulinita	-----
Precipitação de sílica: Sintaxial Franja Microcristalina Opalas	----- ----- ----- -----
Precipitação de óxidos e hidróxidos	-----
Infiltração mecânica de argilas	-----

Tabela 5.1 – Seqüência cronológica dos eventos diagenéticos para as rochas da Formação Serra do Martins.

Fácies Eventos	Arn fmg	Arn cgl	Arn gro-mgr	Arn med	Arn fno	Sto-Arg
Compactação			—————	—————	—————	
Dissolução	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Precipitação de caulinita	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Precipitação de sílica:						
Sintaxial		—————	—————	—————	—————	—————
Franja			—————			
Microcristalina	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Opalas			—————			
Precipitação de óxidos e hidróxidos	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Dissolução	—————	—————	—————	—————	—————	—————
Infiltração de argilas		—————	—————	—————		

Obs.: A variação na espessura do traço no interior da tabela corresponde ao grau de atuação dos eventos diagenéticos em cada fácies.

Tabela 5.2 – Distribuição e grau de atuação dos eventos diagenéticos nas fácies da Formação Serra do Martins.

5.4 - Caracterização dos Estágios Diagenéticos e Condições de Soterramento

Todos os eventos diagenéticos anteriormente descritos, e sumarizados na seqüência evolutiva da tabela 5.1, mostram fortes indícios de que os processos responsáveis pela litificação das rochas siliciclásticas da FSM ocorreram em condições muito próximas à superfície de deposição e/ou de erosão. A intensa caulinitização encontrada nas rochas desta unidade conduz à interpretação de que, inicialmente, o ambiente de deposição foi afetado por processos de lixiviação, repercutindo na dissolução de feldspatos, micas, intraclastos argilosos, fragmentos de rocha, matriz e/ou pseudomatriz, constituintes estes praticamente não mais encontrados nestas rochas. A presença de caulinita, sob a forma vermicular e como extensos acordeões expandidos, indicam que essa lixiviação deve ter ocorrido em condições eodiagenéticas, sob clima úmido, o qual propicia pronunciada dissolução de feldspatos e fragmentos de rocha (Curtis 1990, Bjorlykke e Aagaard 1992), favorecendo à precipitação de caulinitas, sob as formas texturais aqui mencionadas.

Após essa lixiviação, a intensa cimentação por sílica, encontrada sobretudo nas fácies mais próximas ao topo dos platôs estudados, atinge até mesmo as caulinitas, que normalmente

aparecem dissolvidas e substituídas por opala, numa evidência direta de que o ambiente superficial passou de condições lixiviantes para fortemente concentradoras em sílica como resultado, muito provavelmente, de uma mudança para condições climáticas secas.

Associado ou não a essa silicificação, ocorre ainda o processo de ferrificação, evidenciado pela precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro. A silicificação e a ferrificação são processos que podem ocorrer tanto na eodiagenese, em condições muito próximas à superfície de deposição, (formando os silcretos e ferrcretos, como discutido anteriormente), ou após um certo soterramento e consequente soerguimento do pacote sedimentar, portanto, sob condições telodiagnéticas (Morad 1991). A aparente ocorrência de certas feições de compactação mecânica, a exemplo dos raros contatos côncavo-convexos e micas levemente dobradas, sugerem que a segunda hipótese seja mais correta, levando-se ainda em consideração que os litótipos da FSM encontram-se atualmente topograficamente elevados e que uma importante fração desses sedimentos pode ter sido erodida. Por outro lado, a escassez de evidências do evento de compactação pode também induzir à interpretação de que o pacote sedimentar posicionado no topo dos platôs estudados, nunca sofreu uma compactação pronunciada e passou das condições eodiagnéticas para telodiagnéticas sem sofrer um soterramento importante.

Corroborando ainda com as condições diagnéticas superficiais a que foram submetidos os litótipos da FSM, as texturas das argilas mecânicamente infiltradas, permitem caracterizá-las, essencialmente, como de zonas vadosa, em ambiente eodiagnético. Todavia, Moraes e De Ros (1988) afirmam que argilas de infiltração também se desenvolvem em rochas que já sofreram processos diagnéticos, muitas vezes em subsuperfície, e que foram expostas à condições climáticas e topográficas que permitiram o fluxo vertical ativo de águas superficiais através dos poros das rochas, portanto, em condições telodiagnéticas.

5.5 - Classificação e Proveniência dos Litótipos da Formação Serra do Martins (FSM)

A ausência de feldspatos e fragmentos de rocha posiciona os litótipos siliciclásticos da FSM no campo dos quartzo-arenitos, no diagrama de Folk (1972). Por outro lado, a dissolução dos dois constituintes supracitados parece ter se dado de forma bastante efetiva nessas rochas, visto que a maior parte do cimento presente é representado por sílica e caulinita, provavelmente oriundas dessa dissolução. Desta forma, é necessário evidenciar que essas rochas podem se tratar de quartzo arenitos diagnéticos, já que vários outros dos seus possíveis constituintes detríticos foram totalmente dissolvidos. A ocorrência dominante de quartzo nas rochas da FSM indica que a área fonte era muito rica neste mineral, podendo assim provir tanto de serras quartzíticas como de granitos, xistos e gnaisses, litótipos estes encontrados na vizinhança dos platôs de Portalegre, Martins e Santana. A predominância do quartzo mono-cristalino sugerem que este mineral deve ser proveniente de rochas plutônicas.

Todavia, alguns grão de quartzo policristalino, indicam a ocorrência de rochas metamórficas na área fonte. Como os grão de quartzo mostram, em geral, formas bastante corroídas e, tendo sido as rochas submetidas a intenso processo de dissolução, muitos outros minerais que poderiam constituir fragmento de rocha, juntamente com o quartzo ou outros grãos, hoje não são mais encontrados, dificultando assim uma caracterização mais precisa do tipo de rocha que existia na área fonte.

Embora os aspectos texturais, a exemplo do grau de arredondamento e esfericidade, não forneçam indícios de que os sedimentos da FSM foram transportados de longas distâncias (com muitos grãos detríticos bastante angulosos e não esféricos), a assembléia restrita de minerais pesados, caracterizada pela presença de turmalina, zircão, opacos e rutilo, indica, preliminarmente, que a área fonte estava posicionada relativamente distante desses platôs, uma vez que estes minerais são considerados os mais resistentes a longos períodos de transporte. A presença de estaurolita, restrita aos arenitos da FMS na Serra de Santana, corrobora com a ocorrência de micaxistos aluminosos (Formação Seridó) no embasamento daquela região. Esse mineral também é considerado um resistato e pode, portanto, também ser proveniente de longas distâncias, ou até mesmo representar a contribuição de uma fonte relativamente próxima, já que no platô de Santana, os micaxistos também afloram nas proximidades da borda sul dessa serra. Por outro lado, a associação da estaurolita com resistatos como turmalina, zircão, opacos e rutilo, sugere que a primeira hipótese seja a mais correta. Uma outra possibilidade, também a se considerar é que, como a assembléia de minerais pesados existente nos litótipos da FSM é bastante estável, a área fonte poderia ainda estar relativamente próxima e minerais instáveis (a exemplo de epidoto, olivinas, anfibólios, piroxênios, cianitas, entre outros), hoje não são mais encontrados porque, provavelmente, foram afetados por dissoluções pós-depocional. Desta forma, a turmalina, a estaurolita, o zircão, os opacos e o rutilo podem, assim, constituir o resíduo de uma assembléia de minerais pesados, na qual os minerais instáveis também estavam presentes. Esta última hipótese também é bastante plausível, principalmente se considerarmos a intensa lixiviação registrada nas rochas da unidade estudada.

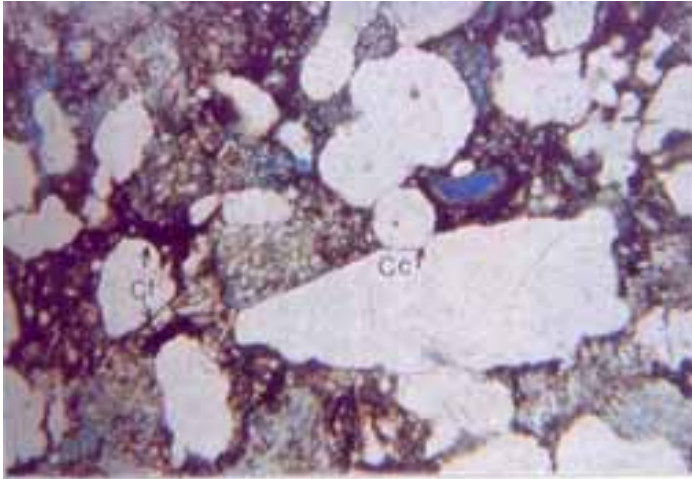


Foto 5.1 – Grão de quartzo em contato côncavo-convexo ou (Cc) isolado em meio a inúmeros contatos flutuantes (Cf), em arenito médio a grosso da Fácies Arn méd. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis paralelos.

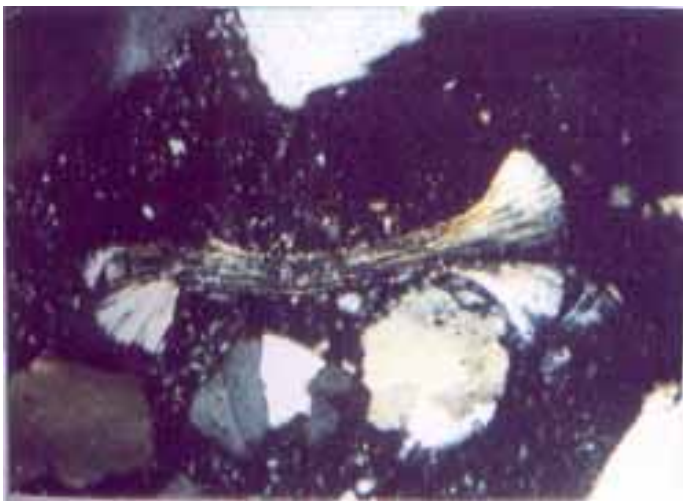


Foto 5.2 – Muscovita estirada, evidenciando a ausência de compactação mecânica sobre esse mineral, em arenito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 10x, nicóis cruzados.

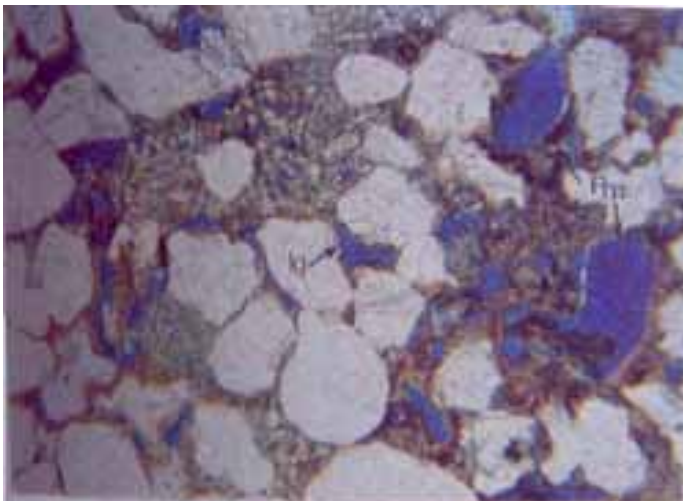


Foto 5.3 – Porosidade móldica (Pm) e intergranular (lg), em arenito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis paralelos.

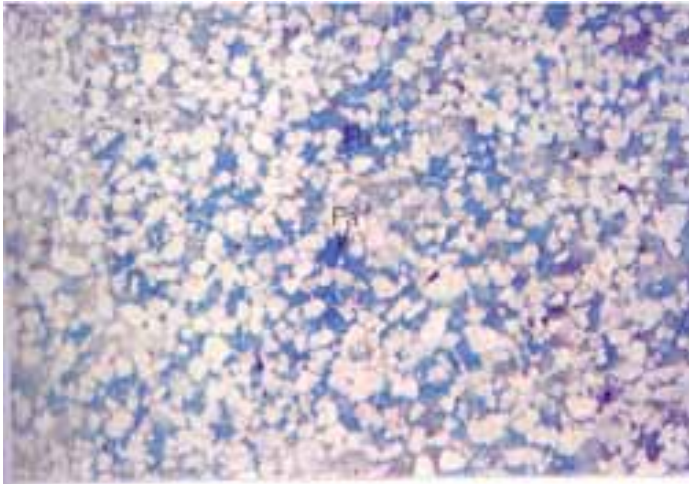


Foto 5.4 – Poros alargados (Pa) por dissolução do cimento, em arenito médio a fino da Fácies Arn med. Microscópio petrográfico, objetiva 6,5x, nicóis paralelos.

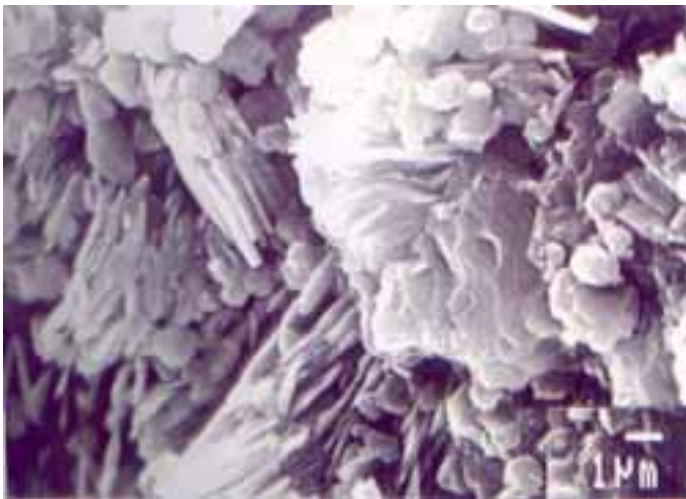


Foto 5.5 – Textura booklet do cimento de caulinita, em arenito da Fácies Arn Fno. Microscópio eletrônico de varredura.

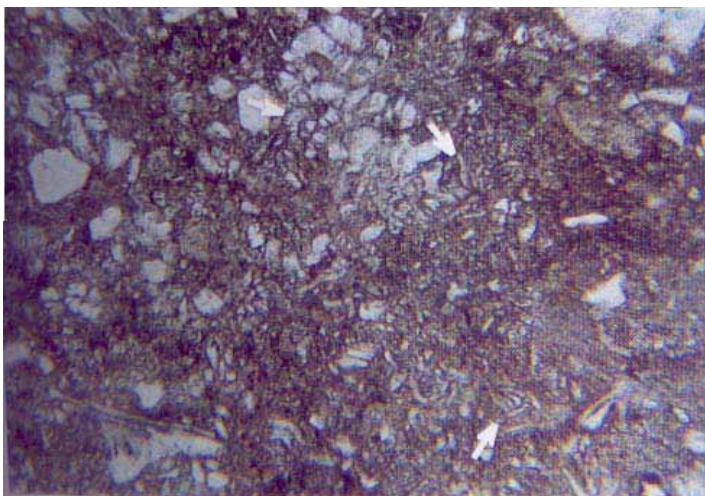


Foto 5.6 – Caulinitas vermiculares constituindo parte do cimento em arenito da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 10x, nicóis paralelos.

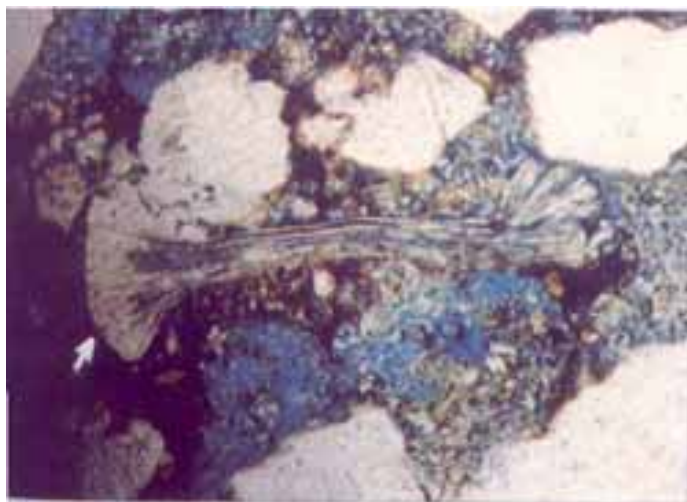


Foto 5.7 – Caulinitização parcial de muscovita, gerando feições similares à “vassouras”, em arenito muito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis paralelos.

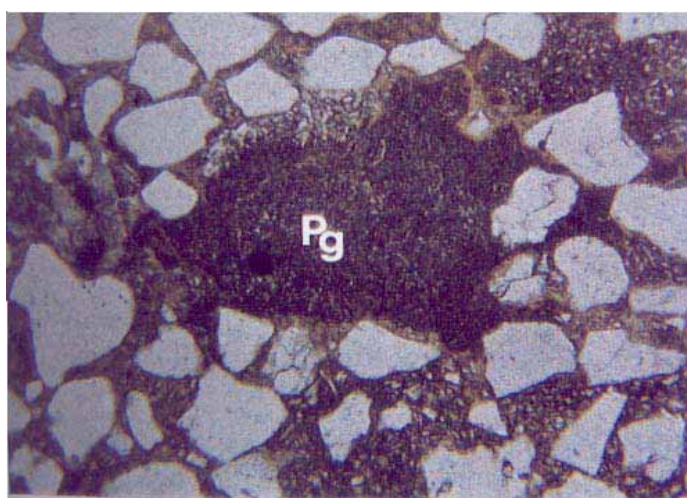


Foto 5.8 – Agregado de caulinita com pseudoforma de grãos (Pg), em arenito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis paralelos.

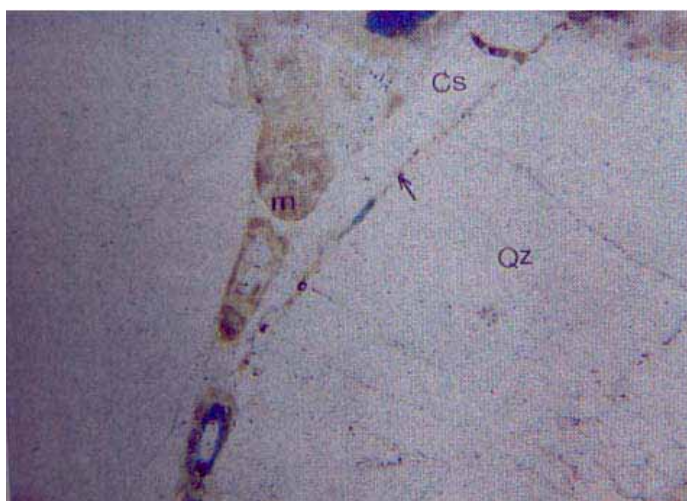


Foto 5.9 – Crescimento sintaxial de quartzo (Cs) em torno de um grão de quartzo hospedeiro (Qz). Registrado em arenito muito grosso da Fácies Arn gro-mgr. O limite entre o crescimento e o grão é definido por uma fina película de óxido. Localmente, o crescimento sintaxial também mostra textura em menisco (m). Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis paralelos.

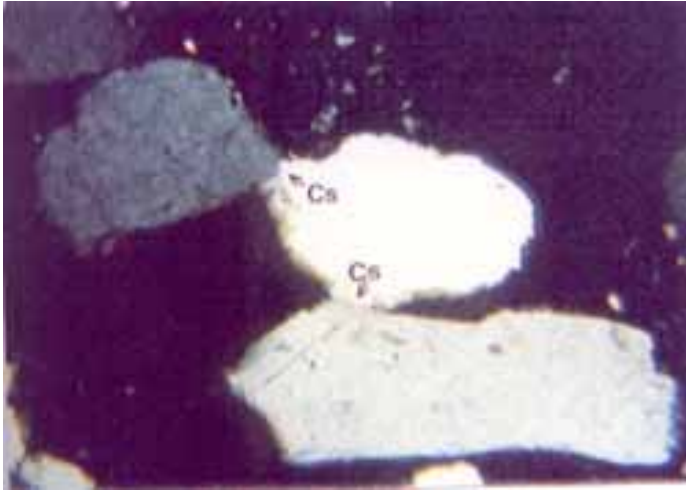


Foto 5.10 – Crescimento secundário de quartzo (Cs) na forma de “soldamento” entre os grãos, em arenito grosso da Fácies Arn gro-gr. Microscópio petrográfico, objetiva 10x, nicóis cruzadas.

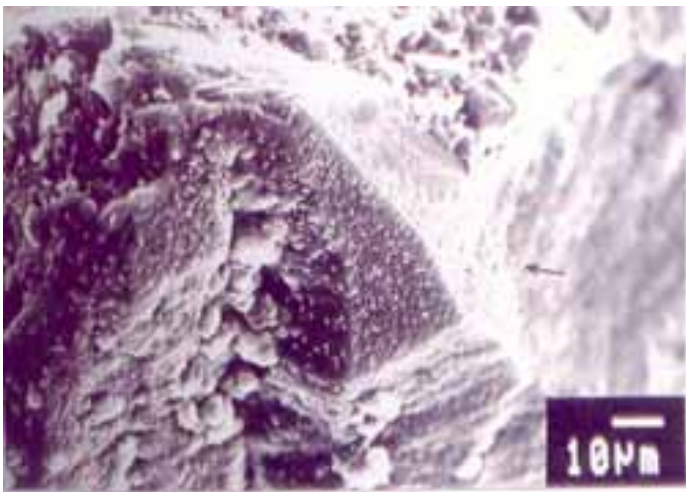


Foto 5.11 – Terminação prismática piramidal do crescimento secundário de quartzo em arenito da Fácies Arn méd. Microscópio eletrônico de varredura.

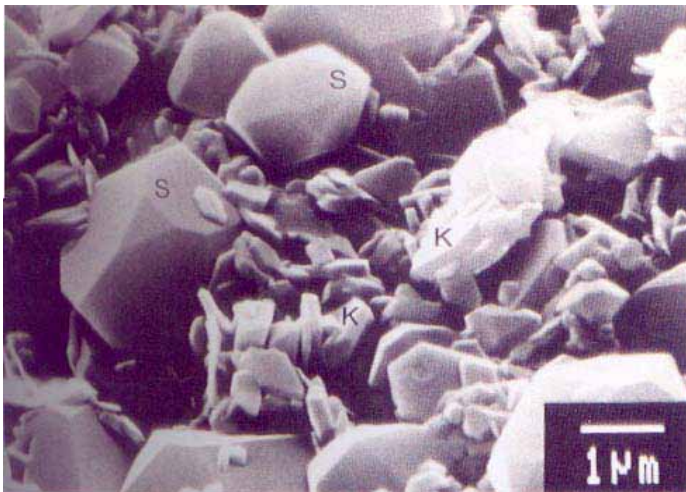


Foto 5.12 – Cristais prismáticos de sílica (S) microcristalina em meio à cimentação caulínica (K), em arenito da Fácies Arn fno. Microscópio eletrônico de varredura



Foto 5.13 – Plaquetas de caulinita (K) parcialmente envolvidas por cristais prismáticos de sílica (S), denunciando a precipitação precoce de caulinita em relação à sílica. Microscópio eletrônico de varredura.

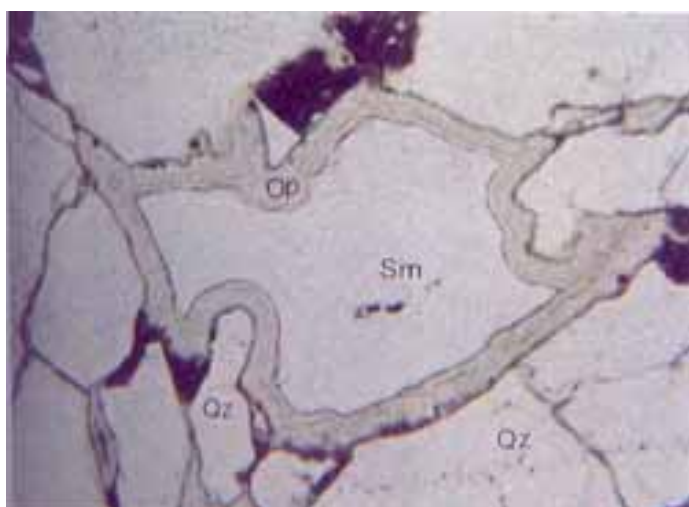


Foto 5.14 – Envelope opalino (Op) envolvendo parcialmente grãos de quartzo (Qz) e contornando o espaço intergranular preenchido por sílica microcristalina (Sm), em arenito muito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis paralelos.

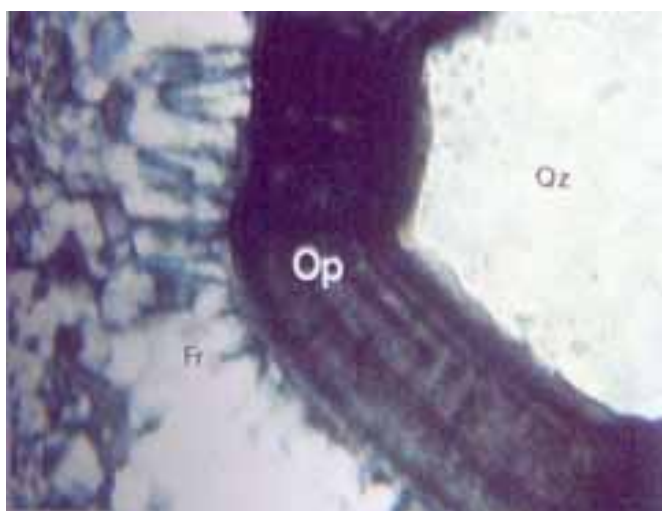


Foto 5.15 – Detalhe do envelope opalino (Op) envolvendo um grão de quartzo (Qz), evidenciando ainda a precipitação da franja de quartzo (Fr) em textura paliçada, posterior à formação do envelope, em arenito muito grosso de Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 25x, nicóis paralelos.

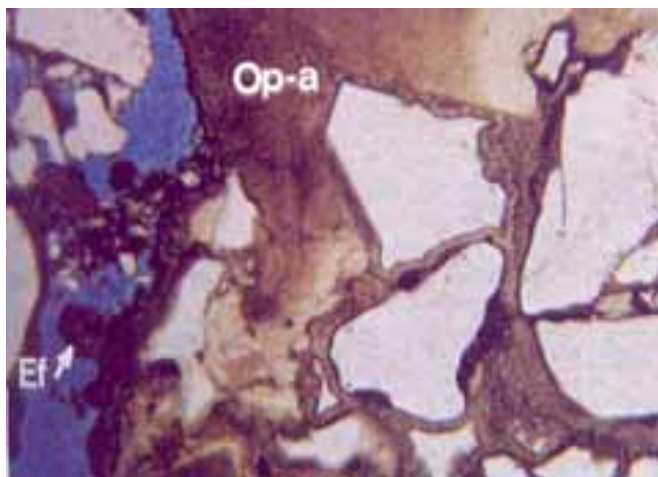


Foto 5.16 – Precipitação de opala-A (Op-a) preenchendo o espaço intergranular e esferulitos de calcedônia (Ef) com formas micronodulares no centro de poros alargados (em azul), em arenito muito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis paralelos.

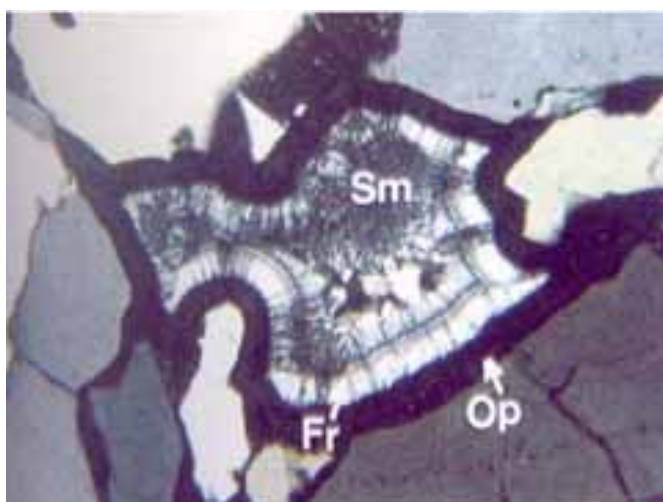


Foto 5.17 – Precipitação de sílica microcristalina (Sm) preenchendo o espaço intergranular, posteriormente a precipitação dos envelopes opalinos (Op) e franja de quartzo (Fr), em arenito muito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis cruzados. Equivalente a foto 5.14.

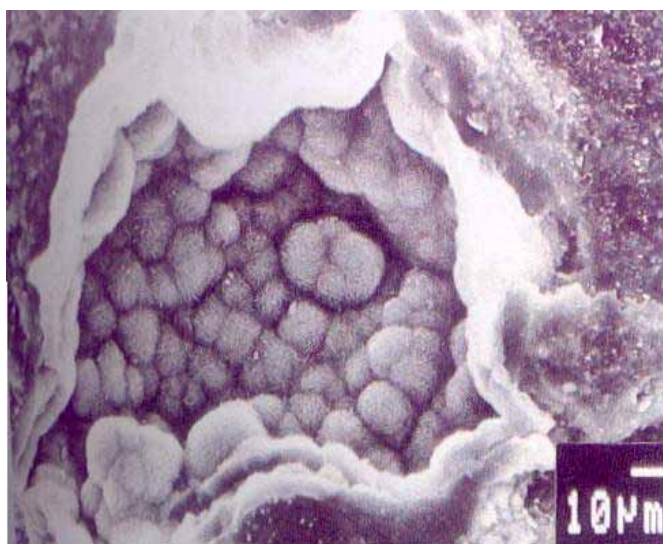


Foto 5.18 – Agregados lepsféricos de opala-Ct, observados no interior de micro-espacos porosos, em arenito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio eletrônico de varredura.

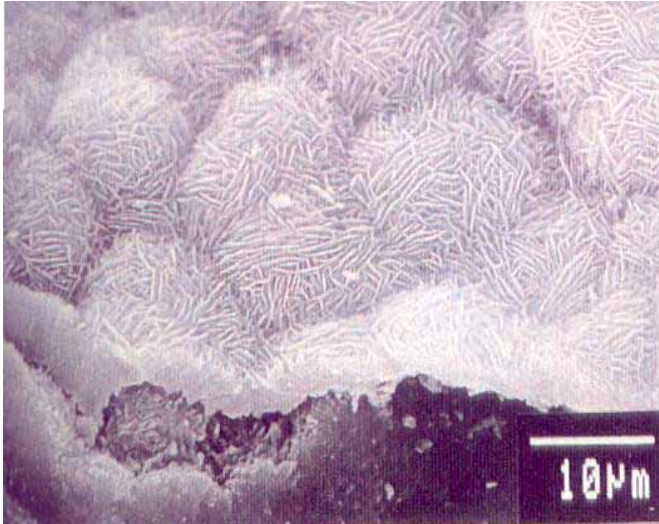


Foto 5.19 – Detalhe da forma lepsférica de opala-Ct, observadas na Fotomicrografia anterior (5.18). Microscópio eletrônico de varredura.

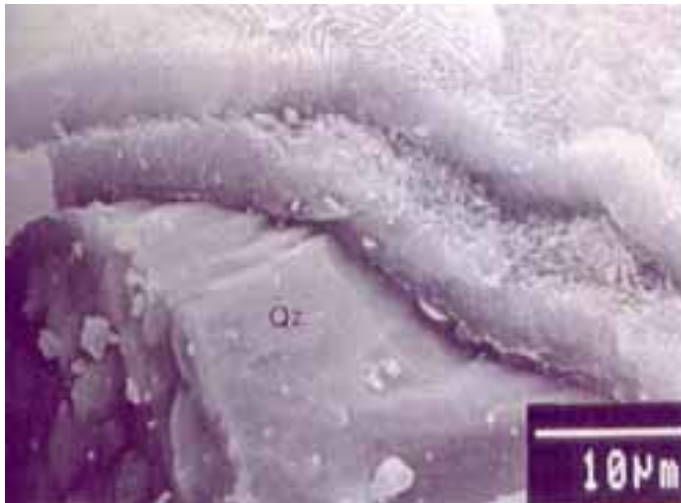


Foto 5.20 – Grãos de quartzo (Qz) envolvidos por duas fases de precipitação de sílica em forma de franja, observado em arenito muito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio eletrônico de varredura.

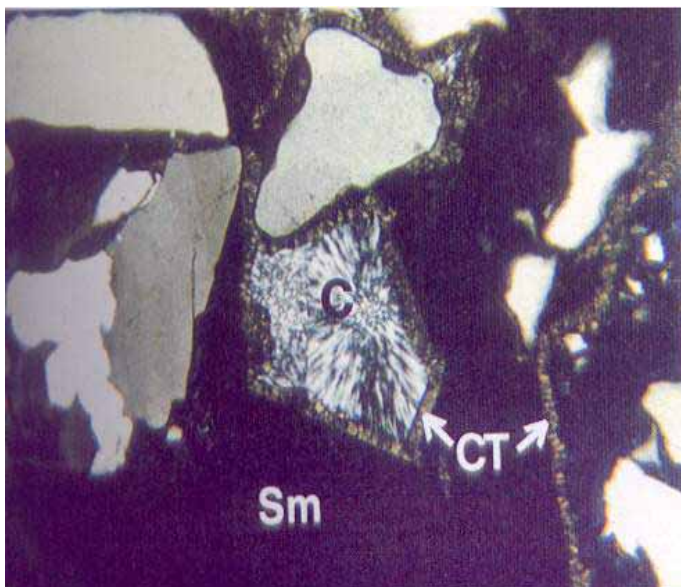


Foto 5.21 – Precipitação de sílica, sob a forma de calcedônia (C), preenchendo o espaço intergranular posteriormente à precipitação de franjas de opala-CT, em arenito muito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis cruzados.

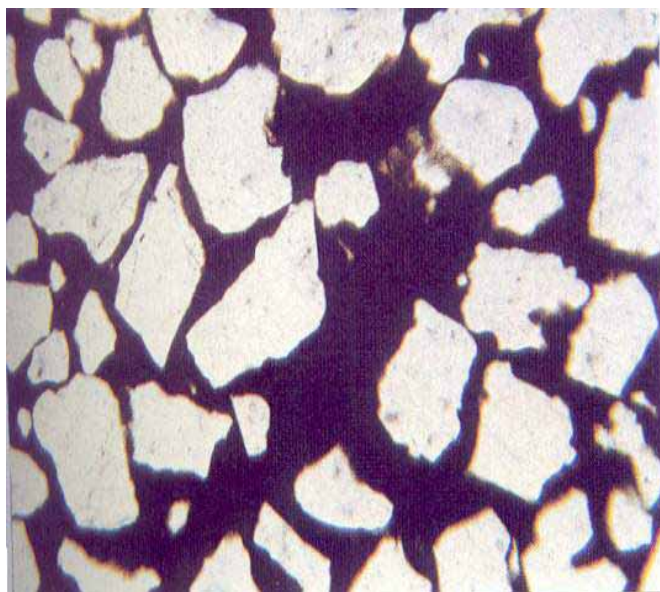


Foto 5.22 – Precipitação de hidróxido de ferro (geotita) preenchendo todo o espaço intergranular em arenito grosso da Fácies Arn gro-mgr, aflorante na proximidades de basaltos, na base do plug Serrote Preto, a nordeste da Serra de Santana. Microscópio petrográfico, objetiva 4x, nicóis paralelos.

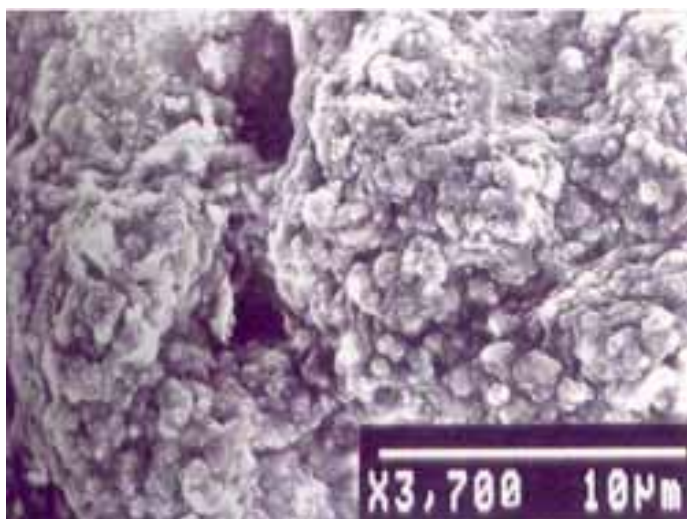


Foto 5.23 – Agregados colomorfos botrioidais de óxidos de ferro em siltitos da Fácies Sto-Arg. Microscópio eletrônico de varredura.

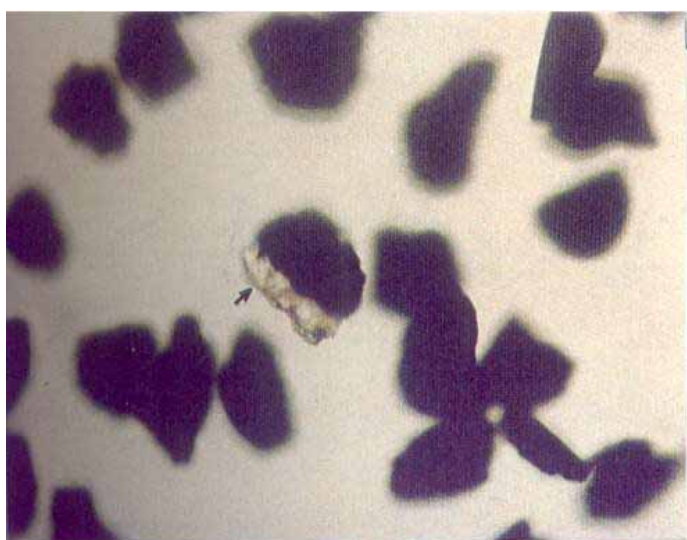


Foto 5.24 – Grão de leucocoxênio (óxido de titânio) com bordas enriquecidas em sílica, observados em lâminas delgadas de minerais pesados, em arenito da Fácies Arn fno. Microscópio petrográfico, objetiva 16x, nicóis paralelos.

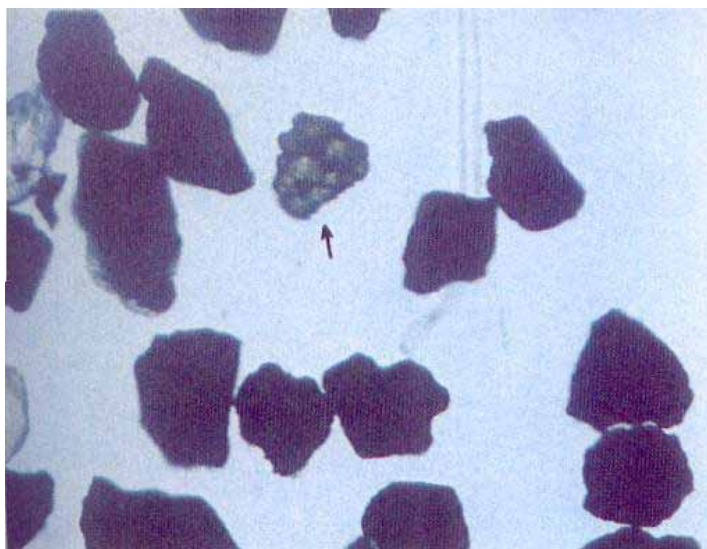


Foto 5.25 – Grão de óxido de titânio (anatásio) observado em lâmina delgada de minerais pesados de arenito da Fácies Arn fno. Microscópio petrográfico, objetiva 25x, nicóis paralelos.

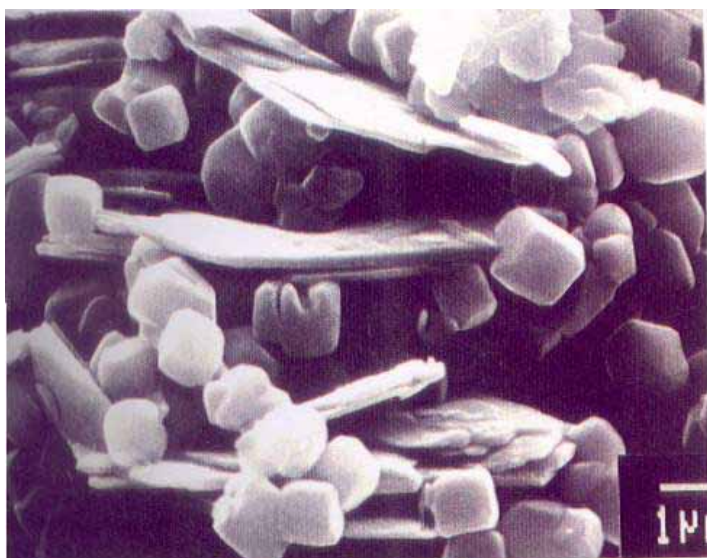


Foto 5.26 – Formas pseudocúbicas atribuídas aqui a algum tipo de óxido, sulfeto de ferro (Pirita) ou zeólitas. O mineral envolve parcialmente plaquetas de caulinita. Evidenciando uma precipitação tardia em relação à caulinita; em arenito da Fácies Arn fno. Microscópio eletrônico de varredura.

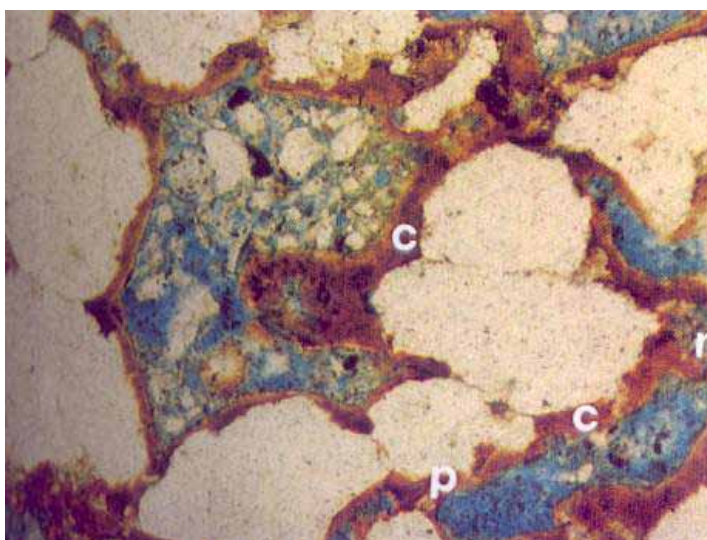


Foto 5.27 – Argila de infiltração mecânica, com textura em cutículas (c), circundando o interior de espaços porosos e envolvendo parcialmente alguns grãos de quartzo, em arenito grosso da Fácies Arn gro-mgr. Texturas em meniscos (m) e ponte (p) também ocorrem. Microscópio petrográfico, objetiva 10x, nicóis paralelos.

CAPÍTULO VI: CONTEXTO ESTRUTURAL

6.1 – Introdução

Ao contrário do que ocorre no domínio do embasamento cristalino, o registro de estruturas frágeis em terrenos sedimentares pode ser bastante sutil e, na maioria das vezes, encontra-se encoberto por material regolítico, que comumente mascara os afloramentos. Estruturas frágeis pouco expressivas ocorrem principalmente no interior do continente, onde as tensões intraplaca não excedem a resistência limite das rochas, em um contexto de baixo gradiente geotérmico. Nas bacias de margem continental passiva, as evidências de deformação em rochas sedimentares são mais realçadas, tendo em vista os efeitos das tensões locais (associadas a sobrecarga de sedimento sobre a plataforma/talude) e/ou regionais (derivadas da expansão do assoalho oceânico). Em regiões interioranas, a caracterização da deformação nesse tipo de rocha também é prejudicada pela escassez de indicadores cinemáticos e/ou cronológicos, dificultando a caracterização de campos de tensões locais ou até mesmo a atuação do campo regional, bem como a definição da idade em que estes campos atuaram.

As áreas das serras de Portalegre, Martins e Santana se enquadram na passagem do ambiente intracontinental ao de margem passiva. Durante e após a sua deposição, os sedimentos da FSM, presentes nessas serras, foram deformados por eventos tectônicos desde o Terciário superior ao Quaternário, os quais também estão presentes no domínio do embasamento cristalino.

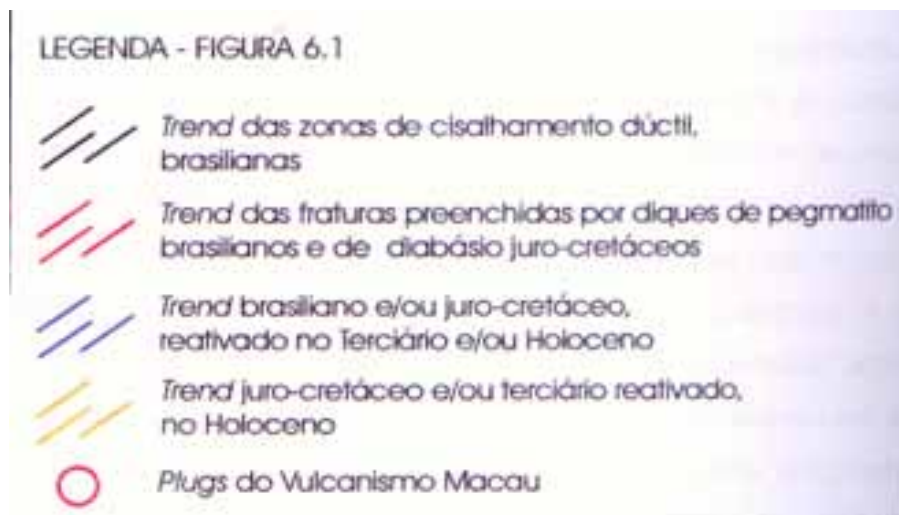
A identificação, o mapeamento e a análise de feições estruturais nos litótipos da FSM e/ou nas rochas do embasamento, permitirão tecer algumas considerações e correlações com a estruturação precambriana e com fases de tectonismo pós-cretáceo e/ou holocênico, este último também registrado no âmbito da Bacia Potiguar. Para tanto, serão reportadas inicialmente, neste capítulo, as principais estruturas regionais existentes no substrato da unidade estudada (deformação pré-FSM, item 6.2). A caracterização das feições de deformação na FSM será reportada nos itens 6.3 e 6.4. Essa caracterização foi efetuada tanto em macroescala (fotolineamento) como em mesoescala (afloramento) e, eventualmente, em lâminas delgadas (microescala), agrupada segundo dois estágios distintos: deformação sin-FSM e pós-FSM. Ainda no item 6.4 será discutida a problemática da cronologia das estruturas desse último estágio. A investigação da relação entre estruturas frágeis da FSM e deformações neotectônicas, registradas em litótipos do embasamento cristalino, no Riacho Grota da Fervedeira, será reportada no item 6.5.

6.2- Deformação pré-FSM

A deformação pré-FSM compreende a estruturação dúctil e frágil (ou dúctil-frágil), impressa no substrato cristalino dos platôs estudados. As estruturas dúcteis foram geradas em níveis crustais relativamente profundos, onde as condições geotérmicas permitem a deformação total ou parcial da rede cristalina de alguns minerais e/ou a formação de outros. Conseqüentemente, a estrutura interna e a assembléia mineralógica da rocha também é alterada, sendo a deformação realçada por foliações e/ou lineações.

A estruturação dúctil impressa no embasamento cristalino da região foi moldada no Proterozóico, principalmente durante o Ciclo Orogênico Brasileiro, que gerou um *fabric* plano-linear, referido na literatura como D_3 (Jardim de Sá 1994). Essa deformação corresponde às zonas de cisalhamento presentes na Faixa Seridó e compreende foliações (S_3) com *trend* N-S a NNE, de forte mergulho, associadas a lineações de estiramento e/ou mineral (L_3^x), em geral com baixo caimento. Na parte central das zonas de cisalhamento, o *fabric* se acentua e evolui para uma foliação/lineação milonítica (C_3/L_3). De acordo com Jardim de Sá (1994), a deformação dúctil brasileira processou-se em condições de alta temperatura (fácies anfibolito), registrada pela ocorrência de cordierita e silimanita no micaxistos da Formação Seridó, e de mobilizados félsicos nos gnaisses do Complexo Caicó.

Em imagens digitais LANDSAT TM 5 (tratadas em composições RGB) das áreas da Serra de Santana (figura 6.1) e Portalegre-Martins (figura 6.2), a trama dúctil brasileira está representada por fotolineamentos traçados em preto, na transparência sobreposta a cada imagem.



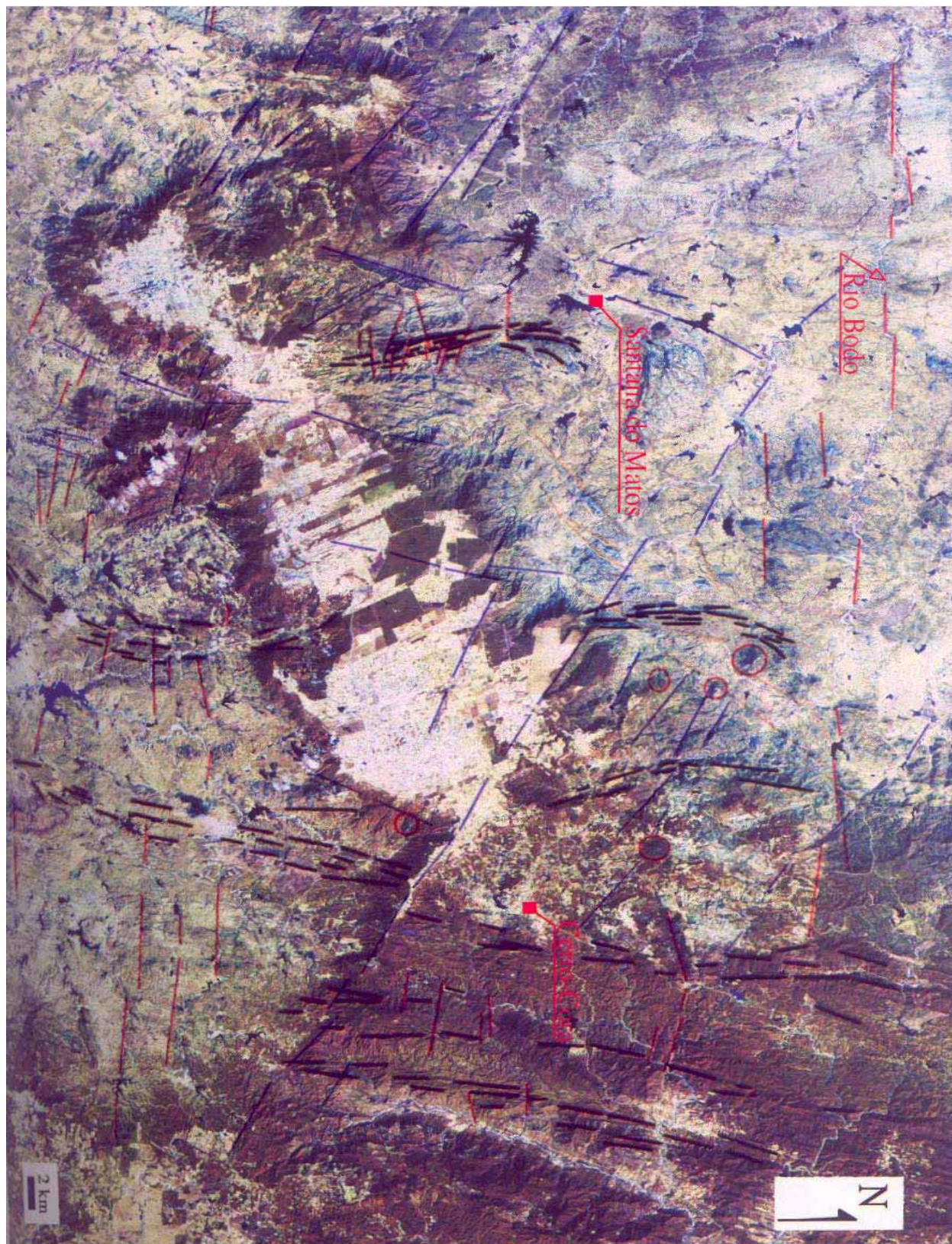


Figura 6.1 - Imagem digital LANDSAT TM 5 do Platô de Santana, tratada em composição RGB (espectro do red, green, blue), com os principais lineamentos fotointerpretados na transparência.

LEGENDA - FIGURA 6.2





-  *Trend* das zonas de cisalhamento dúctil, brasileiras
-  *Trend* das fraturas preenchidas por diques de pegmatito brasileiros e de diabásio juro-cretáceos
-  *Trend* brasileiro e/ou juro-cretáceo, reativado no Terciário e/ou Holoceno
-  *Trend* juro-cretáceo e/ou terciário reativado, no Holoceno



Figura 6.2 - Imagem digital LANDSAT TM 5 dos platôs de Portalegre e Martins, tratada em composição RGB (espectro do red, green, blue), com os principais lineamentos fotointerpretados na transparência.

Na Serra de Santana (figura 6.1), essa estruturação mostra uma orientação principal entre 0° e 030° Az (figura 6.3-a), com suaves inflexões para NNO (0° - 350° Az), sendo registrada tanto a oeste, caracterizando a Zona de Cisalhamento de Santana do Matos (ZCSM), quanto mais a leste, correspondendo a um sistema transcorrente de grande expressão, no qual estão incluídas as zonas de cisalhamento Currais Novos, Santa Mônica (ZCSMa), Frei Martinho, Santa Isabel, Bonfim e Picuí-João Câmara. Na área de Portalegre-Martins (figura 6.2), a trama dúctil brasileira está orientada entre 020° e 040° Az (figura 6.3-b), com inflexões para norte (0° a 020° Az), nas porções nordeste e sudoeste do Platô de Portalegre, caracterizando a Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa). A leste do Platô de Martins a direção NO (entre 300° a 320° Az) materializa a Zona de Cisalhamento Frutuoso Gomes (ZCFG). A maioria das zonas de cisalhamento NNE da Faixa Seridó apresenta uma cinemática dextral (Hackspacher e Oliveira 1984; Jardim de Sá 1994). Todavia, algumas destas zonas, a exemplo de ZCFG e ZCSM, possuem caráter sinistral, fugindo ao padrão das zonas de cisalhamento NNE, das quais podem representar um par conjugado ou cisalhamentos antitéticos (Jardim de Sá 1994, figura 6.4a).

No final do Ciclo Orogênico Brasileiro, o Nordeste brasileiro esteve submetido a um regime

de esforços compressivos (σ_1) E-O, os quais foram responsáveis pela formação de estruturas frágeis a ductéis-frágeis, afetando tardiamente a trama dúctil das zonas de cisalhamento. A caracterização deste grupo de estruturas leva em conta as condições de ductibilidade parcial, envolvendo o “arrasto” da foliação pré-existente, e/ou o preenchimento de fraturas por quartzo, sericita ou clorita+epidoto, freqüentemente desenvolvendo fibras ou estrias de abrasão de baixo *rake* em planos subverticais (Jardim de Sá 1994, Coriolano e Jardim de Sá 1997). Esses fraturamentos, de direção NO e NE, estão associados a movimentações sinistral e dextral, respectivamente (figura 6.4b).

No substrato cristalino dos platôs estudados, os lineamentos NO possuem orientações entre 290° - 310° Az (figura 6.3) e podem representar as fraturas NO-ONO tardi-brasilianas, de movimentação sinistral, que comumente cortam os milonitos nas zonas de cisalhamento, a exemplo do que ocorre na ZCSM (Brasil *et al.* 1995, Lima *et al.* 1995), a noroeste da Serra de Santana, e no Riacho Grota da Fervedeira (foto 6.1), aba norte dessa serra. Na área de Portalegre-Martins (pontos Pa40; Ma01 e 02, anexos I-C e I-B, respectivamente), as fraturas NO estão presentes em corpos graníticos da ZCPa e nos milonitos da ZCFG, constituindo planos de direção 280° - 290° Az ou 320° - 340° Az, com forte ângulo de mergulho. Preenchimentos por veios de quartzo, ou filmes de sericita e clorita associados a estrias com baixo *rake* (variando entre 25° e 04°), caracterizam as condições frágeis a dúcteis-frágeis,

fácies metamórfico xisto verde baixo e o regime transcorrente em que essas fraturas se desenvolveram.

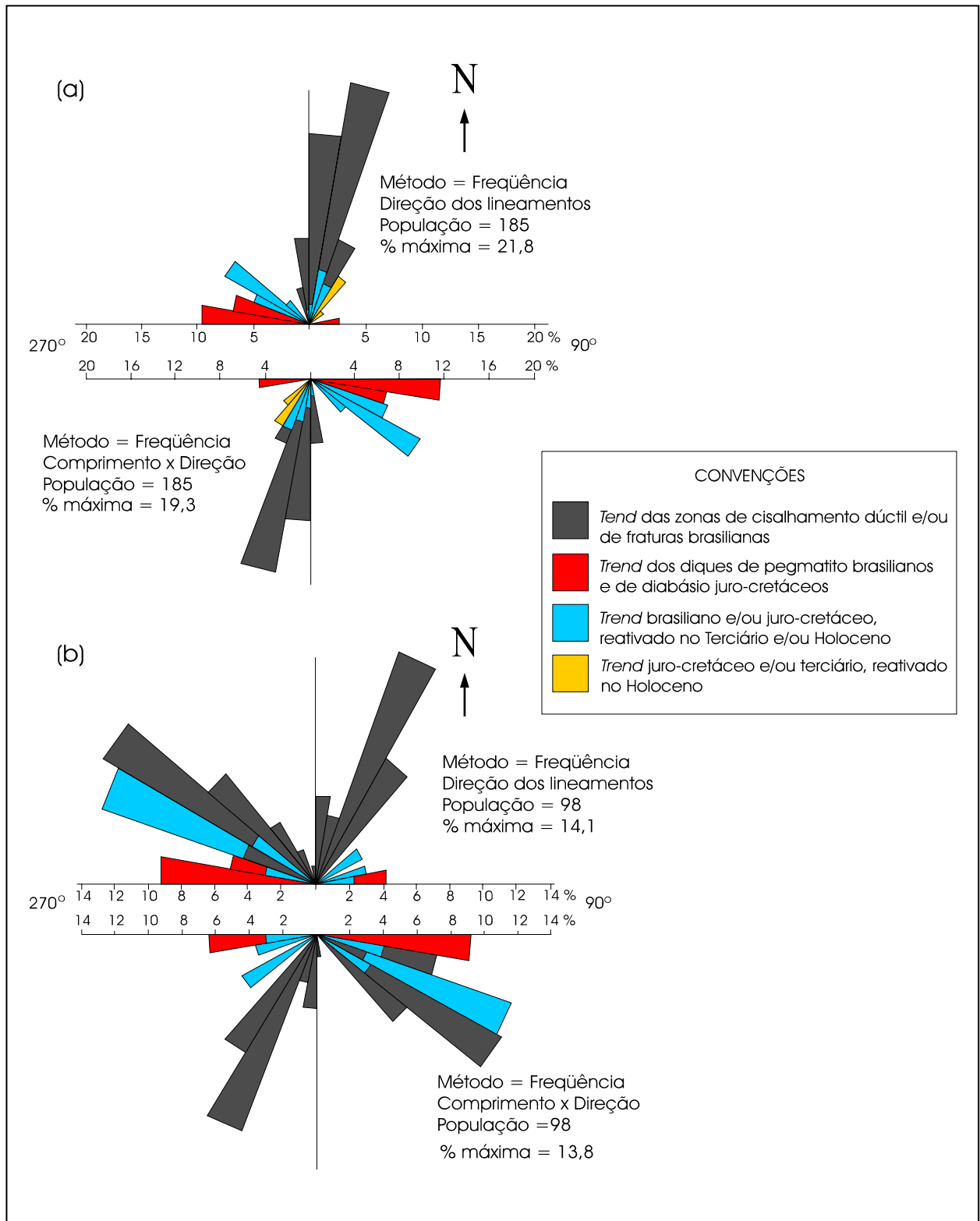


Figura 6.3 – Diagramas em roseta confeccionados para as direções de lineamentos fotointerpretados em imagem de satélite LANDSAT 5-TM, nas áreas do Platô de Santana (a) e Portalegre-Martins (b). A parte inferior de cada roseta representa a relação percentual do somatório do comprimento dos lineamentos, de acordo com as direções dos mesmos.

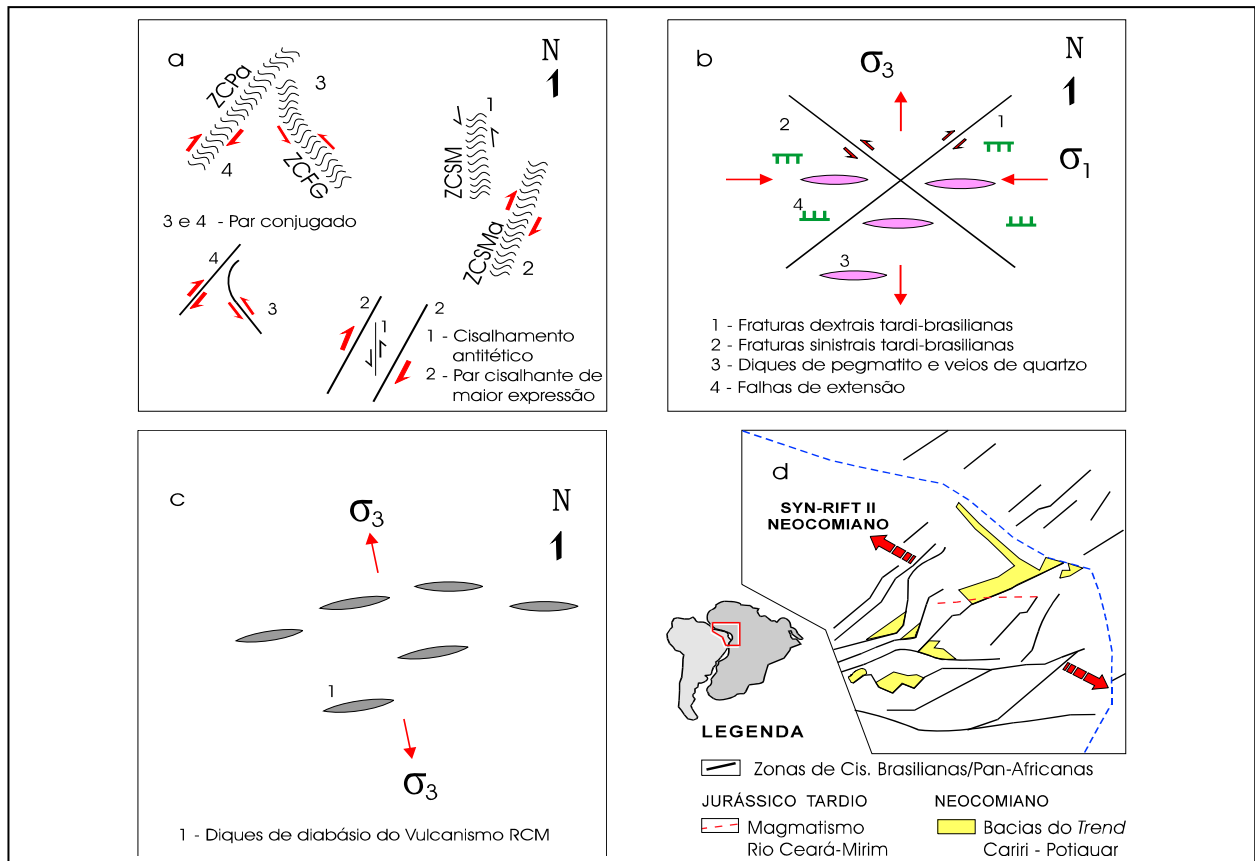


Figura 6.4 – Quadro evolutivo das deformações que originaram as estruturas no embasamento cristalino da Formação Serra do Martins (FSM): a) tectônica transcorrente com movimentação dextral e sinistral das zonas de cisalhamento brasilianas; b) fraturamentos NO, NE e alojamento dos diques de pegmatito E-O, tardi-brasilianos; c) tectônica extensional N-S, juro-cretácea, e alojamento dos diques do Vulcanismo Rio Ceará-Mirim (RCM); d) tectônica extensional NO-SE, no Cretáceo inferior. (a) e (b) adaptadas de Jardim de Sá 1994; (d) adaptada de Matos (1992).

Ainda no final da Orogênese Brasileira, juntas de extensão E-O, associadas às fraturas NO e NE, foram desenvolvidas e preenchidas por veios de quartzo ou pegmatitos (figura 6.4b). Os lineamentos de direção ENE a ONO marcam essas estruturas, que truncam localmente o *trend* NNE das zonas de cisalhamento (figura 6.1), demonstrando uma idade mais jovem que a estruturação dúctil. Falhas extensionais E-O, com feições de ductibilidade parcial e gerando espaços preenchidos por quartzo ou pegmatito, constituem uma estrutura mecanicamente equivalente (foto 6.2). No substrato da FSM, o máximo de direção E-O é registrado por lineamentos orientados principalmente entre 270°-280° Az (figura 6.3) e, subordinadamente, 280°-290° e 080°-090° Az. No Platô de Santana esses lineamentos encontram-se distribuídos de forma subparalela, nas porções a norte e a sul do platô (figura 6.1), constituindo um *trend* bastante expressivo. Na região de Portalegre-Martins (figura 6.2), embora a direção E-O seja menos realçada, a mesma também está caracterizada por lineamentos localizados a sul do

Platô de Martins. A oeste do platô de Portalegre (pontos Pa25 e Pa26, anexo I-C), fraturas com direções entre 280°-290° Az, preenchidas por quartzo, certamente representam parte desse *trend*. Os lineamentos E-O, além de estarem associados às juntas de extensão tardi-brasilianas, também podem representar estruturas análogas de idade juro-cretácea, derivadas de uma extensão (σ_3) N-S a NNO, que controlou o alojamento dos diques de diabásio do Vulcanismo Rio Ceará-Mirim (foto 6.3; figura 6.4c). Esses diques são registrados a norte e a sul do Platô de Santana, no Riacho Grota da Ferveadeira e na localidade Trangolo, respectivamente. No Riacho Grota da Ferveadeira, estrias de alto *rake* observadas nas paredes das encaixantes dos diques denunciam uma movimentação normal em fraturas E-O, já afetando os diques (foto 6.4).

No Cretáceo inferior, os esforços extensionais NO-SE a ONO-ESE, oriundos da abertura do Atlântico Sul, geraram no interior do Nordeste brasileiro bacias intracontinentais ao longo do *trend* Cariri-Potiguar (figura 6.4d), durante uma fase de rifteamento (syn-rift II, Matos 1992) no Neocomiano. O Rifte Potiguar, condicionado por falhamentos de direção NE, a exemplo do Sistema de Falhas de Carnaubais, caracteriza esse *trend*. Grande parte das estruturas brasileiras certamente foram reativadas nesse período, gerando falhas extensionais.

No embasamento cristalino dos platôs estudados, as fraturas NE apresentam um contexto tectônico bastante complexo. A direção NE está registrada por alguns lineamentos orientados entre 040° e 060° Az (figura 6.3). No Platô de Santana (figura 6.1), esse *trend* condiciona a sua borda setentrional, o alinhamento de algumas serras do embasamento cristalino mais a norte, e coincide com algumas feições estruturais observadas no Riacho Grota da Ferveadeira, a norte dessa serra. Neste último local, as fraturas com *trend* NNE, que controlam o curso geral do riacho, apresentam um rejeito normal e *slickenlines* de quartzo em alto *rake* (fotos 6.5, 6.6), que devem corresponder à movimentação tectônica do Cretáceo inferior, com temperaturas relativamente elevadas, induzindo a formação de estruturas fibrosas no quartzo. Na área de Portalegre-Martins (figura 6.2), os lineamentos NE estão realçados por alguns altos do embasamento cristalino nas porções oeste e nordeste do platô de Martins, onde parecem seccionar o *trend* NO da ZCFG, também condicionando a borda leste dessa serra. No Platô de Portalegre, embora esses lineamentos sejam pouco registrados (figura 6.2), as fraturas de direção similar (030°-050°Az), observadas no ponto Pa40 (anexo I-C), com filmes de sericita e clorita, permitem correlacionar parte do *trend* NE à estruturação tardi-brasiliana (NE dextral; figura 6.4b). Como a maioria dos lineamentos NE e NO, presentes no embasamento cristalino, parece se prolongar no domínio sedimentar dos platôs, controlando os seus segmentos de borda (ver as figuras 6.1 e 6.2), fica configurada uma reativação das feições brasileiras e/ou juro-cretáceas, posteriormente à deposição da FSM, durante o Terciário superior e/ou Holoceno, e que será abordada nos itens 6.4 e 6.5 deste capítulo.



Foto 6.1 - Zona de cisalhamento dúctil-frágil tardi-brasiliana, com *trend* NO, afetando os litótipos do embasamento cristalino na porção norte da Serra de Santana, Riacho Grota da Ferveadeira. O plano da estrutura mostra uma cor esverdeada (devido a clorita + epidoto) e estrias em baixo *rake* (↑). O cabo do martelo, nesta e nas fotos seguintes, aponta para norte.

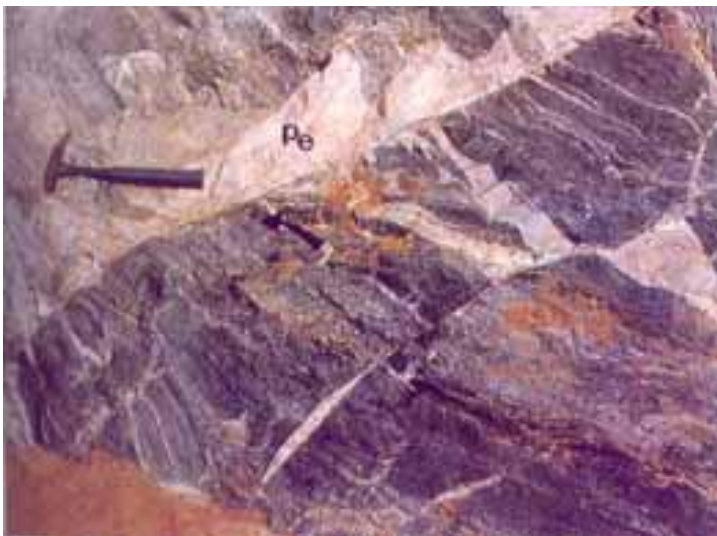


Foto 6.2 - Fraturas E-O extensionais, tardi-brasilianas, preenchidas por pegmatito (Pe), afetando os litótipos do embasamento cristalino na parte norte da Serra de Santana, Riacho Grota da Ferveadeira. O arrasto da foliação próximo ao plano de fratura (↑) indica a cinemática e reflete a ductibilidade parcial da deformação.



Foto 6.3 - Diques de diabásio jurócretáceos do Vulcanismo Rio Ceará-Mirim (RCM), alojados em fraturas E-O, a norte da Serra de Santana, no Riacho Grota da Ferveadeira. Ver detalhe do plano de fratura na foto 6.4.



Foto 6.4 - Detalhe do contato do dique com a rocha encaixante. Estrias de alto *rake* estão impressas no contato e afetam também o dique, atestando um movimento normal nessas fraturas, concomitante ou após a intrusão dos diabásios.



Foto 6.5 - Fraturas NNE, com movimentação normal de blocos, em migmatitos do Riacho Grotta da Ferveadeira (a norte da Serra de Santana). O rejeito verical está realçado pelo deslocamento do veio de pegmatito veio (Pe). Estria de quartzo em alto *rake* sugerem que esse parte desse fraturamento pode ter sido originado no Cretáceo superior (ver foto 6.6).



Foto 6.6 - Estrias de quartzo em alto *rake* associado ao fraturamento NNE da foto 6.5, caracterizando o movimento normal em fraturas extensionais cretáceas.

6.3 – Deformação sin-sedimentar na FSM.

Na deformação sin-FSM foram congregadas as estruturas originadas em estágio plástico-viscoso (Ower 1987), durante e/ou logo após a deposição dos sedimentos da FSM, quando estes ainda não tinham sido totalmente litificados e águas intraformacionais ainda estavam presentes nos espaços intergranulares da rocha. As feições típicas deste estágio estão agrupadas sob a denominação de estruturas hidroplásticas.

As estruturas hidroplásticas se formam em sedimentos pouco consolidados e são comumente referenciadas na literatura com estruturas de fluidização, de escape d'água ou de liquefação. A origem dessas estruturas pode estar associada ao escape d'água dos poros da rochas, em função do peso exercido por uma carga sedimentar depositada sobre um estrato ainda inconsolidado (Postma 1983), sem necessariamente haver qualquer ligação com feições de deformação tectônica; ou pode ainda, estar relacionada à liquefação de rochas pouco litificadas, que sofreram algum evento(s) sísmico(s). Neste último caso, as estruturas de liquefação e fluidização, geradas sob condições tectônicas, têm sido utilizadas como indicadoras de paleossismicidade, tanto em áreas orogênicas atuais quanto em áreas intraplaca (Audemard e Santis 1991), podendo assumir estilos diversos, tais como dobras convolutas, diques de areia, bolsões de areia ou de seixos, arranjo caótico de seixos e estruturas tipo prato e pilar. De acordo com Postma (1983), as feições decorrentes do escape d'água provocado pela carga de sedimentos, sobre estratos ainda inconsolidados, são mais frequentes em arenitos e siltitos que foram depositados rapidamente. Em arenitos conglomeráticos e conglomerados, essas feições são pouco susceptíveis de se formarem por necessitarem de declives íngremes, entre 10° e 25°. As mesmas são encontradas mais comumente em fácies deltáicas e turbidíticas com alto mergulho dos planos de estratificação. Nos terrenos sedimentares com estratos subhorizontais, as estruturas hidroplásticas podem estar relacionadas à deformação por evento sísmico em sedimentos inconsolidados; a expulsão de água dos poros se dá em função da passagem das ondas de choque pelo material saturado em água, deformando-o plasticamente e impedindo a geração de estruturas rúpteis, do tipo falhas e *slickenlines* (Petit e Laville 1987, Mather e Westhead 1993).

Nas áreas estudadas, as estruturas hidroplásticas foram melhor evidenciadas nos litótipos conglomeráticos quartzosos, caracterizando feições tipo pilares e bolsões de liquefação, concentradas na porção oeste-sudoeste do Platô de Portalegre, nas proximidades do Sítio Estrondo (ponto Pa39, do anexo I-C). As estruturas tipo pilares ocorrem em escala decimétrica a métrica, desenvolvendo-se como feições colunares, as quais cortam discordantemente os planos de estratificação da rocha (foto 6.7). Essas colunas possuem em média 15 a 20 cm de diâmetro, atingem cerca de 60 cm a 1 m de comprimento e são

preenchidas por seixos e matriz areno-argilosa. Na parte externa dos pilares os níveis de seixos das estratificações rotacionam para o interior da coluna, por vezes dispendo-se paralelamente à parede do pilar. No centro da coluna os seixos dispersos na matriz assumem arranjos caóticos. Na base, os seixos tendem a desaparecer, os sedimentos tornam-se cada vez mais arenosos e a estrutura exhibe feições de “arrasto” nos planos de estratificação, formando estrutura semelhante a um *mini-graben* (ver detalhe esquemático da foto 6.7). Feições semelhantes a bolsões de liquefação, com um certo afunilamento na base, ocorrem em escala centimétrica (<40 cm) e são caracterizados por seixos dispersos em uma matriz areno-argilosa, por vezes reorganizados segundo as direções das paredes do bolsão (foto 6.8).

Outras estruturas de fluidização, de menor expressão, incluem as dobras convolutas e pequenos diques de areia observados nos afloramentos Pa02, Pa34B e Pa41 (anexo I-C), também na Serra de Portalegre. As dobras convolutas exibem escala decimétrica, ocorrem em algumas camadas de arenitos grossos, nos sets de estratificações cruzadas (foto 6.9). Essas estruturas são bruscamente truncadas por estratos horizontalizados suprajacentes, não deformados. Ao microscópio, os estratos afetados por esse tipo de deformação mostram uma reorganização interna dos grãos, destoante daquela observada nos de estratos não deformados. Os horizontes arenosos mostram um arranjo caótico de grãos e os níveis mais finos (da fração silte) ressaltam os planos de estratificação dobrados. Os diques de areia são também observados em arenitos grosso; ocorrem em escala centimétrica (< 3 cm), como uma feição ortogonal aos planos de estratificações, intrudindo lentes de material fino, argiloso (foto 6.10). Em microescala, as feições registradas assemelham-se àquela observadas, em macroescala, nos pilares. Lâminas arenosas afundam em meio a horizontes de granulometria fina; na parte superior das paredes dos diques, ocorre maior concentração de grãos, que rotacionam para o interior da estrutura.

Foram ainda associados, à deformação hidroplástica, “planos de deslizamento” observados em siltitos, muito embora não tenha sido encontrado, na literatura, qualquer referência a esse tipo de estrutura como feição de fluidização. A nomenclatura aqui adotada para esta feição tem caráter estritamente descritivo, e a mesma foi inserida no rol das estruturas hidroplásticas por exibir características de desenvolvimento ainda sob condições plástico-viscosas. Os planos de deslizamento estão presentes principalmente na Serra de Portalegre, ocorrendo com menor freqüência na Serra de Martins (a maioria em blocos rolados, na porção leste dessa serra) e em platôs menores a nordeste da Serra de Santana. Estes planos são observados em siltitos a argilitos, maciços, estando presentes em todas as exposições destes litótipos. Os planos de deslizamento são geralmente curvos, irregulares, assumindo formas cônicas e contendo estrias (foto 6.11 e detalhe fotográfico da seção V, anexo II-E). As estrias são caracterizadas por uma suave rugosidade e uma concentração

linear de mineral de brilho metálico (hematita ?). Ao microscópio, observa-se que os planos têm uma certa penetratividade na rocha, na forma de feições curvas a retilíneas definidas por níveis escuros, oxidados. Em projeção estereográfica, as estrias mostram mergulhos em várias direções e uma distribuição aproximadamente cônica, em torno do centro da rede de projeção, assim com eixo subvertical (figura 6.5). A associação desses planos de deslizamento às deformações hidroplásticas é baseada no fato de que os mesmos estão presentes apenas em rochas argilosas e parecem ter se formado quando estas rochas ainda estavam pouco litificadas. Em afloramento, estas estruturas são cortadas por fraturas verticalizadas, tipicamente mais jovens (pós-FSM).

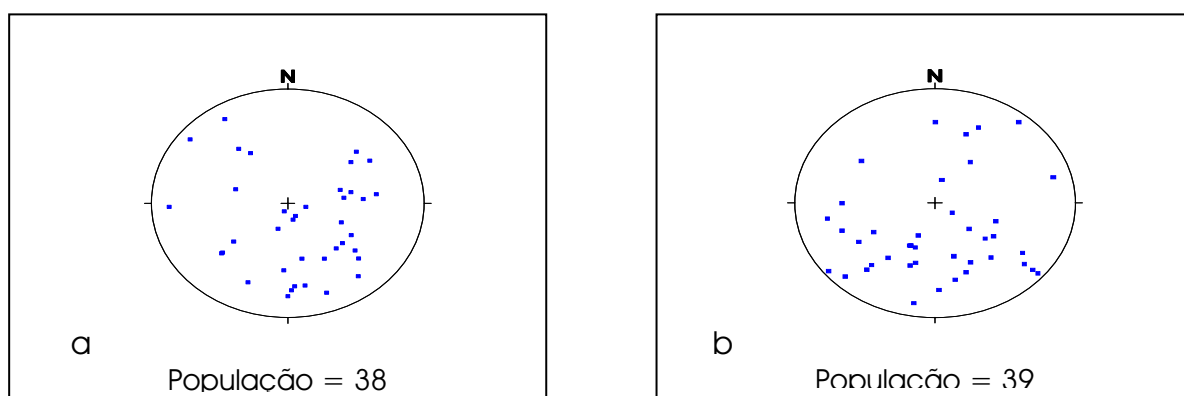
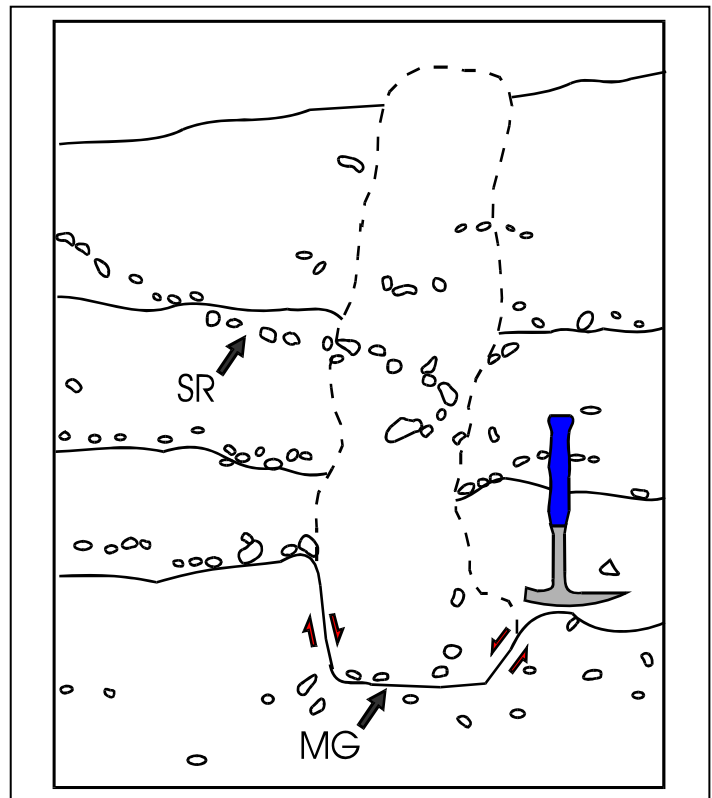


Figura 6.5 – Estereogramas (Rede de Schmidt, hemisfério inferior) das estrias observadas nos planos de deslizamento em siltitos e argilitos: a) atitudes medidas nas exposições do Platô de Portalegre; b) atitudes medidas nas exposições no Platô de Santana. Os mergulhos das estrias em várias direções conferem uma distribuição aproximadamente cônica, em torno do centro da rede, onde um eixo subvertical pode ser inferido.

Para alguns pesquisadores, a exemplo de Audemard e Santis (1991) e Vittori *et al.* (1991), estruturas de fluidização, tais como pilar, prato, bolsão de seixos, diques de areia e intrusões de seixos, são necessariamente produzidas por grandes sismos ($M_b > 5.0$). A frequência dessas estruturas no Platô de Portalegre provavelmente está relacionada à reativação da Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa), com ocorrência ou não de abalos sísmicos, concomitante e/ou logo após a deposição dos sedimentos da FSM. Os planos de deslizamentos com estrias cônicas, registrados preferencialmente na parte norte desse platô, podem indicar: a) pulsos de soerguimento e/ou rebaixamento de blocos durante a reativação da ZCPa, propiciando o “deslizamento” de lamitos, não totalmente litificados, sobre os pacotes arenosos mais rígidos, e/ou b) a deformação desses sedimentos ocasionada pela passagem de ondas sísmicas. O registro desses planos em platôs menores a nordeste do Serra de Santana e na porção sudeste do Platô de Picuí-Cuité (J.M. Morais Neto, comunicação verbal), evidencia que deformações semelhantes ocorreram nessas áreas, sugerindo também o soerguimento e/ou rebaixamento de blocos; neste último caso, o evento pode estar relacionado a movimentações na Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, localizada na borda oeste daquele platô.



Foto 6.7 – Estrutura colunar registrada em arenitos conglomeráticos. A estrutura corta os planos de estratificação da rocha.



Detalhe esquemático da foto 6.7 chamando atenção para a rotação de um nível de seixos (SR) para o interior da coluna, evidenciando ainda uma feição em *mini-graben* (MG), na porção basal da mesma. Ponto Pa39, Serra de Portalegre.



Foto 6.8 – Estrutura em bolsões registrada em arenitos conglomeráticos. Seixos de quartzo estão orientados paralelamente à parede do bolsão. Ponto Pa39, Serra de Portalegre.



Foto 6.9 – Dobras convolutas em arenitos grossos. Ponto Pa02, Serra de Portalegre.

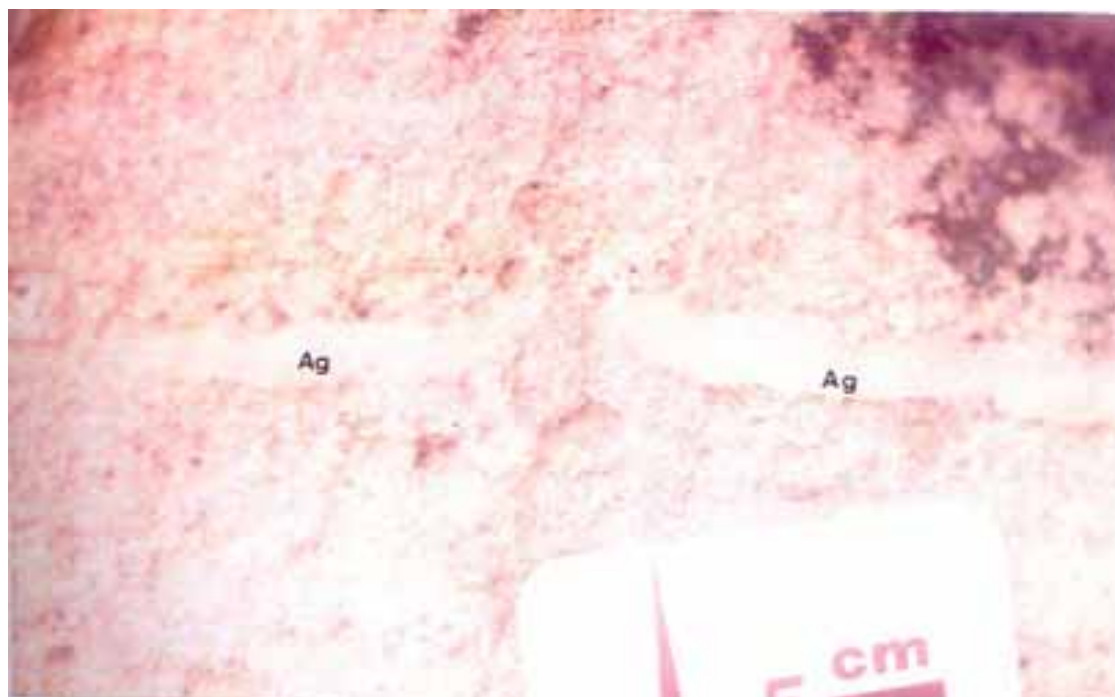


Foto 6.10 – Diques de areia intrudindo lentes argilosas cauliniticas (Ag), em arenitos grossos. Ponto Pa41, Serra de Portalegre.



Foto 6.11 – Planos de deslizamentos curvilíneos a irregulares, com estrias cônicas, observados em siltitos. Ponto Pa44, Serra de Portalegre.

6.4 – Deformação pós-FSM

Na deformação pós-FSM foram agrupadas as estruturas de caráter frágil que afetaram os litótipos da unidade estudada, posteriormente à sua litificação, possivelmente no Terciário superior e/ou no Recente (Holoceno). Feições de deformação pós-FSM, observadas em terraços quaternários na base do Platô de Santana, bem como nos litótipos do embasamento cristalino, neste último caso com características sugestivas de movimentação em condições superficiais, seguramente neotectônicas, serão discutidas no item seguinte.

As estruturas frágeis se formam em níveis crustais rasos, quando um conjunto de forças compressivas e/ou distensivas, aplicadas sobre um corpo rochoso, excede a capacidade de reação elástica do mesmo, e este se rompe, formando fraturas, falhas e/ou juntas, as quais podem ser caracterizadas desde macro até microescala.

Os faturamentos observados em macroescala, na cobertura sedimentar dos platôs estudados (figuras 6.6, 6.7 e 6.8), mostram três direções distintas: NO, NE e N-S. Essas direções normalmente estão ressaltadas, nas fotografias aéreas e/ou imagens de satélite, pelas quebras de relevo no domínio sedimentar, formando vales estruturalmente controlados. Formas erosivas nas bordas dos platôs, representadas por anfiteatros, extensos segmentos de borda retilínea e pequenas reentrâncias, decorrem do recuo das encostas, realçando o prolongamento de alguns lineamentos do embasamento cristalino na cobertura sedimentar. De um modo geral, as fraturas NO e NE exibem as mesmas orientações dos *trends* NO e NE observados no domínio cristalino, respectivamente, 290°-310° Az ou 330°-340° Az e 030°-040° Az ou 060°-070° Az (ilustradas na figura 6.3a e b). Já a orientação N-S (350°-010° Az), embora também coincida com parte do *trend* das zonas de cisalhamento brasileiras, em geral constituem uma estruturação mais jovem.

Em mesoescala, as estruturas registradas nos litótipos da FSM consistem essencialmente de fraturas, que comumente exibem alto ângulo de mergulho (70°- 90°). Essas fraturas constituem dois tipos distintos: não sistemáticas e sistemáticas. As fraturas não sistemáticas estão presentes na maior parte das exposições. Este tipo atinge comprimento métrico a decimétrico e é caracterizado pelo quebraimento das rochas em várias direções. Em geral não mostram preenchimento ou qualquer evidência de cinemática. Sua geometria normalmente é bastante complexa, exibindo padrões oblíquos ou, por vezes, ortogonais, sem evidências de um *trend* principal (figura 6.9a). Nos diagramas em rosetas, construídos para as direções de fraturas em cada afloramento (ver as figuras 6.6, 6.7 e 6.8), o tipo não sistemático corresponde às orientações de menor expressão, que comumente destoam das direções principais dos faturamentos observados em macroescala, mascarando ou dificultando a caracterização dos *trends* estruturais.

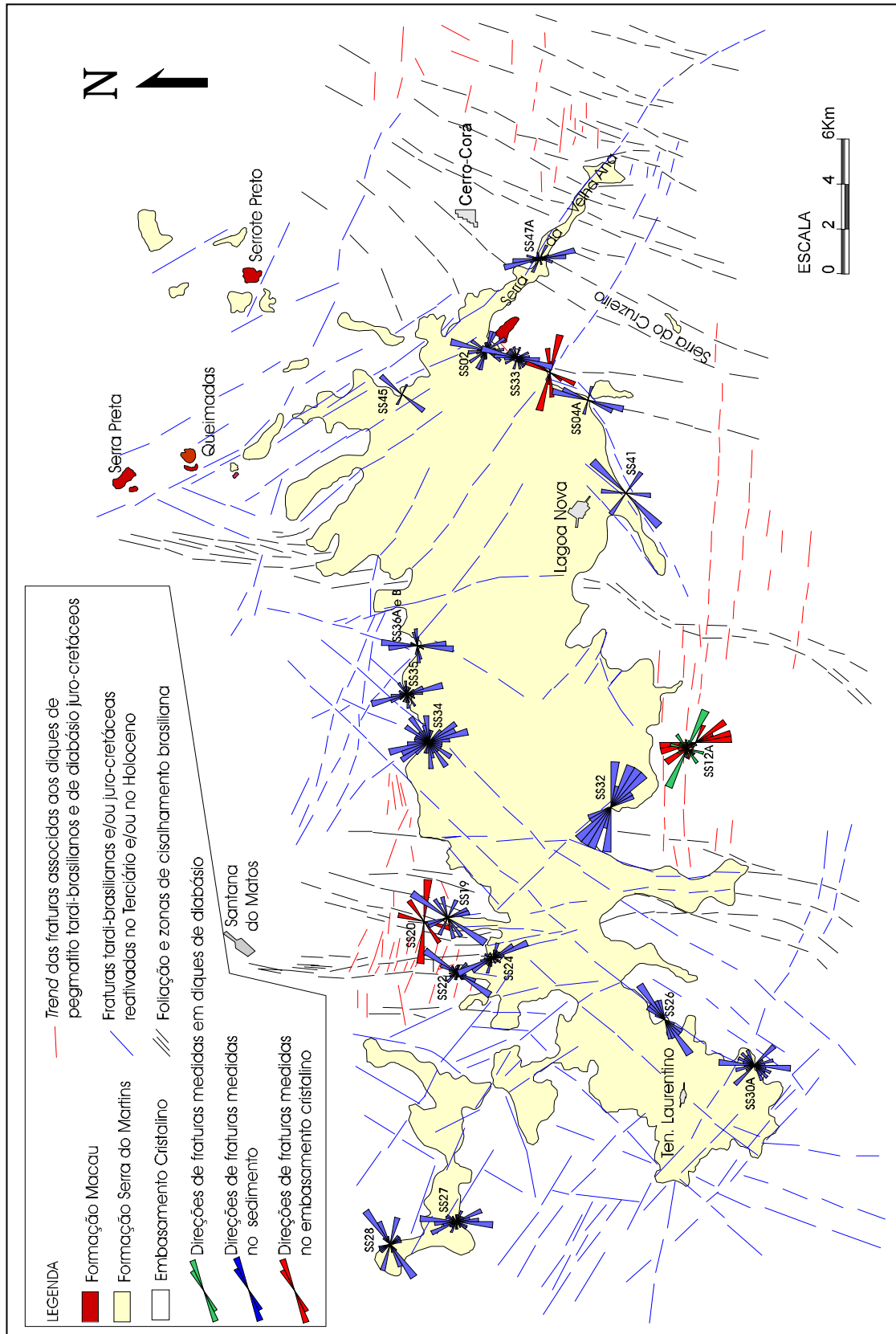


Figura 6.6 – Mapa de fraturas fotointerpretadas em imagem de satélite LANDSAT 5-TM, no Platô Serra de Santana. Os diagramas em roseta, sobre o mapa, ilustram as direções de fraturas medidas em afloramento.

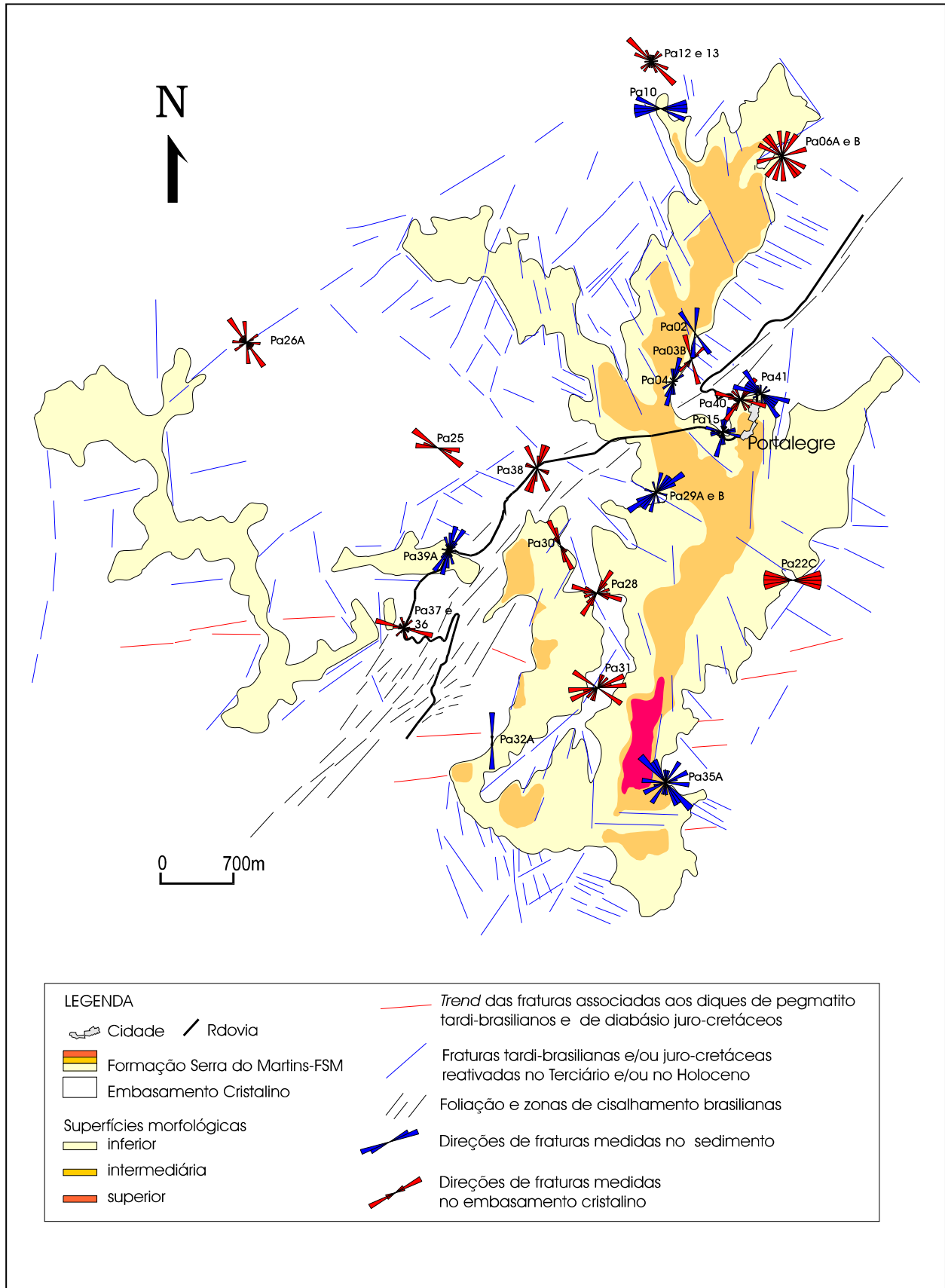


Figura 6.7 – Mapa de fraturas interpretadas em fotografias aéreas, no Platô de Portalegre. Os diagramas em roseta ilustram as direções de fraturas medidas em afloramento.

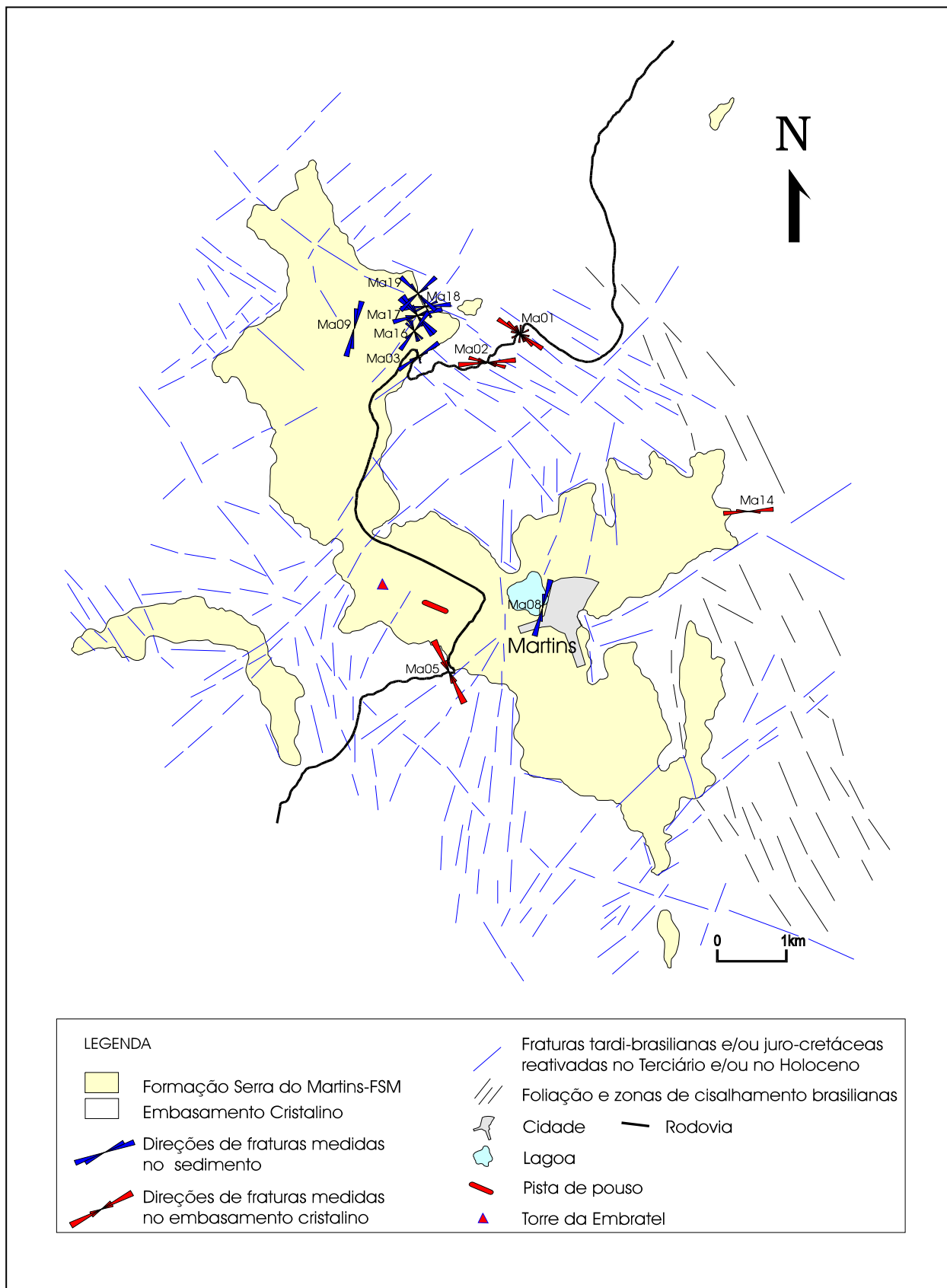


Figura 6.8 – Mapa de fraturas interpretadas em fotografia aéreas, no Platô de Martins. Os diagramas em roseta, sobre o mapa, ilustram as direções de fraturas medidas em afloramento.

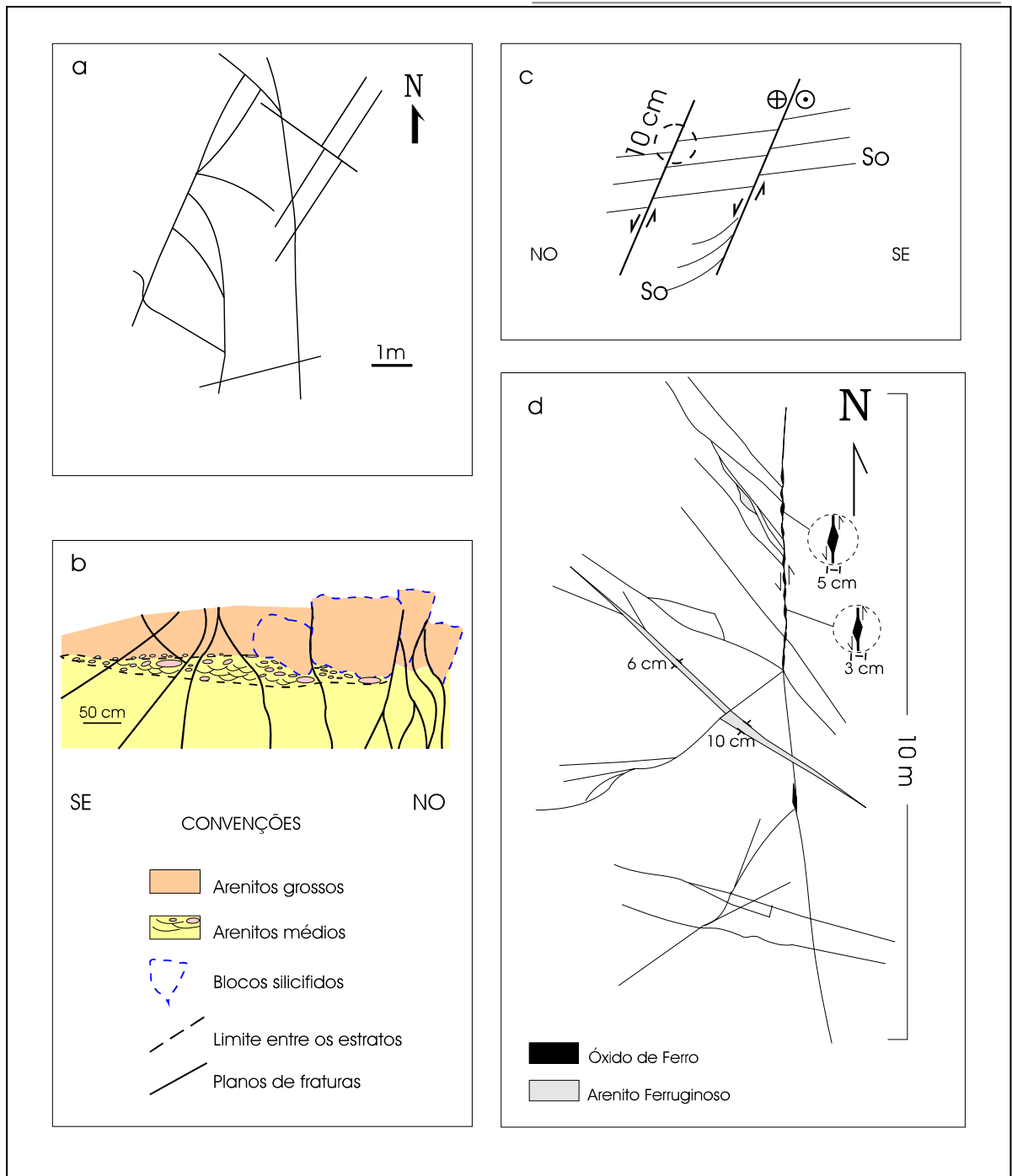


Figura 6.9 – Padrões de fraturamentos observados nos litótipos da Formação Serra do Martins-FSM: a) fraturas não sistemáticas presentes no ponto SS22, Serra de Santana (plano horizontal); b) fraturas NE subverticais, sem evidência de deslocamento de blocos; ponto SS22, Serra de Santana (corte vertical); c) falhas obíquas, de direção NE, com rejeito vertical inferior a 10cm, observado pelo deslocamento dos planos de estratificação (So), e movimentação direcional sugerida pela presença de estrias; ponto SS45, Serra de Santana (corte vertical); d) fraturas NO e N-S, com preenchimento por óxido de ferro e arenito ferruginoso; ponto SS24, Serra de Santana (plano horizontal).

Em microescala foram observadas, eventualmente, aquelas fraturas que em afloramento mostravam algum tipo de preenchimento, o qual foi analisado ao microscópio petrográfico para efeito de uma melhor caracterização e entendimento do comportamento cinemático durante o processo de fraturamento.

6.4.1 - Padrões de Fraturas na Serra de Santana

No Platô de Santana (figura 6.6), as orientações NO e NE são as principais. Para a direção NO sua forma mais expressiva, em macroescala, ocorre na parte leste desse platô, sendo caracterizada por um extenso lineamento ($\cong 20$ km) que controla a forma erosiva de toda a sua borda nordeste. Neste local, a Serra da Velha Ana divide os terrenos cristalinos em dois domínios topograficamente distintos: um a norte, com cotas entre 550 e 720 m, onde *plugs* do Vulcanismo Macau (miocênico) e pequenos platôs da FSM estão presentes; outro a sul, com cotas inferiores a 300 m, representando a “Depressão Sertaneja”. A nível de afloramento (mesoescala), na Serra da Velha Ana o *trend* NO está pouco representado, e nesta parte do platô (ponto SS47A, figura 6.6) observa-se apenas um sistema de fraturas paralelas NNO a NNE (orientadas entre 340° - 360° Az e 0° - 020° Az, respectivamente), normalmente mascaradas por material regolítico (foto 6.12), afetando os litótipos da FSM. Blocos de arenitos silicificados e maciços são também observados em meio às fraturas. Em mesoescala, as fraturas NO, com orientações variando de 290° a 330° Az, estão presentes apenas nas partes sul e noroeste da cobertura sedimentar. Na porção sul (pontos SS32, 30A e 41, figura 6.6), as fraturas não mostram evidências de preenchimento ou qualquer deslocamento de blocos, mas coincidem com os feixes de lineamentos que controlam a borda do platô.

A direção NE é registrada, em macroescala, por quebras no relevo representadas pelos baixos topográficos sobre o platô, na porção ocidental da cobertura sedimentar. Neste local, essa orientação reflete os cursos retilíneos de alguns riachos que fluem para norte. Segmentos de borda no extremo sudoeste também mostram direção NE. Em mesoescala, as fraturas com esse *trend* estão presentes nas porções noroeste, sudeste e nordeste do platô. Na porção noroeste (ponto SS22, figura 6.6) ocorrem em *sets* subparalelos, sem evidências de preenchimento ou deslocamento de blocos (figura 6.9b); na parte nordeste (ponto SS45, figura 6.6) constituem pequenas falhas oblíquas (figura 6.9c), com rejeito vertical inferior a 10 cm, observado pelo deslocamento dos planos de estratificação (S_0) e movimentação direcional atestada pela presença de estrias com *rake* de 50° ; finalmente, na parte sudeste (ponto SS33, figura 6.6), promovem uma maior deformação em arenitos grossos, obliterando os planos de estratificação e deixando a rocha bastante friável, com textura sacaroidal e um *fabric* isotrópico, assemelhando-se a um *gouge* de falha; nos locais menos afetados pelo fraturamento, alguns blocos verticalizados, de arenito mais compacto, ficam preservados em meio à rocha triturada (foto 6.13).

As fraturas N-S, orientadas entre 010° - 350° Az, afetam a cobertura sedimentar do platô, em sua porção centro norte e ocidental. Essas fraturas (em macroescala) por vezes coincidem com o *trend* de algumas zonas de cisalhamento mapeadas no substrato, a exemplo da ZCSM. Entretanto, em mesoescala, a maior parte dessas fraturas destoam em orientação das macroestruturas circunvizinhas (de direção NE e NO), a exemplo do que ocorre na porção cento-norte do Platô de Santana (pontos SS34, SS35 e SS36A, B; figura 6.6). Nesse local, as fraturas N-S ocorrem em escala métrica a decamétrica, com direção entre 0° e 25° Az e, eventualmente, 350° Az; apresentam mergulhos verticalizados e uma abertura de $\pm 0,5$ cm, por vezes atingindo 1 cm, com preenchimento por óxidos e/ou hidróxidos de ferro (foto 6.14). Ao microscópio, observa-se que o contato do preenchimento com a rocha encaixante é feito de forma brusca, e no interior da abertura os grãos foram substituídos e/ou totalmente envolvidos pelos óxidos, preservando ainda sua morfologia original. Uma maior concentração dos óxidos e/ou hidróxidos de ferro (goetita) ocorre em uma faixa escura no centro da abertura (foto 6.15), caracterizando o preenchimento de fraturas de extensão por material de precipitação química, provavelmente oriundo da percolação de fluidos hidrotermais e/ou meteóricos.

Visualizando em conjunto, os fraturamentos NO e NE (em macroescala) provavelmente materializam uma expressão interiorana da movimentação dextral do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra-SFAB e da reativação sinistral do Sistema de Falhas de Carnaubais-SFC (respectivamente), enquanto que as fraturas N-S, preenchidas por óxidos de ferro, podem representar juntas extensionais oriundas de uma extensão E-O. Nesse contexto, a estruturação frágil da FSM, no Platô de Santana, é em boa parte compatível com o quadro de deformação neo-terciária, proposto por Dantas (1998) para a porção centro-norte da Bacia Potiguar (figura 6.10).

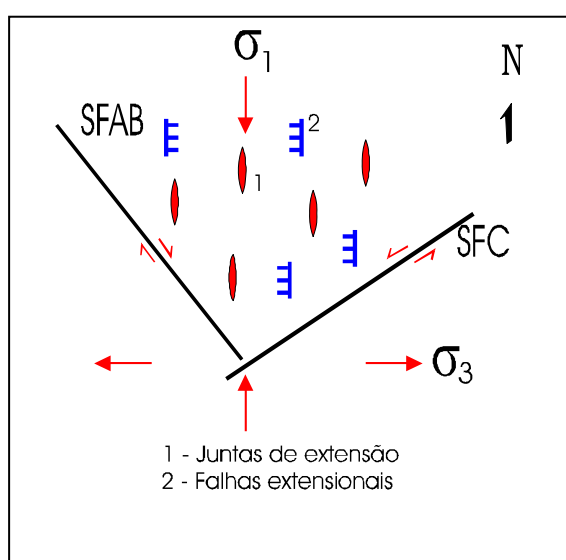


Figura 6.10 - Tectônica, neo-terciária, com movimentação dos sistemas de falhas de Carnaubais-SFC (sinistral) e Afonso Bezerra-SFAB (dextral); formação de juntas e falhas extensionais, e alojamento de *plugs* do Vulcanismo Macau (MAC). Reproduzida de Dantas (1998).

A nível de afloramento, esse quadro é mais difícil de ser caracterizado, uma vez que as estruturas na cobertura sedimentar desse platô são pobres em indicadores cinemáticos. Provavelmente, a pequena intensidade de deformação não foi suficiente para promover deslocamentos significativos de blocos. Em adição, o caráter arenoso e friável de alguns litótipos da FSM não favorecem a impressão e/ou preservação dos indicadores de movimento, nessas condições.

Corroborando com a estruturação do Terciário superior, a ocorrência dos *plugs* do vulcanismo miocênico Macau, em terminações transtracionais de alguns lineamentos NO, na porção setentrional do Platô de Santana, sugere que parte desse *trend* pode ter sido originado e/ou reativado nesse período, controlando o alojamento de corpos vulcânicos (figura 6.11).

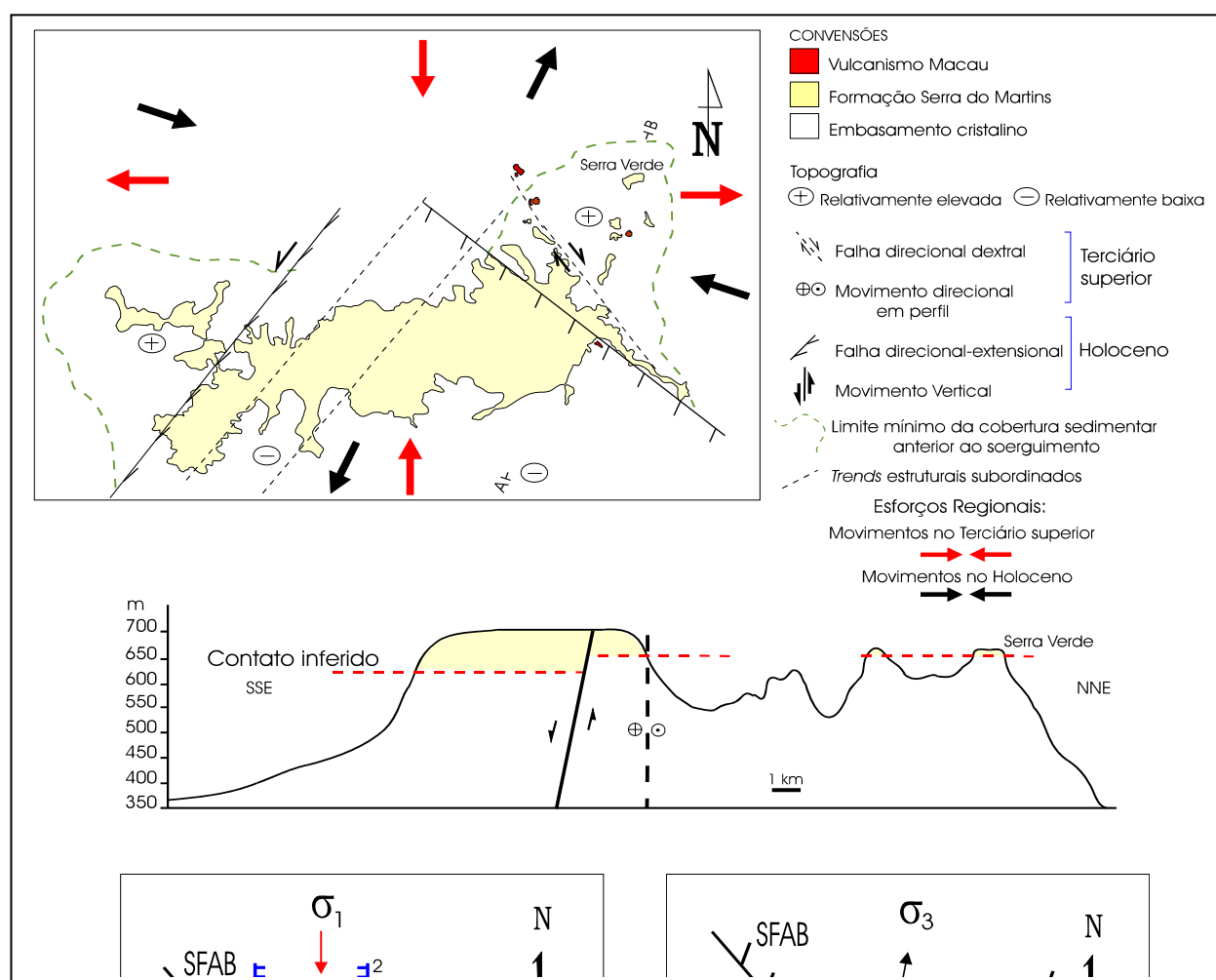


Figura 6.11 – Esboço esquemático da estruturação neo-terciária e holocênica no Platô de Santana. Falhas NO dexas podem ter sido geradas e/ou reativadas no Terciário superior, com alojamento de *plugs* vulcânicos em terminações transtracionais. No Holoceno, a reativação dessas estruturas propiciou um soerguimento generalizado nos blocos nordeste e noroeste do platô, mostrado em um perfil NNE, no lado leste da serra.

Variações desse padrão de movimentação neo-terciária podem ser localmente visualizadas, sobretudo na parte do platô onde os lineamentos regionais mostram uma forte estruturação, que se prolonga do embasamento cristalino até a cobertura sedimentar. Na porção noroeste do platô (ponto SS24, figura 6.6), por exemplo, ocorrem fraturas NO orientadas entre 330°-340° Az; estas são localmente abertas e preenchidas por um arenito compacto, oxidado (ver figura 6.9d), e estão associadas a fraturas N-S; um movimento transcorrente sinistral é inferido para a direção N-S, sendo as fraturas NO interpretadas como de extensão. Neste local, as fraturas N-S coincidem com a expressão da ZCSM, mapeada no substrato cristalino. Nesse contexto, essas fraturas caracterizam uma reativação frágil sinistral da ZCSM. Essa reativação também é compatível com a estruturação do Terciário superior, NO dextral do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra-SFAB, onde cisalhamentos sinistrais N-S poderiam representar a direção antitética R' do sistema de Riedel.

No Holoceno, os esforços compressoriais passaram a atuar na direção E-O, promovendo a reativação dextral-extensional de falhas NE e extensional sinistral de falhas NO (figura 6.11). Essa inversão na direção de compressão também está configurada em algumas estruturas da Bacia Potiguar (Dantas 1998, figuras 6.10 e 6.12).

Na região da Serra de Santana, a deformação condicionada pela compressão holocênica E-O tem reativado os lineamentos NE e NO e parece estar causando um soerguimento generalizado do embasamento cristalino a nordeste e noroeste do platô, e abatimento do bloco central (figura 6.11). Este fato certamente favoreceu uma erosão pronunciada da FSM a norte dos lineamentos, onde esta unidade é registrada apenas em alguns platôs menores, que constituem coberturas reliqueares sobre o embasamento cristalino topograficamente elevado (ver as porções NE e NO do mapa topográfico da Serra de Santana, figura 3.3 do capítulo III desta dissertação). Tal erosão propiciou a exposição dos *plugs* de basalto correlato ao Vulcanismo Macau que, de forma local, sobressaem como um relevo mais jovem em meio à superfície planar definida pelos litótipos da FSM (ver foto 3.6, capítulo III desta dissertação), sugerindo que o soerguimento dessa região pode ter iniciado no Terciário superior, com a colocação dos *plugs*, e vem perdurando até o Recente (Holoceno), com a reativação dos *trends* NO e NE, como ilustrado na figura 6.11.

6.4.2 - Padrões de Fraturas na Serra de Portalegre

Na cobertura sedimentar do Platô de Portalegre (figura 6.7), as macroestruturas mostram a direção NO como a principal. Esse *trend* é refletido pelas formas erosivas dos segmentos de borda do platô, em sua porção oriental, bem como pelo controle de algumas quebras de relevo, na parte norte. Em escala de afloramento, as fraturas NO afetam

principalmente os sedimentos da porção centro-norte (ponto Pa41, figura 6.7). Neste local, as fraturas NO mostram estrias em baixo ângulo de mergulho (5° - 15°), com indicações de cinemática predominantemente dextral e, subordinadamente, sinistral. Essas estrias estão caracterizadas por uma rugosidade suave em planos verticais oxidados, impressos em arenitos finos a grossos, na base da exposição (foto 6.16).

Para as fraturas NO-dextrais, especula-se que as mesmas são oriundas do regime de esforços responsável pela implantação do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra-SFAB, na Bacia Potiguar, durante o Terciário superior (ver figura 6.10). Fraturas N-S preenchidas por óxido de ferro, também presentes no ponto Pa41, provavelmente representam as juntas de extensão condizentes com essa estruturação neo-terciária, de modo similar àquelas registradas no Platô de Santana.

Embora ocorram de forma subordinada, as fraturas NO-sinistrais podem representar a reativação holocênica do *trend* NO (Dantas 1998), ilustrada na figura 6.12. Na Serra de Portalegre (ponto Pa35A, figura 6.7), as fraturas NO mostram uma abertura inferior a 1 cm (sem evidências de preenchimento), estando também associadas a fraturamentos N-S; a cinemática sinistral é observada em locais onde a ruptura da rocha processou-se gerando estruturas tipo *pull-apart* (figura 6.13).

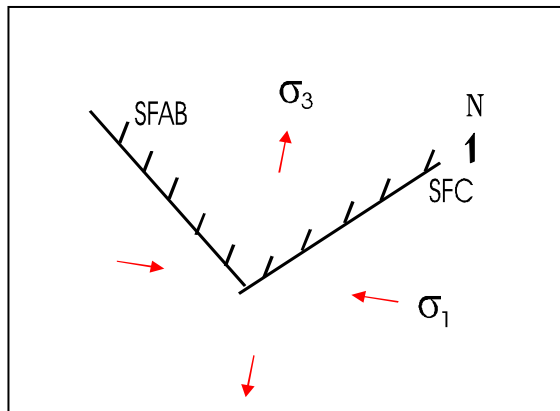


Figura 6.12 – Reativação dextral-extensional do Sistema de Falhas de Carnaubais-SFC e extensional-sinistral do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, no Holoceno, a partir de uma compressão ONO. Reproduzido de Dantas (1998).

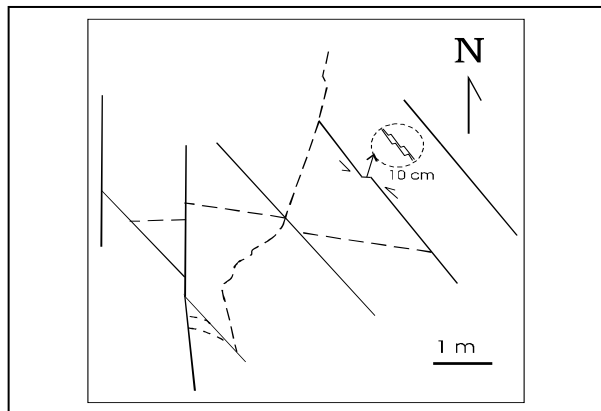


Figura 6.13 – Fraturas NO e N-S em sets paralelos, sem preenchimento, associadas a fraturas não sistemáticas (tracejadas); uma cinemática transcorrente sinistral é sugerida para as fraturas NO, a partir de ressaltos e feições *pull-apart*. Ponto Pa35A, Serra de Portalegre.

A direção NE é realçada em macroescala, na cobertura sedimentar do platô, por um eixo de erosão pronunciada, segundo o *trend* da Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa). Neste eixo também se localizam as mesoestruturas com direções similares à da zona de

cisalhamento, entre 020°-040° Az; consistem de fraturas que afetam os arenitos grossos a finos no ponto Pa39A (figura 6.7; foto 6.17), com planos subverticais, mergulhando forte ora para SE, ora para NO. Movimentos direcionais são caracterizados por algumas estrias em baixo *rake* (12°), com cinemática transcorrente dextral associada. Estrias com *rake* de 45° e cinemática sinistral são também registradas, de forma local. Essas estrias estão impressas em planos argilosos marcados por uma faixa milimétrica (<0,5 mm) esbranquiçada e caulinitica, com granulometria aparentemente mais fina que aquela observada na rocha não deformada. Nesse local, as fraturas NE certamente materializam uma reativação da ZCPa, uma vez que estas coincidem com o *trend* do cisalhamento, cartografado no substrato cristalino. A cinemática e a cronologia da reativação parece ser complexa visto que, em uma mesma exposição, ocorrem estrias com indicações de movimento tanto dextral como sinistral. Todavia, a associação do fraturamento a juntas de extensão de N-S implica em uma reativação sinistral, pelo menos em algum momento, para a ZCPa, corroborando com o cenário tectônico do Terciário superior, que propiciou a reativação do Sistema de Falhas de Carnaubais na Bacia Potiguar, conforme representado na figura 6.10. As fraturas interpretadas como juntas de extensão afetam os litótipos da porção basal da FSM, na exposição Pa39A (figura 6.7). Neste local, essas fraturas possuem orientação aproximadamente N-S (010° Az) e mostram uma abertura de 2 a 5 cm; uma faixa de intensa cimentação por óxido de ferro (de 2 a 3 cm de espessura) acompanha as paredes da fratura (foto 6.18). Por outro lado, a cinemática transcorrente dextral, também registrada nas fraturas NE, é condizente com a reativação holocênica do mesmo sistema de falhas, a partir de uma compressão ESE-ONO (Dantas 1998, ver figura 6.10).

Outras fraturas N-S, que também podem representar juntas de extensão neo-terciárias, estão representadas por fraturas preenchidas por sílica (quartzo microcristalino e calcedônia); estas ocorrem de forma local, afetando arenitos finos a grossos, na porção basal da exposição Pa41 (figura 6.7); geometricamente são caracterizadas por segmentos individualizados, com direção 005° Az e mergulhos verticalizados, mostrando em seção transversal uma abertura inferior a 2 cm (foto 6.19). Ao microscópio, o preenchimento ocorre sob a forma de um mosaico de sílica microcristalina (foto 6.20), mostrando em alguns locais a precipitação tardia de calcedônia, no centro de antigos poros. O contato do mosaico com a encaixante se dá de forma brusca e, para o interior da fratura, fragmentos do arenito são observados em meio ao preenchimento. Embora o preenchimento seja diferente daquele observado para a maior parte das fraturas N-S, o processo de abertura, com extensão E-O, parece ter sido o mesmo. Desta forma, o preenchimento por sílica pode representar apenas uma variação local da composição do fluido que percolou ao longo dessas fraturas.

Fraturas N-S (0°-020°) que podem representar juntas de extensão neo-terciárias, foram ainda observadas afetando arenitos grossos no ponto Pa15 (figura 6.7) na porção norte do

platô, mostrando um padrão paralelo. Essas fraturas cortam arenitos grossos, silicificados, e embora sejam bastante sistemáticas (foto 6.21), não apresentam preenchimento.

6.4.3 - Padrões de Fraturas na Serra de Martins

No domínio sedimentar da Serra de Martins, o *trend* NO é bem realçado, em macroescala, pelo alinhamento da borda na parte norte do platô (ver a figura 6.8); a direção NE está caracterizada em sua porção central, onde promove uma erosão pronunciada segundo esse *trend*. Além dos fraturamentos NO e NE, um *trend* N-S também é observado, em fotografias aéreas, afetando a cobertura sedimentar da Serra de Martins na porção centro-sul e leste (figura 6.8), onde baixos topográficos mostram orientações similares. A nível de afloramento, a escassez de exposições da FSM neste platô dificulta a caracterização dos *trends* identificados em macroescala. Ainda assim, o fraturamento NO foi registrado, com maior freqüência, afetando os litótipos da porção extremo-norte, nos pontos Ma16,17,19, e 03 da figura 6.8. Nestes locais, embora as fraturas sejam sistematicamente subparalelas, em geral não mostram qualquer preenchimento e/ou cinemática, exceto no ponto Ma03, onde algumas estrias em baixo ângulo (4° - 6°) e ressaltos indicam uma movimentação transcorrente sinistral. Estas estrias estão impressas em planos verticalizados, argilosos, cauliniticos, esbranquiçados, similares àqueles observados no ponto Pa39A (Serra de Portalegre, figura 6.7). As fraturas NE também foram registradas com maior freqüência no afloramento Ma03, onde constituem *sets* de planos subparalelos, contendo estrias de *rake* mais forte (45° e 60°), também impressas em planos argilosos, cauliniticos. Nesta exposição, as direções NE-dextral e NO-sinistral parecem constituir um par de fraturas conjugadas, indicando uma extensão (σ_3) aproximadamente NNE (figura 6.11); o *rake* mais forte nas estrias do *set* NE-ENE sugere uma componente de movimento normal na reativação de fraturas pré-existentes, pela deformação holocênica.

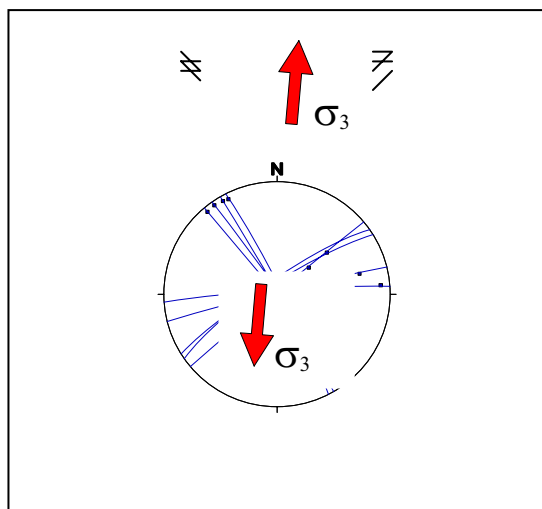


Figura 6.14 - Estereograma (rede de Schmidt, hemisfério inferior) com planos e estrias das fraturas NO e NE, registradas nos litótipos da Formação Serra do Martins, ponto Ma03, Serra de Martins. Os movimentos direcionais sinistral do padrão NO, e dextral-extensional do padrão NE, indicam uma componente de extensão (σ_3) aproximadamente NNE-SSO, compatível com o sistema de tensões sugerido por Dantas (1998) para a reativação holocênica dos sistemas de falhas Afonso Bezerra (NO, sinistral) e Carnaubais (NE, dextral), na Bacia Potiguar (ilustrado na figura 6.12). O ângulo elevado ($> 30^{\circ}$) do *set* NE, com direção de extensão inferida, explicaria a componente normal no movimento.

As fraturas N-S foram registradas de forma local, na parte norte e central do platô (pontos Ma09 e 08, figura 6.8), ocorrendo em *sets* individualizados, verticalizados, sem evidências de preenchimentos, estrias ou cominuição de grãos.

As orientações NO-sinistral e NE-dextral, identificadas no capeamento sedimentar da Serra de Martins, podem estar associadas ao quadro tectônico holocênico, que propiciou a reativação dos sistemas de Falhas de Carnaubais-SFC e Afonso Bezerra-SFAB, a partir de uma compressão ONO-ESE, como ilustrado na figura 6.12. Todavia, não se enquadram nesse contexto as fraturas N-S, caracterizadas na porção centro-sul e leste, que provavelmente representam parte das juntas de extensão ou falhas extensionais do quadro tectônico neoterciário (figura 6.10).



Foto 6.12 – Setas subparalelas de fraturas N-S, intemperizadas e parcialmente encobertas por material regolítico, afetando arenitos da Formação Serra do Martins na Serra da Velha Ana, Ponto SS47A, extremo nordeste da Serra de Santana.



Foto 6.13 – Bloco verticalizado de arenito mais compacto, preservado em meio ao arenito triturado. Ponto SS33, extremo sudeste do Platô de Santana.



Foto 6.14 – Fraturas de extensão N-S preenchidas por óxido de ferro, afetando arenitos da Formação Serra do Martins na porção centro-norte do Platô de Santana, ponto SS36B.

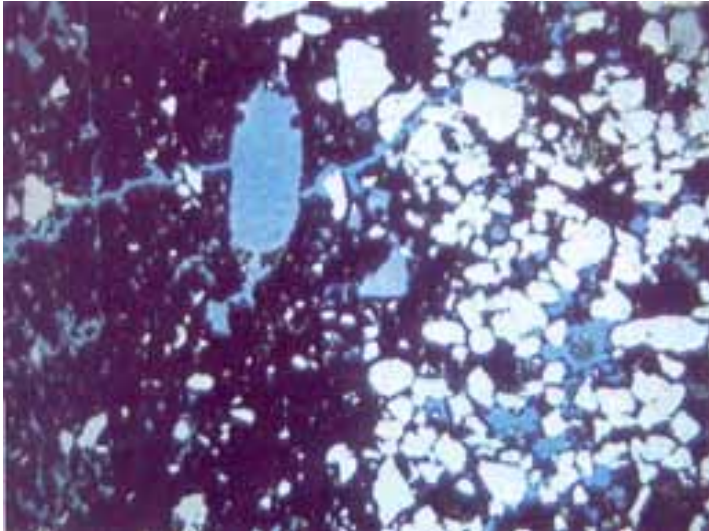


Foto 6.15 – Fotomicrografia das fraturas N-S preenchidas por óxidos de ferro, concentrados principalmente em uma faixa escura no centro da fratura (lado esquerdo da foto). O contato do preenchimento com a encaixante se dá de forma brusca e, no interior da abertura, os grãos foram substituídos pelos óxidos, e raros grãos de quartzo ainda são observados. Nicóis paralelos, objetiva 2,5x.



Foto 6.16 - Estrias em baixo ângulo observadas em planos oxidados de direção NO, nos estratos basais da exposição Pa41, Serra de Portalegre.



Foto 6.17 – Planos cauliniticos, verticalizados, de fraturas NE afetando arenitos finos a grossos dispostos discordantemente sobre o embasamento cristalino alterado. Ponto Pa39A, Serra de Portalegre.



Foto 6.18 - Fraturas N-S abertas e preenchidas, interpretadas como juntas originadas por extensão E-O. Faixas avermelhadas de arenito intensamente cimentado por óxido de ferro, dispostas paralelamente às paredes das fraturas (↑), sugerem a percolação de fluidos ricos em ferro durante o processo de ruptura, resultando no preenchimento da fratura. Ponto Pa39A, Serra de Portalegre.



Foto 6.19 – Fratura N-S, aberta e preenchida por sílica, afetando os arenitos da Formação Serra do Martins na Serra de Portalegre. Ponto Pa 41.

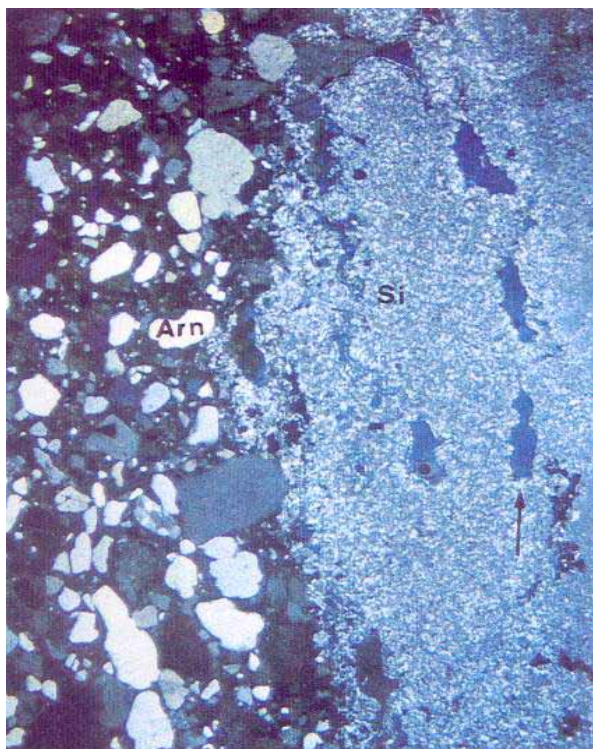


Foto 6.20 – Fotomicrografia do mosaico de sílica microcristalina observado preenchendo a fratura extensional ilustrada na foto 6.19. A sílica (Si) ocorre em contato brusco com a rocha encaixante (Arn). Poros alongados, dispostos paralelamente às paredes da fratura (↑), são ainda observados para o interior do fraturamento, constituindo uma feição posterior ao preenchimento. Nicóis cruzados, objetiva 2,5x.

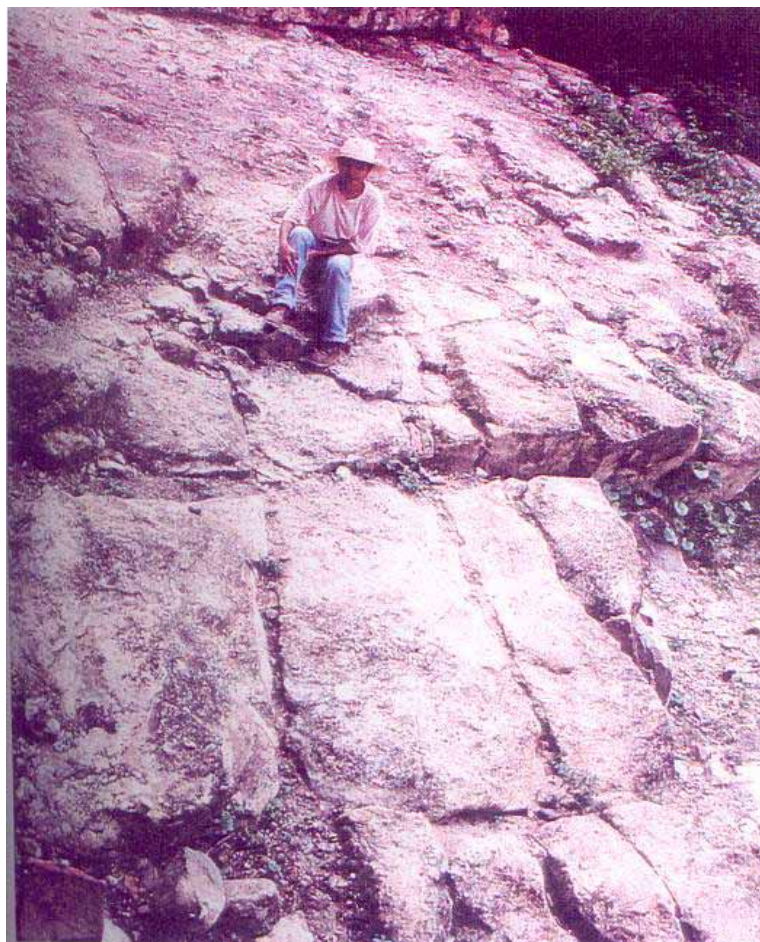


Foto 6.21 – Fraturas N-S, abertas e sem preenchimento, observadas em arenitos grossos, silicificados, afloramento Pa15, Serra de Portalegre.

6.5 – Deformação Neotectônica no Substrato Cristalino – Riacho Grota da Fervedeira

6.5.1- Introdução

No embasamento cristalino, a distinção entre fraturas mais antigas (tardi-brasilianas ou cretáceas) e neo-terciárias ou holocênicas (neotectônicas) pode ser uma tarefa de difícil execução. O reconhecimento de uma seqüência evolutiva dos eventos tectônicos e, conseqüentemente, o estabelecimento das relações entre a deformação frágil mais antiga, restrita ao embasamento, e aquela impressa nos sedimentos da FSM, depende da ocorrência de marcadores cronológicos adequados que permitam a identificação dos sucessivos episódios de fraturamento. A oportunidade de uma abordagem inovadora, investigando a deformação pós-FSM no embasamento cristalino, foi dada pela descrição de feições neotectônicas no Riacho Grota da Fervedeira (Fonseca *et al.*, 1995), situado na aba norte da Serra de Santana (ver anexo I-A).

A Grota da Fervedeira constitui um vale estruturalmente controlado, de direção geral 025° Az. O riacho que lhe empresta o nome tem sua nascente sobre o domínio sedimentar do platô de Santana (figura 6.15), onde promove uma erosão pronunciada, com recuo de encostas, produzindo um anfiteatro com cerca de 4 km de largura. No domínio cristalino, na base da serra, o riacho flui sobre os gnaisses e migmatitos do Complexo Caicó e granitoides brasileiros, cortados por diques de diabásio correlatos ao Vulcanismo Rio Ceará-Mirim. Sobre as rochas cristalinas repousam, discordantemente, no mínimo três níveis de terraços quaternários, além do aluvião atual. A deformação neotectônica ao longo do riacho está comprovada pela ocorrência de eflorescências carbonáticas ativas que, em um passado recente, precipitaram como veios, preenchendo juntas de extensão subhorizontais afetando os níveis de terraços quaternários e o substrato cristalino (Fonseca *et al.*, 1995).

No decorrer da presente investigação, foi feito um estudo das feições de deformação presentes ao longo do riacho, no qual são distinguidos dois trechos principais sobre o domínio cristalino: NNE, como um trecho dominante na "parte norte" do riacho, e ONO, um trecho menor na "parte sul" (ilustrados no detalhe da figura 6.15). Nestes trechos foram descobertas fraturas de alto ângulo cortando o cristalino, com preenchimento carbonático similar ao das juntas horizontais, ou com outros minerais.

Esse estudo permitiu o reconhecimento e a caracterização tanto das estruturas neotectônicas (quaternárias) e neo-terciárias, bem como de fraturas mais antigas (tardi-brasilianas ou jurássicas). Essa caracterização foi efetuada segundo os domínios anteriormente citados, cristalino e terraços, e será abordada nos subitens 6.5.2 e 6.5.3, respectivamente. A comparação entre os critérios cinemáticos presentes nas frições neotectônicas e a análise dos campos de tensões serão

reportados em um último subitem (6.5.4), onde será discutida uma seqüência evolutiva dos eventos tectônicos pós-FSM.

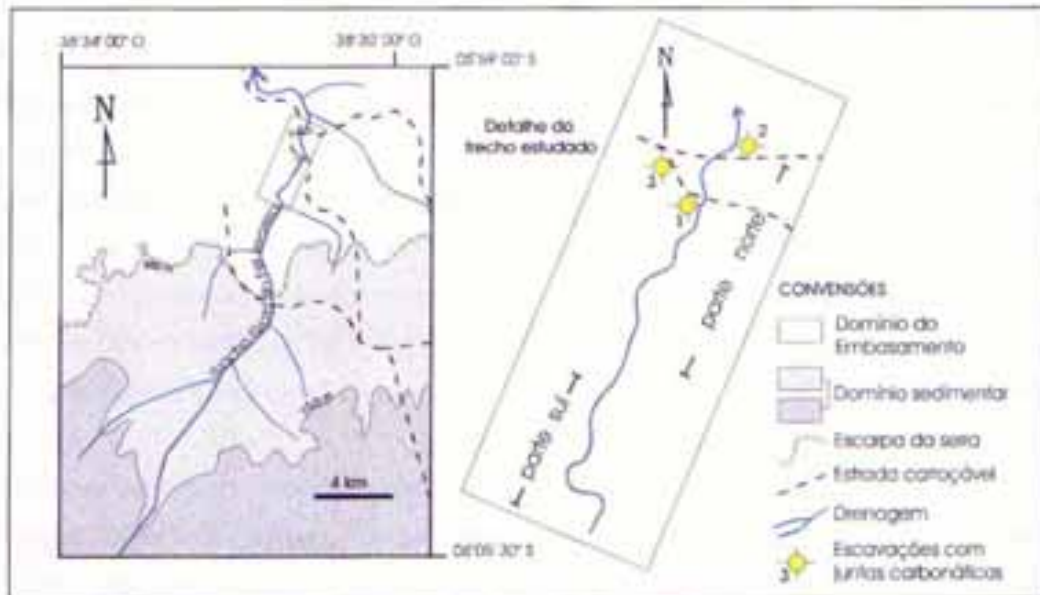


Figura 6.15 – Esboço esquemático do Riacho Grotas da Fervedeira, mostrando os trechos em que foi feito o levantamento estrutural, na aba norte da Serra de Santana.

6.5.2 – Estruturas no cristalino

No cristalino foram registrados cinco grupos de fraturamentos. A figura 6.16 ilustra as direções das fraturas desses grupos, os quais foram distinguidos com base em indicadores cinemáticos e a natureza do preenchimento ou minerais neoformados, que permitem estabelecer uma relação temporal aproximada.

6.5.2.1- Fraturas antigas

As fraturas mais antigas (figura 6.16a) apresentam um desenvolvimento de clorita e/ou epidoto ao longo dos planos. Estas fraturas correspondem à estruturação frágil a dúctil-frágil tardí-brasiliana reportada no item 6.2 deste capítulo. A clorita + epidoto se desenvolvem como estrias fibrosas, principalmente em baixo *rake* (ver foto 6.1), atestando o regime transcorrente de deformação, em fraturas NE e NO subverticais. Por outro lado, fraturas E-O apresentam-se preenchidas por veios de quartzo ou pegmatóides (fraturas de extensão) ou funcionam como falhas normais. Feições de "arrasto" (foliação sigmoidal) incipientes traduzem as condições de ductibilidade parcial em que estas estruturas se formaram, em níveis crustais relativamente profundos, em comparação com as fraturas a serem descritas no próximo subitem (6.5.2.2). Fraturas E-O e NE, com estrias de quartzo fibroso em alto *rake*, são também registradas ao longo do riacho, sendo correlacionadas às estruturas extensionais juro-cretáceas, a exemplo daquelas ilustradas nas fotos 6.4 e 6.5 deste capítulo.

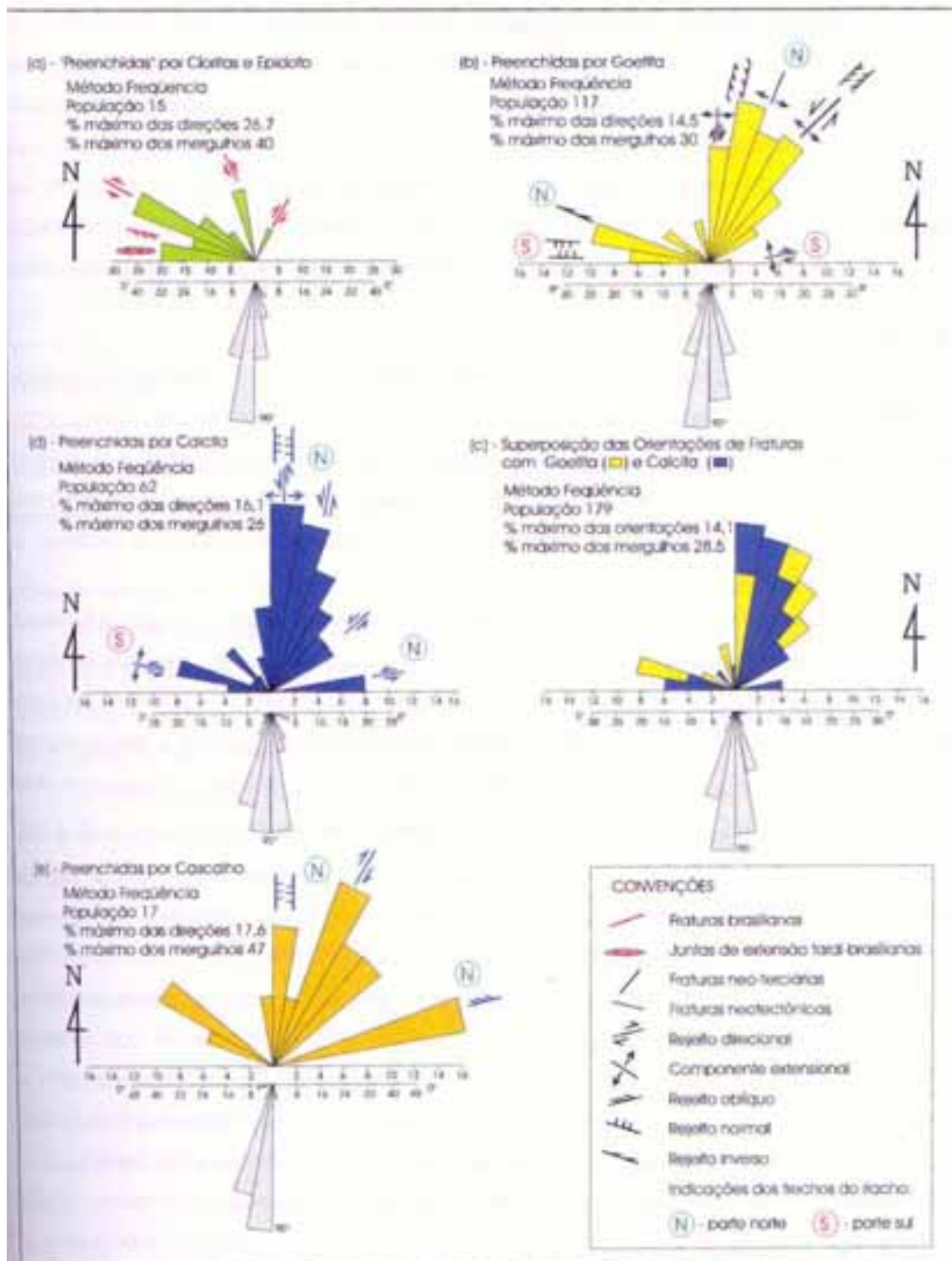


Figura 6.16 - Diagramas em rosetas confeccionados para as direções dos grupos de faturas observadas no Racho Grota da Ferveadeira (método de frequência). Esses grupos foram distinguidos com base na natureza do preenchimento e os indicadores cinemáticos mais frequentes em cada direção. A parte inferior de cada roseta corresponde à variação do ângulo de mergulho dos planos de faturas.

6.5.2.2 - Fraturas neo-terciárias e neotectônicas

No Terciário superior e/ou no Quaternário, a maior parte dos *trends* NE, NO e E-O, tardi-brasileiros e/ou juro-cretáceos, foram reativados com componentes de extensão e movimento direcional, além de ocorrer a formação de novas fraturas. Estas fraturas, seguramente representando eventos mais jovens do que aqueles com desenvolvimento de clorita + epidoto ou quartzo, são preenchidas por óxido e/ou hidróxido de ferro (goetita), carbonato (calcita) e/ou cascalho; suas direções estão representadas na figura 6.16 (b, c, e), em geral exibindo um alto ângulo de mergulho.

- Fraturas com goetita

As fraturas com goetita possuem comumente uma abertura inferior a 1,5 cm, podendo atingir, localmente, espessuras decimétricas. O precipitado de goetita ocorre em contato brusco com a rocha encaixante e, no interior da fratura, se desenvolve em textura maciça ou localmente em fibras paralelas e/ou oblíquas à parede da fratura. Nos locais onde a ruptura processou-se de forma mais intensa, a goetita cimenta pequenos fragmentos da rocha encaixante realçando o processo de brechação (foto 6.22).

As fraturas com goetita mostram uma orientação principal N-S a NE, e outra subordinada ONO (figura 6.16b). Os *trends* NE e N-S são registrados principalmente na parte norte do riacho, onde exibem critérios cinemáticos sinistrais ou dextrais, respectivamente, bissectados por juntas extensionais, estando também presentes na parte sul (foto 6.23). A cinemática dessas fraturas, deduzida do deslocamento de marcadores, estruturas em dominô, e da relação angular com juntas escalonadas, indica uma componente de compressão (σ_1) NNE-SSO. Falhas normais NE a NNE, herdadas do Cretáceo, foram reativadas e preenchidas por goetita, representando juntas de extensão oblíqua; o precipitado de goetita com textura fibrosa em baixo *rake*, observado nos planos dessas falhas, denuncia o regime transcorrente associado a essa reativação (foto 6.24).

O *trend* ONO ocorre ao longo de todo o riacho, evidenciando ora movimentação inversa-inversa, na parte norte do riacho (foto 6.25), ora deslocamentos transcorrentes com juntas de extensão associadas, na parte sul (foto 6.26). A movimentação inversa-sinistral é coerente com o σ_1 NNE-SSO. Já a cinemática nas fraturas da parte sul do riacho requer uma compressão ONO. Neste caso, é necessário admitir uma deformação mais complexa, tridimensional (e não plana, como no modelo andersoniano), ou a geração das fraturas em dois episódios distintos.

- Fraturas com carbonato

As fraturas com carbonato (calcita) normalmente também exibem uma abertura inferior a 1,5 cm, atingindo localmente espessura máxima entre 3 e 5 cm. A calcita comumente se desenvolve em

textura fibro-radial, disposta perpendicularmente às paredes da fratura. Calcita com textura "foliada", com cristais orientados paralela e obliquamente à direção do fraturamento, também é registrada em fraturas ao longo do riacho (foto 6.27).

As fraturas com carbonato mostram uma orientação principal N-S a NE e outra subordinada E-O a ONO (figura 6.16c). Essas fraturas seguem e reutilizam os *trends* das fraturas antigas e daquelas preenchidas por goeita (figura 6.16d), mostrando, todavia, uma cronologia sistematicamente mais jovem em relação ao precipitado ferruginoso (foto 6.28). A direção N-S a NE ocorre principalmente na parte norte do riacho, onde exibe critérios cinemáticos sinistrais (foto 6.29), com juntas de extensão associadas (foto 6.30). Essas estruturas indicam uma compressão aproximadamente NNE. As fraturas E-O a ONO ocorrem ao longo de todo o riacho, mas especialmente na parte sul, onde mostram critérios cinemáticos sinistrais, a partir do deslocamento de veios, feições em dominó (foto 6.31) e juntas de extensão escalonadas (foto 6.32). A cinemática registrada nessas fraturas indicam um σ_1 aproximadamente ENE.

- Fraturas com cascalho

As fraturas preenchidas com cascalho se desenvolveram em condições superficiais ("diques heptunianos") e, ao menos de forma local, esse material também reutiliza *trends* das fraturas preenchidas por calcita, numa evidência direta de que o preenchimento por cascalho é mais jovem (foto 6.33) ou contemporâneo ao fraturamento com carbonato.

As fraturas preenchidas por cascalho ocorrem em menor frequência e foram registradas apenas na parte norte do riacho, exibindo orientações N-S, NO e *trends* variados no quadrante NE (figura 6.16e). O cascalho, por vezes, encontra-se cimentado por goeita e cortado por juntas de extensão N-S com carbonato (foto 6.34); mais comumente, está cimentado por carbonato preenchendo fraturas NNE dextrais e ENE obliquas (foto 6.35). A cinemática nessas fraturas indica, no geral, sistemas de tensões semelhantes àqueles observados nas fraturas preenchidas por carbonatos.

6.5.3 - Estruturas neotectônicas nos terraços

As estruturas neotectônicas nos terraços estão representadas pelo material carbonático (calcita) preenchendo juntas de extensão subhorizontais, e pelas emanações ativas de fluidos (gás, água ferruginosa e/ou carbonatada), no aluvião atual e na superfície exposta das rochas cristalinas (fotos 6.36 e 6.37).

As juntas de extensão estão presentes na parte norte do riacho; atingem espessuras centimétricas a métricas e se desenvolvem paralelamente ou truncando em baixo ângulo os planos

de estratificação dos arenitos e conglomerados dos terraços (foto 6.38). Essas juntas também afetam as rochas do embasamento cristalino, cortando a foliação de gnaisses e granitóides (foto 6.39). As juntas subhorizontais denunciam, necessariamente, um eixo σ_1 atuando no plano horizontal. Como essas estruturas se originaram em condições muito superficiais, a extensão máxima (σ_3) pode ser inferida na direção vertical. O preenchimento por calcita é similar àquele observado nas fraturas descritas no subitem anterior; a calcita se desenvolve com textura fibro-radial, precipitando perpendicularmente às paredes das juntas, e com trilhas de crescimento subverticais. Sucessivas linhas de crescimento subhorizontais são observadas paralelamente às paredes das juntas, caracterizando o mecanismo de selagem de fraturas (*crack-seal*; Ramsay, 1980) e o preenchimento incremental dessas estruturas.

As emanações gasosas ativas ocorrem em vários pontos ao longo de todo o riacho e são observadas na forma de borbulhas, nos locais onde surgências de águas são registradas. Os gases e/ou as águas possuem uma composição carbonatada e/ou feruginosa, a qual certamente proporcionou a cimentação dos paleoterraços e continua a cimentar, ao menos de forma local, o aluvião atual (foto 6.36). O mosaico de calcita, observado em lâminas delgadas ocupando os espaços intergranulares nos conglomerados e areias dos terraços e do aluvião atual, atesta a natureza dessas eflorescências.

Na parte norte do riacho, as emanações de gases + águas são mais frequentes, sobretudo nos trechos onde parece existir um forte controle estrutural do seu curso e a interseção com estruturas oblíquas ou transversais (foto 6.37).

6.5.4 – Evolução das estruturas neotectônicas

De um modo geral, os critérios cinemáticos das feições neotectônicas, registradas no Riacho Grota da Ferveadeira, mostram que a evolução dos esforços neo-terciários e quaternários parece ser bastante complexa.

As fraturas com goetita sugerem, para a região da Serra de Santana, um quadro compatível com a tectônica neo-terciária proposta por Dantas (1998) para a Bacia Potiguar, a exemplo da ilustração na figura 6.10 deste capítulo, todavia com uma componente de máxima compressão (σ_1) aparentemente rotacionada para a posição NNE (figura 6.17a). O mecanismo para originar essa compressão mediana, no Terciário superior, é ainda pouco compreendido.

Uma hipótese a ser examinada consideraria um sistema de tensões tridimensional, no qual as fraturas com goetita teriam sido originadas a partir de extensões, em todas as direções, geradas na parte superior de um domo térmico (figura 6.17b) associado ao Vulcanismo Macaú, em avançado

estágio de soerguimento. Assumindo um domo assimétrico, alongado no eixo N-S (em função da distribuição geográfica daquelas vulcânicas na região), a direção NNE de extensão mínima equivaleria a um eixo aparente de compressão (Price e Cosgrove, 1990; ver também explicações em Dantas, 1998). O predomínio do componente de rejeito direcional sugere uma extensão intermediária (σ_2) ao longo do eixo subvertical, o que provavelmente demanda significativa pressão de fluidos. O Vulcanismo Macau, alojado em zonas extensionais da crosta (ver figura 6.10), no Terciário superior (12 a 32 Ma; Sial, 1991), teria contribuído, de forma indireta (por lixiviação e alteração superficial) ou direta (emanações ?), com uma importante fonte de fluidos, ricos em Fe e Mg, para o preenchimento dessas fraturas.

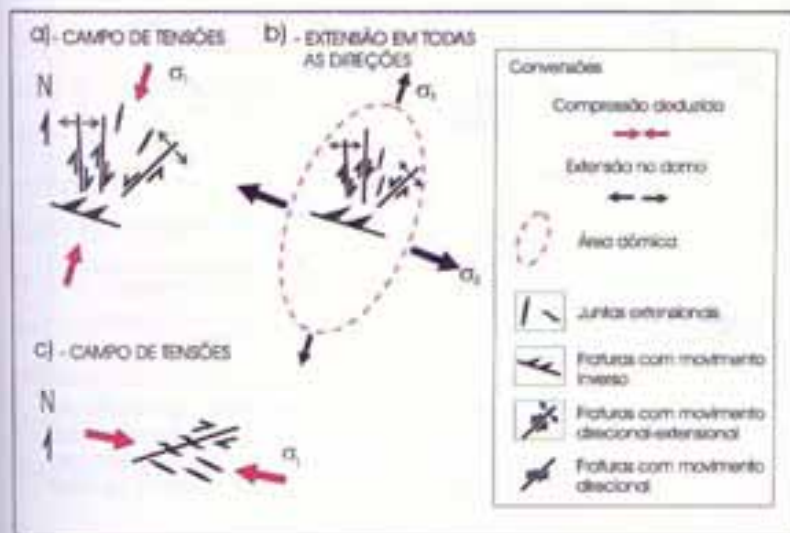


Figura 6.17 - Modelos tectônicos interpretados para a estruturação das fraturas preenchidas por goetita, provavelmente no Terciário superior: (a) e (c) apresentam fraturas geradas a partir de compressões distintas, e (b) ilustra as estruturas formadas em regime de extensão no plano horizontal, a partir de um eixo dômico.

Não se enquadram, no contexto de uma compressão N-S, as fraturas de cisalhamento e juntas de extensão preenchidas por goetita, presentes na parte sul do riacho, que indicam um σ_1 ONO e podem corresponder a um evento de deformação distinto (figura 6.17c).

Pelo menos parte das fraturas com goetita pode corresponder a um evento mais jovem, talvez associado à formação das crostas lateríticas que capeiam algumas exposições da FSM ("Intemperismo Cuté") e da Formação Baneiras, neste último caso situando parte do fraturamento no Quaternário (Pleistoceno ?). Esta hipótese também é bastante plausível visto que, ao menos de forma local, terraços quaternários cimentados por goetita ou cortados por juntas de extensão preenchidas por esse mineral (a exemplo do que é ilustrado na foto 6.34).

Ainda no Quaternário, um sistema de tensões semelhante àquele interpretado para as fraturas com goetita é também identificado nos padrões de fraturamentos com carbonato. A cinemática das fraturas caracteriza, na parte norte do riacho, um σ_1 N-S a NNO (figura 6.18a), enquanto que, na

parte sul, indica um σ_1 ENE (figura 6. 8b). As relações de campo não permitem diagnosticar a cronologia desses esforços, ainda que se note a boa coincidência deste último (σ_1) com as tensões inferidas a partir dos dados sísmológicos atuais (Ferreira *et al.*, 1998).

As fraturas com calcita também podem estar associadas a uma deformação em três dimensões, com extensão em todas as direções, de modo similar àquelas com goeita, apenas com uma pequena rotação na orientação dos tensores (figuras 6.18c). As fraturas preenchidas por terraços provavelmente se formaram nesse mesmo estágio (figura 6.18d).

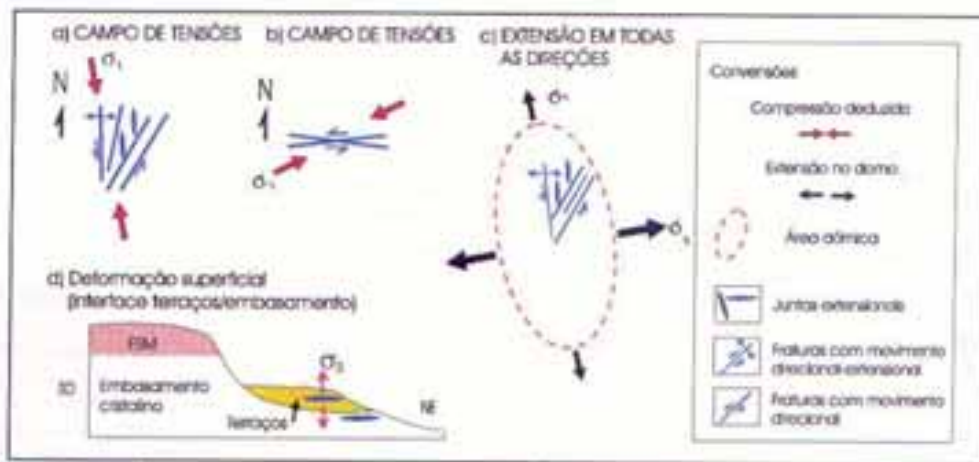


Figura 6.18 – Cenário tectônico do Quaternário superior (Plioceno), em que se originaram as fraturas com preenchimento por carbonatos: (a) e (b) ilustram compressões distintas e (c) mostra as fraturas associadas a um evento único, originadas a partir do domeamento; (d) ilustra a formação de juntas subhorizontais com extensão máxima na vertical, provavelmente decorrente da diminuição na tensão vertical próximo a superfície do terreno.

Dessa forma, as fraturas com carbonato estariam associadas à continuidade do efeito dômico no Quaternário. A inversão de esforços aproximadamente N-S para ENE pode estar relacionada às alternâncias entre períodos de quiescência e atividades nas cadeias Andina e Meso-Atlântica, propiciando no interior da placa continental, ora uma compressão E-O (proveniente da atividade nas cadeias), ora uma "compressão" aproximadamente N-S (efeito domo dominante). Situação similar pode ser especulada para as fraturas com goeita.

Além das evidências diretas de terreno (foto 6.24, p. ex.), a forte variação nas direções das fraturas (considerando os grupos específicos em termos de cinemática e tipo de preenchimento) é também sugestiva de que o fraturamento Quaternário comumente reativa planos pré-existent, cuja orientação favorável ocupa um espectro direcional mais amplo.

- Datação de Calcita

Amostras representativas da calcita precipitada nas fraturas subverticais e nas juntas subhorizontais foram enviadas para datação radiométrica no Laboratório EAT TECHNOLOGY

(Inglaterra), que utilizou o método Th^{230}/U^{234} para obtenção das idades (ver descrição do método no anexo IV). Embora as amostras tenham fornecido idades variadas, os valores numéricos estão incluídos no topo da escala do Holoceno, comprovando que a deformação é muito recente. Duas amostras das fraturas subverticais forneceram idades de 171 ± 95 Ka (veios NE) e >300 Ka (veios em fraturas E-O sinistrais). Já as amostras das juntas subhorizontais forneceram idades mais jovens, de $39,1 \pm 1,2$ Ka para a mais antiga (afetando os terraços na escavação 3 da figura 6.15) e $11,2 \pm 0,4$ Ka para aquelas observadas em granitos (na escavação 1 da figura 6.15). O material carbonático superficial (na parte norte do riacho) forneceu um valor de $1,6 \pm 0,1$ Ka. Essas idades sugerem uma sequência evolutiva da deformação no final do Holoceno, com progressiva dissecação erosional.

Este evento tectônico vem se desenvolvendo até os dias atuais, uma vez que eflorescências carbonáticas continuam a emanar ao longo do riacho, promovendo a cimentação do aluvião. Segundo Fonseca *et al.* (1995), a origem desses carbonatos ainda é obscura uma vez que não existe, ao longo do riacho, rochas mais adequadas que possam servir de fonte para lixiviação, a exemplo dos mármores e calciossilicáticas da Formação Jucurutu, estes afloram apenas em áreas relativamente distantes, mais a leste ou a oeste do Riacho Grota da Fervedeira. Uma possibilidade é de que, se o processo de domeamento térmico estiver se prolongando até os dias atuais, novos pulsos de magmas básicos possam estar se instalando na crosta, trazendo consigo fluidos ricos em carbono e/ou enxofre (este último registrado no Riacho Tringola, aba sul da Serra de Santana). Como estes constituintes são bastante voláteis, ascendem à superfície mais facilmente e contribuem para a cimentação de terraços e/ou a "selagem" de fraturas.



Foto 6.22 – Fratura preenchida por goetita, associada a processo de brechação, em migmatitos do Complexo Caicó no Riacho Grota da Ferveadeira, aba norte da Serra de Santana. No interior da fratura o precipitado de goetita cimenta pequenos fragmentos da rocha encaixante.



Foto 6.23 – Fratura N-S preenchida por goetita, associada a juntas de extensão NNE, afetando migmatitis do Complexo Caicó, na parte sul do Riacho Grota da Ferveira. A cinemática dextal está registrada pela disposição escalonada das juntas em relação à fratura principal, bem como por um dominó preenchido por goetita (indicado pela seta).



Foto 6.24 – Falha NR extensional com estrias de quartzo fibroso em alto rake, herdadas do Cretáceo, e reativadas com extensão oblíqua e preenchimento por goetita; o componente direcional dessa extensão está caracterizado pelo crescimento da goetita em textura fibrosa (↑), aproximadamente subhorizontal. Parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira.



Foto 6.25 – Fratura aproximadamente E-O com forte mergulho para norte e cinemática sinistral-inversa registrada pelo deslocamento da foliação da rocha em relação ao plano da fratura, e por um dominó preenchido (e recém-erodido-dissolvido) por goetita. Parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira.



Foto 6.26 – Fraturas de extensão ONO com goetita, registradas na parte sul do riacho. A esquerda, uma zona brechada ENE tem cinemática dextral, realçada pela geometria escalonada e sigmóidal das juntas de extensão associadas.



Foto 6. 27 – Calcita em textura “foliada”, preenchendo fraturas E-O sinistrais (notar deslocamento de marcadores), na parte sul do Riacho Grota da Ferveadeira.



Foto 6.28 – Fratura com goetita, reativada e preenchida posteriormente por calcita fibrosa, registradas na parte central do Riacho Grota da Ferveadeira.

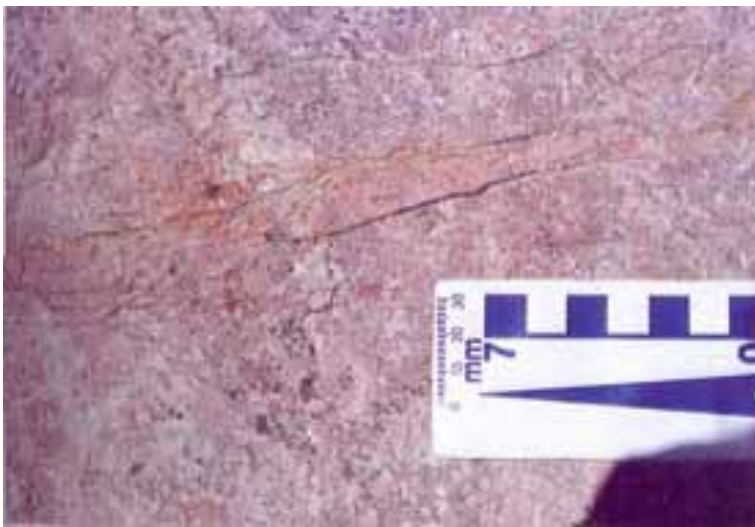


Foto 6.29 – Fratura N-S com dominós sinistrais de calcita, registradas na parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira.



Foto 6.30 – Juntas de extensão escalonadas, N-S, preenchidas por calcita, associadas a fratura NE com cinemática sinistral, na parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira.



Foto 6.31 – Fratura ONO com dominós sinistrais de calcita, registrada na parte sul do Riacho Grota da Ferveadeira.



Foto 6.32 – Fratura E-O sinistral com escalonamento de juntas de extensão sigmoidais (fraturas T, ou oblíquas T-R; com preenchimento de calcita cinza) e fratura sinemática tipo P. Parte sul do Riacho Grota da Ferveadeira.

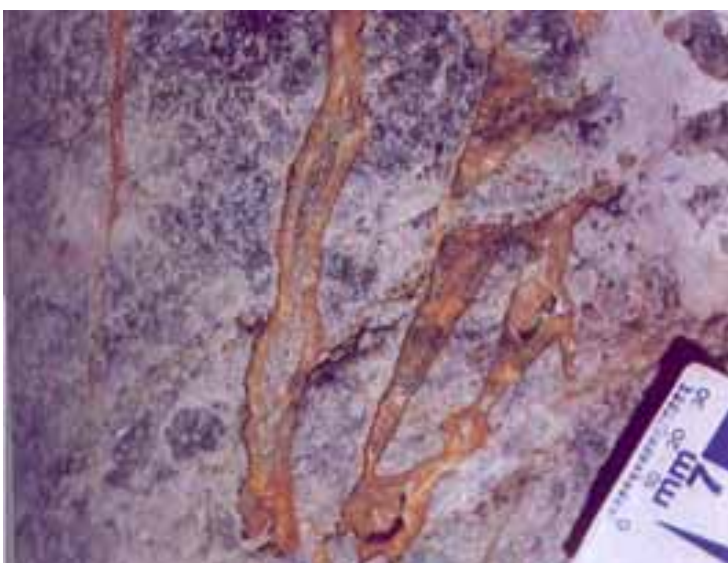


Foto 6.33 – Detalhe de fraturas preenchidas inicialmente por carbonatos, e posteriormente cimentada por cascalho. Parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira.



Foto 6.34 – Juntas de extensão N-S preenchidas por cascalho brechóide cimentado por óxido de ferro e cortado por juntas carbonáticas (↑), na parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira.

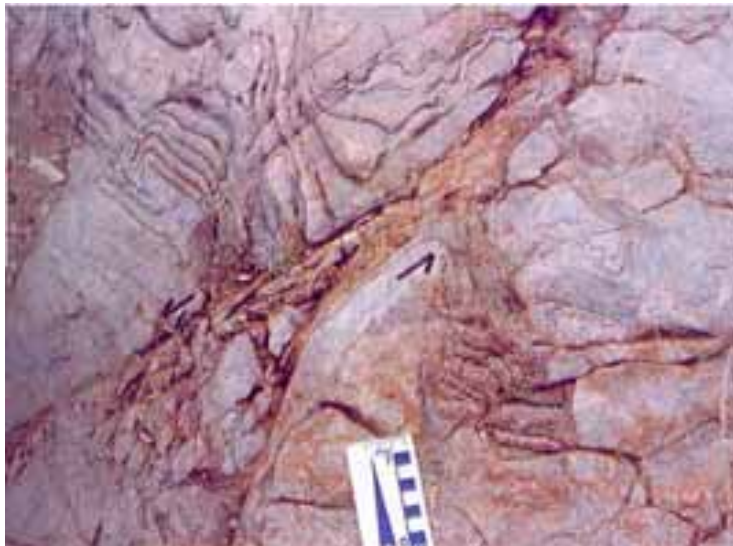


Foto 6.35 – Fratura NNE dextral, com dominó preenchido por cascalho, registrada na parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira. A fratura com trend ENE tem cinemática oblíqua, sinistral-extensional.



Foto 6.36 – Local de eflorescência (Ef) de gases + águas carbonatadas, que contribuíram para a cimentação dos terraços (T) e continuam a cimentar o aluvião atual (To), na parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira.



Foto 6.37 – Vista parcial do trecho do riacho, mostrando o controle estrutural do vale por fraturas NNE que afetam os migmatitos do Complexo Caicó. Os pontos indicados pelas setas são locais de eflorescências carbonáticas ativas.



Foto 6.38 – Juntas carbonáticas (Ca) subhorizontais afetando níveis de terraços (T), na parte norte do Riacho Grota da Ferveadeira. Notar as fibras de carbonato subverticais.



Foto 6.39 – Juntas carbonáticas subhorizontais afetando corpos graníticos, em escavações na margem direita do Riacho Grota da Ferveadeira. Mais uma vez, notar as fibras verticais nos veios.

CAPÍTULO VII: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os estudos sedimentológicos da FSM, direcionados à caracterização de fácies, interpretação do sistema deposicional e identificação dos eventos diagenéticos, assim como a cartografia dessa unidade e a investigação das feições de deformação pré, sin e pós-deposição, permitiram tecer para as áreas estudadas (platôs de Portalegre, Martins e Santana, no Rio Grande do Norte) uma série de discussões e considerações aqui relatadas em 2 tópicos principais, contexto deposicional e estratigráfico e contexto tectônico, cuja as conclusões principais estarão sumarizadas em um último tópico.

- Contexto deposicional e estratigráfico

As investigações de campo, a exemplo das descrições litológicas e estruturais das exposições, e o aprimoramento da cartografia, utilizando fotografias aéreas, mapas topográficos e imagens de satélite, constataram que os depósitos siliciclásticos da FSM, nos serras de Portalegre, Martins e Santana, afloram entre as cotas de 650 e 750 m, repousando discordantemente sobre as rochas pre-cambrianas do embasamento cristalino topograficamente elevado.

Esses altos do embasamento, capeados por sedimentos, estão comumente localizados próximos e/ou sobre as zonas de cisalhamento NNE a NNO brasileiras, na porção central e extremo sudoeste do Estado do Rio Grande do Norte, entre as faixas de 6° e 6° 10' de latitude sul, sendo também registrados na porção centro-leste do Estado da Paraíba (platôs de Picuí-Cuité, Solânea-Bananeiras e Araruna) e na região de Triunfo, a norte do Estado de Pernambuco.

Para os depósitos posicionados no topo das serras de Portalegre, Martins e Santana, os estudos faciológicos, abordando as características mesoscópicas dos litótipos, tais como textura (granulometria), cor, estruturas internas dos estratos e geometria dos pacotes, resultou na identificação de seis fácies principais: arenitos finos/médio/grossos (**Arn fmg**), arenitos conglomeráticos (**Arn cgl**), arenitos grossos a muito grossos (**Arn gro-mgr**), arenitos médios (**Arn med**), arenitos finos (**Arn fno**) e siltitos a argilitos (**Sto-Arg**).

A interpretação dos regimes de fluxo responsáveis pela deposição dessas fácies, bem como a associação vertical e/ou lateral das mesmas, concatenadas às informações sobre as fácies dos depósitos sedimentares existentes na literatura, conduziram à interpretação de um **sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso**, para as rochas da FSM (ilustrado na figura 4.7 desta dissertação), composto pelos seguintes depósitos: **fundo de canal**, formado pelos **horizontes de seixos quartzosos** da Fácies Arn cgl; **preenchimento de canal**, atribuído aos **arenitos** das fácies Arn cgl, Arn gro-mgr, Arn med e Arn fno; **transbordamento de canal**, formado por alguns **conglomerados de argila** da Fácies Arn cgl + **arenitos finos** da

Fácies Arn fno, e depósitos de **planície de inundação** constituídos pelos **siltitos a argilitos** da Fácies Sto-Arg.

Esse sistema fluvial provavelmente foi controlado pelos principais *trends* brasileiros e/ou juro-cretáceos, que foram reativados no Terciário, proporcionando a formação de baixos estruturais ao longo das zonas de cisalhamento de Portalegre (no Platô de Portalegre), Frutuoso Gomes (no Plato de Martins), Santana do Matos, Currais Novos e Santa Mônica (no Platô de Santana), ou entre as mesmas, onde atualmente encontram-se preservados os pacotes mais expressivos da unidade. Pacotes da fácies de fluxos turbulentos (Arn fmg), preservados em blocos baixos do embasamento cristalino e limitados por falhas, podem atestar o controle estrutural desses *trends* na deposição de alguns estratos e/ou, conseqüentemente, no curso do sistema fluvial.

O tratamento das paleocorrentes, utilizando o *soft Rockware*, mostrou que a migração das forma de leito desse sistema eram direcionadas para NE (até 020° Az) a NO (até 320° Az), com um vetor médio NNE a NNO. Essas orientações indicam que a fonte dos sedimentos da FSM certamente esteve posicionada a sul dos platôs estudados, em latitudes relativamente distantes, visto que não foram observadas, nas exposições, conglomerados contendo seixos de rochas do embasamento adjacente, o que é comum em depósitos de leques aluviais. Fácies conglomeráticas, com seixos de quartzo, foram registradas apenas em alguns afloramentos da FSM no Estado da Paraíba (Morais Neto 1999), onde certamente representam áreas mais proximais do sistema.

A fonte dos sedimentos da FSM é aqui especulada para latitudes próximas à Serra do Teixeira (PB), ou mais a sul, uma vez que coberturas sedimentares correlatas a esta unidade ainda ocorrem na região de Triunfo (PE).

A mineralogia dos litótipos analisados, discutida no capítulo V, também corrobora com uma área fonte relativamente distante. A assembléia de minerais pesados, representada apenas por resistatos como turmalina, zircão, rutilo, estaurolita e leucoxênio, obtida em frações granulométricas $\leq 0,125$ mm, sugere ser o produto de um longo transporte. A possibilidade de que essa assembléia restrita represente o resíduo de dissolução de uma associação mineralógica mais variada, não pôde ser descartada neste trabalho, visto que muitos dos minerais instáveis (a exemplo de olivinas, epidotos, cianita, piroxênios, biotita e anfibólio, entre outros), que poderiam estar presentes nos sedimentos da FSM, na realidade podem ter sido afetados por dissolução pós-deposicional. Esta hipótese é bastante plausível face ao posicionamento atual, topograficamente elevado da FSM, que deve ter exposto o capeamento sedimentar a freqüentes erosões e/ou lixiviações intensas. Assim, a assembléia de minerais atualmente presente na FSM, caracterizaria apenas um resíduo das lixiviações e não representaria mais a mineralogia original das rochas desta unidade.

Sob esse aspecto, a investigação do tipo de rocha que existia na área fonte pode ser prejudicada, uma vez que boa parte dos minerais acessórios pode ter sido solubilizado. A caracterização petrográfica-composicional evidenciou o quartzo como o único constituinte principal do arcabouço, sugerindo uma área fonte bastante rica nesse mineral. Como os seus grãos estão, em geral, bastante corroídos, discutir a sua proveniência seria algo especulativo uma vez que outros minerais, que poderiam constituir fragmentos de rocha junto com o quartzo, podem ter sido dissolvidos.

Os processos diagenéticos identificados neste trabalho também caracterizam essa dissolução em, no mínimo, dois eventos (ver tabela 5.1). Tais eventos certamente propiciaram a lixiviação total dos feldspatos e corrosão dos grãos de quartzo, resultando em precipitações excessivas de cimentos de sílica (com formação de silcretos) e extensas acordeões de caulinitas. Na literatura (a exemplo de Morad 1991), esses eventos são considerados como feições diagenéticas formadas em rochas que não passaram por um soterramento pronunciado, permanecendo em ambiente eodiagenético, ou que sofreram um soterramento efetivo, mas foram posteriormente soerguidas e expostas às condições superficiais, em ambiente telodiagenético. Geração de porosidades secundárias, com poros alargados, e infiltrações mecânicas de argila, em espessas cutículas, além da oxidação de minerais ricos em ferro, também são feições condizentes com condições diagenéticas superficiais. Em associação a essas condições, a quase ausência de compactação mecânica nos litótipos da FSM, registrada pelos baixos índices de empacotamento dos grãos (< 30%), sugere que essas rochas nunca estiveram submetidas a grandes profundidades, ou se foram soterradas, o processo de lixiviação (já em condições telodiagéticas) foi tão intenso que não deixou qualquer registro de compactação ou soterramento, predominando contatos pontuais e flutuantes entre os grãos, os quais normalmente encontram-se dispersos em meio ao cimento.

A idade oligo-miocênica atribuída por alguns pesquisadores para a deposição dos litótipos da FSM, baseada nas relações de intrusão com o Vulcanismo Macau, ainda é questionável. Até o momento não foram registrados, nas rochas desta unidade, marcadores crono e/ou bio-estratigráficos que permitam comprovar sua cronologia absoluta.

Desta forma, o seu posicionamento estratigráfico tem sido alvo de grandes discussões e motivo de inúmeras tentativas de correlações. As propostas formuladas ao longo das últimas décadas fundamentaram-se em feições geomorfológicas da região, associando os sedimentos da FSM a evoluções paleoclimáticas (ver tabela 2.1, no capítulo II) e modelos pedogenéticos (Mabessone *et al.* 1972).

As relações geomorfológicas e/ou semelhanças litológicas entre a FSM e unidades da Bacia Potiguar, também foram alvo de discussões (Barros 1998), na tentativa de se estabelecer o posicionamento estratigráfico e a cronologia desses depósitos.

Na região da Serra de Santana, feições morfológicas (discutidas no capítulo III desta dissertação) corroboram em parte com a hipótese de que *necks* e soleiras vulcânicas da Formação Macau, ascenderam através da crosta e afetaram os sedimentos da FSM, como sugerido por Ferreira e Albuquerque (1967, *apud* Gomes *et al.* 1981) e Mabesoone (1994). Essa intrusão, todavia, deve ter posterior à sedimentação, visto que não foram registrados, na FSM, indícios de material vulcânico sin-sedimentar associados aos depósitos (cinzas, vidros vulcânicos, intercalações de lavas, entre outros). Este fato implica em atribuir aos sedimentos da FSM uma idade mais antiga que, no mínimo, de 18 a 20 Ma, ou 12 a 32 Ma, idades estas citada por Sial (1975; 1991, respectivamente) para algumas ocorrências da Formação Macau na região, que podem ainda serem situadas na faixa de valores mínimos (29-45 Ma) estipulados por Mizusaki (1987, *apud* Araripe e Feijó 1994).

Nesse contexto, os depósitos siliciclásticos da FSM podem corresponder tanto a sedimentação interiorana de um ciclo regressivo instalado na Bacia Potiguar no final do Cretáceo, e deste modo ser cronocorrelata aos depósitos da Formação Tibau (**hipótese I**), como podem representar parte da sedimentação continental de um ciclo transgressivo instalado na Bacia Potiguar entre o Albiano e o Cenomaniano, possuindo assim uma idade um pouco mais antiga e sendo correlacionáveis às “areias continentais” da Formação Jandaíra (**hipótese II**), ou aos depósitos da Formação Açú (**hipótese III**).

Embora existam, no quadro geológico atual da região, uma série de fatores que dificultam o estabelecimento de vínculos entre a FSM e as unidades supracitadas (p. ex. hiatus erosivos, alterações intempéricas das rochas, e várias descontinuidades geradas pela tectônica neo-terciária e/ou quaternária), as hipóteses de correlação acima mencionadas serão aqui discutidas, com base nas características faciológicas, deposicionais, composicionais, topográficas e/ou estruturais, relativas à FSM.

Para a **hipótese I**, a correlação entre os depósitos da FSM e a Formação Tibau é uma questão difícil de precisar, face ao longo período de sedimentação considerado para esta última unidade. Na coluna estratigráfica da Bacia Potiguar, de Araripe e Feijó (1994), ilustrada na figura 2.5 desta dissertação, a Formação Tibau ocorre como um registro contínuo desde o Cretáceo superior (Campaniano) até o Holoceno. Desta forma, se considerarmos que os depósitos da FSM precederam o vulcanismo miocênico, essa hipótese de correlação seria válida para a porção inferior da Formação Tibau, estratigraficamente posicionada abaixo do Vulcanismo Macau, o que estabelece um intervalo de correlação entre o final do Cretáceo e o Terciário médio .

Alguns pesquisadores tentaram estabelecer um elo de ligação entre a FSM e a Formação Tibau através da correlação de superfícies geomorfológicas, a exemplo de Campos e Silva (1969). Segundo este autor, os estratos da FSM necessitariam apenas de um mergulho regional de deposição inferior a $0,5^\circ$, rumo à costa atual, para que seus depósitos

correspondessem topograficamente aos sedimentos da Formação Tibau próximos ao litoral, expostos a sul da cidade de Macau (às margens do Rio Amargoso).

Em um perfil de direção NE (anexo III-A), levantado entre a Serra de Portalegre e a Praia de Tibau (com direção próxima à da calha central da Bacia Potiguar), as relações topográficas mostram que essa inclinação na superfície de deposição da FSM é plenamente aceitável. A base da FSM, hoje alçada na cota de 650 m, se prolongada até aos depósitos da Formação Tibau expostos nas falésias da praia homônima, o que permite calcular um mergulho regional de $0,23^\circ$ para essa superfície. Esse mergulho seria ainda menor ($0,15^\circ$) em um perfil NO (anexo III-B), transversal à calha principal da bacia, entre o Platô de Santana e a Serra Dantas (limite oeste da Bacia Potiguar nesta direção).

Considerando os mergulhos de deposição acima mencionados, os sedimentos da FSM podem ser correlacionados àqueles encontrados na Serra de Mossoró, no âmbito da Bacia Potiguar. Nesta serra, a seqüência siliciclástica aflorante necessitaria apenas de um mergulho de $0,20^\circ$ (ver anexo III-A) para que a sua superfície de deposição se prolongasse por sobre a Serra de Portalegre e correspondesse, na linha de costa, aos sedimentos da Formação Tibau.

Na Serra de Mossoró (ver seção geológica do Anexo III-A), a seqüência siliciclástica aflora a partir da cota de 240 m, lado a lado aos calcários da Formação Jandaíra. As rochas carbonáticas também estão presentes na base da serra, sugerindo um contato discordante com a seqüência siliciclástica, que sobrepõe os calcários. No topo da serra, a seqüência siliciclástica é representada por arenitos, castanho claros a esbranquiçados, caulíníficos, localmente ferruginoso e silicificado, com estratificações cruzadas e/ou maciços, litologicamente bastante semelhante aos arenitos da FSM. Entretanto, a mineralogia dessas rochas é mais compatível com a composição dos arenitos encontrados nas porções intermediárias a basais das falésias da Praia de Tibau (ver descrições das exposições no anexo III), sugerindo que todos estes sedimentos podem provir de uma mesma área fonte, e serem portanto cronocorrelatos (Menezes *et al.* 1998).

Por outro lado, nas porções basais da seqüência siliciclástica da Serra de Mossoró (próximo a cota de 220m), informações litológicas, obtidas em um poço tipo cacimba, revelaram que horizontes síltico-argilosos, caulíníficos, bioturbados, com planos de deslizamento e estrias cônicas, ocorrem intercalados na seqüência siliciclástica, constituindo camadas com cerca de 1,5 m de espessura, muito similares àqueles da Fácies Sto-Arg da FSM presente no topo da Serra de Portalegre.

Na **hipótese II**, a correlação da FSM com os depósitos continentais existentes na época de implantação do “Mar do Jandaíra” é também uma possibilidade que pode ser explorada. Não se conhece, na Bacia Potiguar, qualquer registro das “areias continentais” existentes naquela época. A tectônica do final do Cretáceo, que gerou a discordância pós-Jandaíra (Cremonini 1995), certamente promoveu a erosão desses depósitos.

Os calcários da Formação Jandaíra guardam o registro da existência de uma sedimentação siliciclástica concomitante à sua sedimentação. São observadas, em vários locais da Bacia Potiguar, rochas calcárias com concentrações elevadas de grãos siliciclásticos (Cruz Jr. 1996), caracterizando a entrada de fluxos de terrígenos na plataforma carbonática.

A natureza extremamente quartzosa da FSM é sugestiva de sedimentos continentais que já sofreram longo transporte e foram depositados relativamente próximos à linha de costa. Todavia, apenas a natureza quartzosa desses sedimentos, mesmo sendo de origem secundária, não constitui um argumento suficiente para se estabelecer vínculos de correlação com as “areias continentais” na época do “Mar do Jandaíra”. Pela proximidade relativa entre as exposições da FSM e os carbonatos da Formação Jandaíra (atualmente cerca de 45 km), os depósitos siliciclásticos estudados deveriam guardar algum registro faciológico de sedimentação influenciada por maré, o que não foi diagnosticado pela descrição das fácies efetuada neste trabalho.

Se utilizar-mos as relações topográficas dos perfis ilustrados no anexo III, uma correlação entre essas duas unidades parece ser impraticável. O mergulho regional da superfície de deposição da Formação Jandaíra, representada pelo topo da Formação Açú, é inferior a $0,4^\circ$, o que não permite prolongar essa superfície até os platôs de Portalegre e Santana, se a FSM constituísse os sedimentos continentais cronocorrelatos (observar o topo da Formação Açú nos anexos III-A e III-B).

Caso os sedimentos da FSM e os carbonatos da Formação Jandaíra tenham, em algum momento, feito parte de um mesmo contexto paleogeográfico, isto implicaria em que processos tectônicos terciários e/ou quaternários teriam promovido um desnível topográfico da ordem de 450 m (diferença atual entre a cota da base da FSM e a cota atingida pelo prolongamento do topo da Formação Açú, até os platôs) na superfície regional de deposição, o que parece impraticável mais uma vez. Os soerguimentos regionais pós-cretáceos, especulados para o Planalto da Borborema, não ultrapassam 250 m (Feio 1954).

A **hipótese III** implicaria em que os sedimentos da FSM seriam oriundos dos mesmos sistemas deposicionais que resultaram na deposição da Formação Açú.

A Formação Açú foi dividida por Vasconcelos *et al.* (1990) em quatro unidades operacionais, designadas pela PETROBRAS (da base para o topo) como Açú-1, Açú-2, Açú-3 e Açú-4, associadas a sistemas deposicionais distintos: Açú-1 constitui-se de depósitos de um sistema de leques aluviais e fluvial entrelaçado e sua sedimentação é atribuída à reativação de áreas fontes, em resposta a um evento tectônico de provável idade albiana; Açú-2 é representada por depósitos fluviais entrelaçados, gradando para meandrante; Açú-3 é interpretada como um sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso, passando no topo a meandrante fino, cuja sedimentação se deu em resposta a um novo pulso de atividade tectônica; finalmente, a unidade Açú-4 corresponde a depósitos de um sistema litorâneo-

estuarino, que provavelmente evoluiu até a implantação da seqüência carbonática correlata à Formação Jandaíra. Dessas unidades, apenas afloram Açu-3 e Açu-4, com as quais os depósitos da FSM podem ser, ao menos litologicamente e/ou topograficamente, comparados.

Com relação ao Açu-3, esta unidade é representada pelo mesmo tipo de sistema fluvial interpretado para a FSM nesta dissertação, o que pode resultar em semelhanças litológicas bastante acentuadas entre as duas unidades. Pacotes de arenitos grossos a médios, castanho avermelhados, com estratificações cruzadas, entremeados por arenitos muito grossos a conglomeráticos, e com fácies síltica-argilosa para o topo do estratos, compondo ciclos completos e incompletos de granodecrescência ascendente, sumarizam as características faciológicas da FSM nesta dissertação, e assemelham-se bastante àquelas descritas por Menezes (1996) e Apoluceno (1995) em exposições da Unidade Açu-3, na região de Apodi.

Ainda que existam características faciológicas semelhantes entre as unidades acima mencionadas, estabelecer correlações entre a FSM e a Formação Açu, baseado unicamente neste atributo, é algo passível de ser questionado, uma vez que sistemas deposicionais similares podem atuar em épocas diferentes, deixando registros litológicos semelhantes mas de idades distintas.

Para o Açu-4, as características faciológicas desta unidade, descritas na literatura (Vasconcelos 1990; Bagnoli e Farias 1992; Apoluceno 1995; Menezes 1996), divergem daquelas identificadas na FSM. Os litótipos da Unidade Açu-4 registram uma sedimentação fluvial influenciada por maré, em ambiente estuarino, diagnosticada através de uma série de estruturas, tais como pares conjugados de argila (*mud couplets*) e *ripples* reversos (em seqüências de *tidal bundles*), *flaser* e marcas de ondas, entre outras, as quais não foram identificadas na FSM.

Ainda assim, essa correlação estratigráfica poderia ser aceita, se considerarmos que a FSM e a Unidade Açu-4 podem ter sido depositadas em uma mesma paleogeografia. Sob esse aspecto, os depósitos da FSM representariam a porção intermediária a proximal do sistema fluvial, ainda não diretamente afetados por invasões marinhas. Nesse contexto paleogeográfico, os sedimentos da FSM necessitariam de um mergulho deposicional mínimo que permitisse correlacionar a sua superfície de deposição (hoje alçada entre as cotas 650 a 700 m) às exposições do Açu-4 (aflorantes entre as cotas de 100 e 85 m). Esse mergulho, calculado a partir das relações topográficas entre as cotas de exposições das duas unidades, atingiria cerca de 0,7° (figura 6.1a), para os depósitos posicionados no topo da Serra de Portalegre, e 0,4° (figura 6.1b) para os depósitos posicionados no topo da Serra de Santana. Esses mergulhos, extremamente baixos, são praticamente impossíveis de serem observados no capeamento sedimentar dos platôs estudados, face ao basculamento de blocos bastante comum nas escarpas das serras. Tais mergulhos também não coincidem com os mergulhos

reais da Formação Açú, ao longo de algumas direções no interior da calha central da Bacia Potiguar.

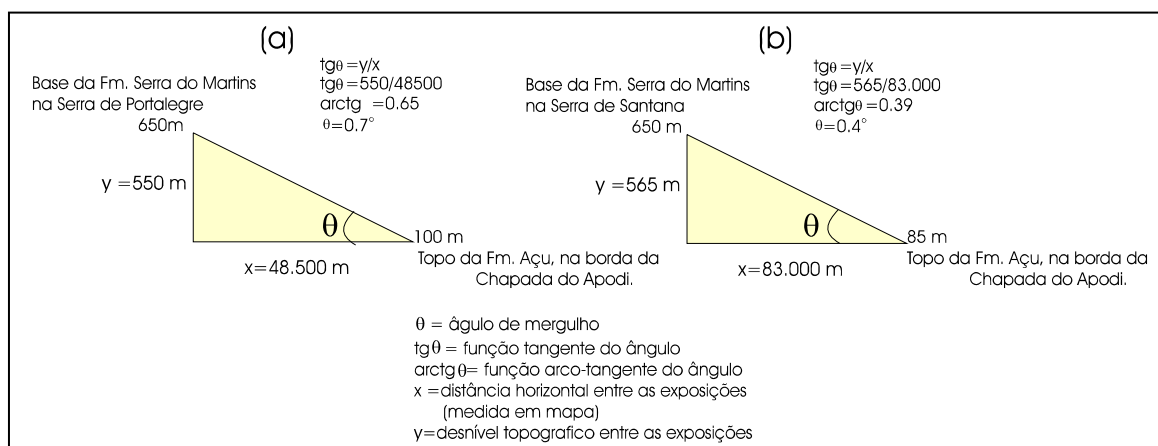


Figura 7.1 – Cálculo do ângulo dos mergulhos necessários para que os depósitos da Formação Açú possam ser projetados sobre as serras estudadas. Neste cálculo, foram utilizadas apenas as relações topográficas de superfície, extraídas dos perfis longitudinal (a) e transversal (b) da Bacia Potiguar, correspondentes aos anexos III-A e III-B, respectivamente. Os mergulhos reais desta unidade, calculados com informações de subsuperfície, estão plotados nesses anexos.

Nos perfis topográficos levantados ao longo da Bacia Potiguar (anexo III), os mergulhos reais da Formação Açú, obtidos a partir de uma cota conhecida do topo desta unidade em subsuperfície, são da ordem de $0,25^\circ$, na direção NE (perfil de Serra de Portalegre a Praia de Tibau; anexo III-A), e $0,35^\circ$ na direção NO (perfil de Serra de Santana/RN a Serra Dantas/CE; anexo III-B). Se prolongarmos o topo da Formação Açú ao longo desses dois últimos mergulhos, uma correlação de superfícies de deposição também não pode ser estabelecida, visto que os depósitos da Formação Açú atingiriam sua cota máxima em 300m, não ensejando uma continuidade sobre as serras estudadas, atingindo apenas a base dos platôs.

Foi ainda discutida uma correlação entre essas duas unidades através dos aspectos composicionais. De acordo com Menezes (1996), os litótipos da Formação Açú apresentam uma composição subarcoseana a arcoseana, com quartzo, microclina e plagioclásio representando os constituintes principais, além de biotita, muscovita, anfibólio, granada, turmalina, titanita, zircão, cianita, epidoto, estauroлита, apatita e opacos, como minerais acessórios.

Essa mineralogia diversificada nas rochas da Formação Açú, se comparada à natureza extremamente quartzosa dos litótipos da FSM, indica áreas fontes distintas para estas unidades e dificulta estabelecer um elo de correlação entre ambas.

Embora ainda persistam muitos questionamentos a respeito do momento deposicional da FSM (p. ex.: idade absoluta dessas rochas? ; depósitos cronocorrelatos na Bacia Potiguar? ; mecanismos e momentos de soerguimento desses depósitos?), dentre as três hipóteses

anteriormente discutidas é mais coerente posicionar estratigraficamente os depósitos da FSM acima dos “calcários Jandaíra” e, no mínimo, abaixo do Vulcanismo Macau, entre o Cretáceo superior e o final do Terciário médio (**hipótese I**), visto que os dados estruturais, reportados no capítulo 6 desta dissertação, configuram uma deformação pós-depocional atingindo os sedimentos da FSM já no Terciário superior, em conexão com o Vulcanismo Macau (a exemplo da figura 6.11). Em síntese, esta conclusão corrobora com o posicionamento estratigráfico tradicionalmente aceito para a FSM (Ferreira e Albuquerque 1967, *apud* Gomes *et. al* 1981; Mabesoone 1994).

- Evolução tectônica

No tocante à evolução tectônica das áreas estudadas, a cartografia das feições de deformação através de imagens de satélite e/ou fotografias aéreas, associada aos dados estruturais coletados em afloramento e às informações disponíveis na literatura, permitiram elaborar uma história deformacional que envolve a reativação de estruturas brasileiras e/ou juro-cretáceas, durante o Cenozóico.

As estruturas pré-FSM, impressas no substrato precambriano da região, compreendem: zonas de cisalhamento dúctil e dúctil-frágil brasileiras, regionalmente representadas por extensos lineamentos NNE e NO. Em adição, estruturas frágeis a ductil-frágeis NE e NO conjugadas, contendo estrias em baixo *rake*, além de juntas extensionais preenchidas por pegmatóides, estão associadas a uma compressão E-O tardi-brasileira.

Durante o Jurássico tardio e início do Cretáceo, uma extensão N-S a NNO, gerou estruturas análogas e reativou as juntas extensionais tardi-brasileiras, controlando o alojamento dos diques do Vulcanismo Rio Ceará-Mirim. No Cretáceo inferior a médio a direção de extensão muda para NO-SE, gerando o Rifte Potiguar, durante um fase *sin-rift* II neocomiana (Matos, 1992). No substrato cristalino dos platôs, essa deformação gerou falhas extensionais NE.

No Terciário inferior, embora não tenham sido registradas estruturas que permitissem inferir um campo de tensões, boa parte das estruturas NE e NO tardi-brasileiras e/ou juro-cretáceas devem ter sido reativadas. Movimentações extensionais e/ou direcionais ao longo das zonas de cisalhamento devem ter controlado a paleogeografia e formado baixos estruturais, onde se acumularam os depósitos da FSM. A ocorrência de estruturas hidroplásticas (dobras convolutas, pilares de areias + seixos, e planos de deslizamentos em rochas argilosas), registradas em alguns desses depósitos, sugerem a atuação de esforços sindeposicionais, a exemplo do que observado em algumas fácies do platô de Portalegre, ao longo do *trend* da zona de cisalhamento homônima, reativada como estrutura frágil durante esse período.

Do Terciário superior ao Quaternário, os litótipos da FSM foram afetados por uma tectônica frágil (pós-FSM) que, na cobertura sedimentar dos platôs, está expressa por duas direções principais de fraturamento, NE e NO, originadas e/ou reativadas ao longo deste intervalo. Uma terceira direção, N-S, bissecta as anteriores como planos de menor extensão.

As direções acima mencionadas correspondem, respectivamente, a uma expressão interiorana dos sistemas de falhas de Carnaubais (NE-sinistral) e de Afonso Bezerra (NO-dextral), presentes na Bacia Potiguar, reativadas como um par de falhas conjugadas, a partir de uma compressão N-S que originou juntas e falhas extensionais (Dantas 1998, Oliveira *et al.* 1993). Nas serras de Portalegre, Martins e Santana, os *trends* NE e NO foram registrados em macroescala, exercendo um forte controle nos segmentos de borda dos platôs e nos principais cursos de drenagem que fluem sobre o domínio sedimentar.

No substrato cristalino da Serra de Santana, exemplificado pelos afloramentos no Riacho Grota da Ferveadeira, ficou configurado que as fraturas com goetita são oriundas de um campo de tensões complexo, provavelmente associado a uma deformação tridimensional. Neste contexto, a hipótese de um domo térmico, relacionado ao Vulcanismo Macau, sugerido por Dantas (1998) para explicar a compressão N-S neo-terciária deduzida de estruturas frágeis da Bacia Potiguar, é aceitável e coerente com as direções e cinemáticas das fraturas observadas neste sítio.

Para Dantas (1998) o Vulcanismo Macau, distribuído ao longo de uma área alongada na direção N-S, ocupando a porção centro-leste do Estado do Rio Grande do Norte e parte da Paraíba, teria gerado um soerguimento de origem termal. Esse domeamento induziria a uma extensão generalizada em superfície, com um eixo E-O mostrando maior taxa de extensão em relação a direção N-S (figura 7.2). Essa situação, discutida na literatura por Price & Cosgrove (1990), geraria estruturas extensionais e transcorrentes, a exemplo daquelas registradas por Dantas (1998) na porção central da Bacia Potiguar, que guardam boa correspondência em direção e cinemática, com as fraturas NE, NO e N-S preenchidas por goetita, no Riacho Grota da Ferveadeira. Todavia, não se enquadram nesse contexto as fraturas extensionais ou transcorrentes com orientações ONO a ENE, preenchidas por goetita, presentes na parte sul do referido riacho, que necessitariam de compressões E-O para serem originadas.

Corroborando ainda com o soerguimento termal terciário, Morais Neto (1999) obteve idades pelo método de traço de fissão em apatita, na rochas do substrato cristalino dos platôs, que evidenciaram um pulso de soerguimento na Província Borborema desenvolvido a partir de 20 Ma, provavelmente em decorrência da intrusão do Vulcanismo Macau. O soerguimento e erosão dos depósitos da FSM certamente foi iniciado neste período, condicionado por esse domeamento.

Para o Quaternário, algumas fraturas na FSM (a exemplo daquelas observadas em planos subverticais cauliniticos nos platô de Martins e Portalegre) evidenciam uma cinemática

compatível com o campo compressivo E-O, proposto por Assumpção (1992) para o extremo Nordeste brasileiro. Todavia, as estruturas direcionais-extensionais preenchidas por calcita, presentes no substrato cristalino da Serra de Santana, revelam que o sistema de esforços desse período é, pelo menos em parte similar àquele de compressões N-S interpretado para as fraturas com goetita, evidenciando que o efeito dômico do Neoterciário vem se prolongando até o Recente (Holoceno).

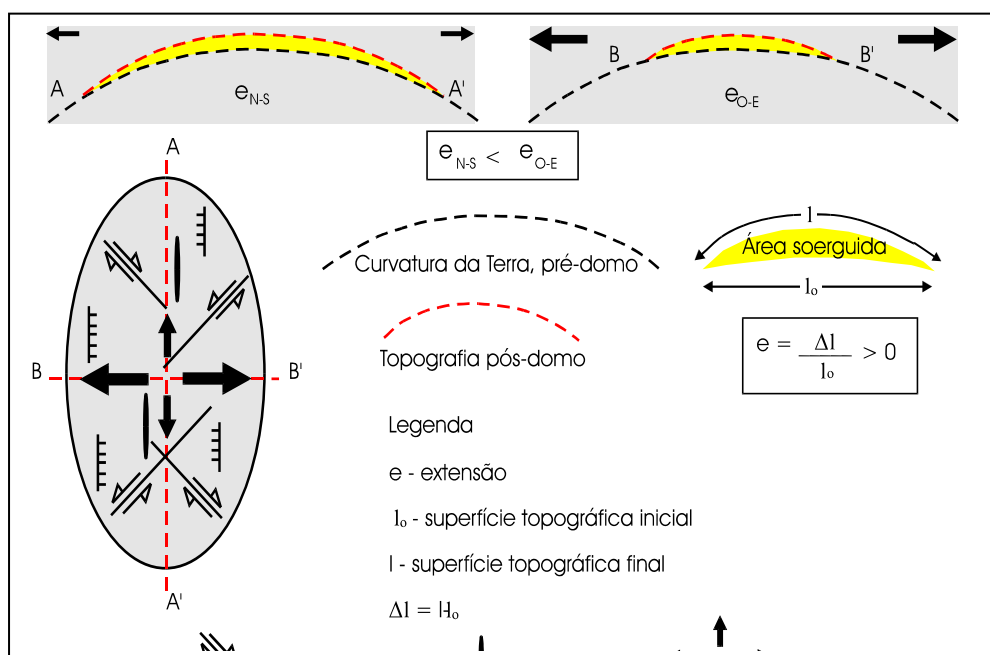


Figura 7.2 – Esquema mostrando como um domo térmico produziria uma extensão N-S de menor expressão do que a extensão E-O, desta maneira explicando uma “compressão” N-S (Dantas 1998, baseado em Price e Cosgrove, 1990). A extensão ao longo do eixo da elipse é calculada pela fórmula $e = \Delta l / l_0$, levando em conta a curvatura da Terra. Juntas de extensão N-S, falhas normais e transcorrentes (NE-sinistral e NO-dextral) são previstos pelo modelo, com boa correspondência à estruturação neoterciária e quaternária no substrato cristalino do Platô de Santana.

A inversão dos esforços, aproximadamente N-S para direções ENE a ONO, é atribuída, nesta dissertação, a alternâncias entre períodos de quiescência e atividade nas cadeias Andina e Meso-Atlântica, que ora propiciam uma compressão E-O, ora deixa atuar o campo de tesões N-S, representando o efeito dômico (figura 7.3).

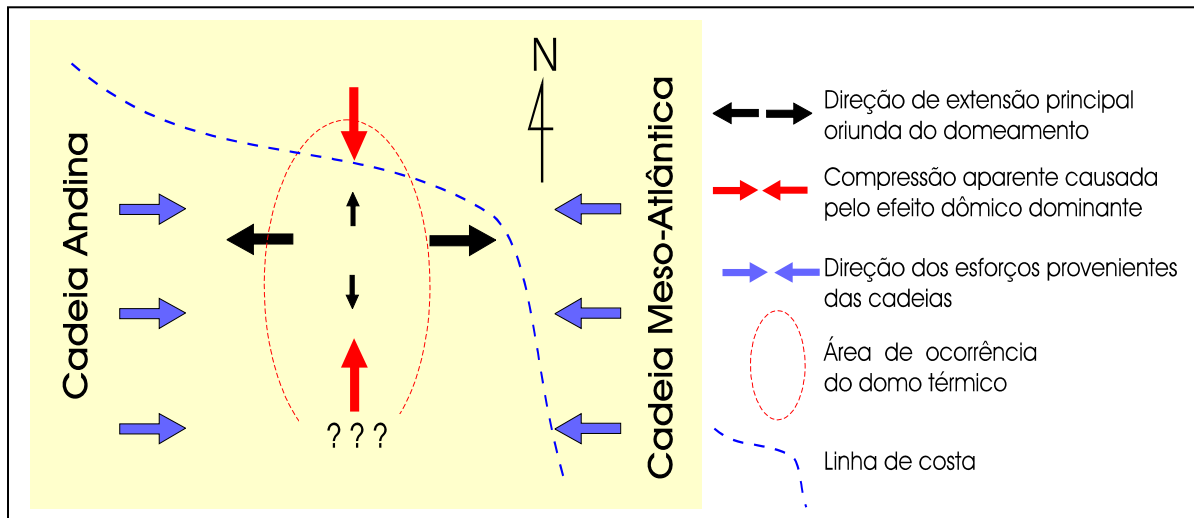


Figura 7.3 – Sistema de esforços, atuante no Quaternário, interpretado para a região (adaptado de Assumpção 1992 e Dantas 1998).

- Conclusões e Considerações Finais

As discussões expostas nos tópicos anteriores bem como ao longo de todo trabalho permitiram estabelecer, para as áreas estudadas, as seguintes conclusões:

- a) A FSM representa o produto de um sistema deposicional fluvial entrelaçado a meandrante grosso, instalado na Província Borborema certamente no Terciário Inferior.
- b) Os prováveis depocentros dessa unidade, hoje preservados no topo das serras estudadas, foram controlado pelos principais *trends* brasileiros e/ou juro-cretáceos, reativados no Terciário Inferior, onde se acumularam pacotes sedimentares que provavelmente não ultrapassaram 500 m de espessura.
- c) As características dessa sedimentação produziu corpos principalmente arenosos, com expressiva continuidade lateral (decamétrica), gerados pelo amalgamento tridimensional de pequenos ciclos deposicionais.
- d) As feições diagenéticas identificadas neste trabalho são condizentes com processos diagenéticos que ocorreram em condições próximas a superfície, sob influência deposicional e pedogênica (eodiagênese), ou até mesmo em condições telodiagénéticas.
- e) O soergimento térmico da Província Borborema desenvolvido a partir dos 20 Ma, já envolvendo a FSM (Morais Neto 1999), é aqui associado ao alojamento do Vulcanismo Macau na crosta, durante Terciário superior, que certamente também deu início ao soergimento e erosão dos depósitos da FSM.
- f) A deformação frágil dos litótipos da FSM, também iniciada a partir do Terciário superior, e caracterizada na cobertura sedimentar dos platôs por fraturamentos NE e NO e juntas de extensão N-S, foi associada aos mesmos esforços tectônicos que promoveram na Bacia Potiguar a reativação dos sistemas de falhas de Carnaubais (NE-sinistral) e Afonso Bezerra (NO-dextral), a partir de compressões N-S. Direções similares de fraturamento certamente foram originadas e/ou reativadas no Quaternário, com alternâncias de esforços ora N-S, ora E-O. Freqües inversões foram atribuídas aos períodos de quiescência e atividades nas cadeias Andina e Meso-Atlântica, atuando em conjunto aos esforços do domeamento térmico, que provavelmente vem se desenvolvendo até o Recente.
- g) As várias hipóteses de correlação dos depósitos soergidos da FSM, apresentadas neste trabalho, embora ainda mostrem alguma carência de dados e parâmetros na composição de um modelo evolutivo do relevo da Província Borborema, apontam para a existência de um elo entre estes depósitos e os sedimentos basais da Formação Tibau na Bacia Potiguar, sugerindo o posicionamento estratigráfico da FSM acima dos "calcários jandaíra", no final do Cretáceo ou no Terciário Inferior (Paleoceno-Eoceno), provavelmente precedendo o Vulcanismo Macau.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahlbrandt, T.S. & Fryberger, S.C. 1982. Introduction to eolian deposits. In Scholle, P.A. & Spearing, D., (eds.). Sandstone depositional environments. Tulsa. AAPG, pp. 11-47.
- Aigner, T. 1985. Storm depositional systems, vol. 3. Ed. Springer-Verlag, Berlim. 174p.
- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.F.; Monteiro, F.A.J. 1988. Sistemas deposicionais da Formação Barreiras no Nordeste oriental. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, 2:753-760.
- Allen, J.R.L. 1965 - A review of origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*. 5: 89-191.
- Anjos, S.M.C. & De Ros, L.F. 1990. Técnicas de análise utilizadas na petrologia sedimentar da PETROBRAS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim de Resumos*. 25-26.
- Apoluceno, D.M. 1996. *Faciologia e sistemas deposicionais das Formações Açú e Jandaíra, Cretáceo superior da Bacia Potiguar, na Região de Apodi, RN*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Relatório de graduação. 138p. + anexos.
- Araripe, P.T. & Feijó, F. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. 8(1):127-141.
- Archanjo, C.J. & Salim, J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN - PB). In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, *Boletim* 12, 270-281.
- Assis, A.D. de 1967. Solânea, nova formação sedimentar no Brejo Paraibano. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 3, João Pessoa, Resum. Mimiog. 2p.
- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal Geophysic Research*. 138 (97):11889-11903.
- Audermard, F.A. & Santis, F. 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.* 44:5-17.
- Bagnoli E. & Farias P.R.C. 1992. Uma seqüência de tidal bundles no topo da Formação Açú, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar. In.: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim* 2, 479-480.
- Barros, S.D.S 1998. *Aspectos morfo-tectônicos nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Dissertação de Mestrado. 133p + anexos.
- Barros, S.D.S.; Fonseca, V.P. da & Saadi, A.1997. Estudo morfo-tectônico preliminar nos platôs da Formação Serra do Martins/bloco Portalegre-Martins (RN). In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 364-369.
- Becker, M.R. 1996. *Sedimentologic architecture, permeability structure and fractal characteristics of braided fluvial deposits, cretaceous Açú Formation, Potiguar Basin, NE Brazil*. University of Texas at Austin. Tese de Doutorado. 399p.
- Bertani, R.T.; Costa, I.G.; Matos, R.M.D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e "habitat" do petróleo da Bacia Potiguar emersa. In Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (eds.), Bacias sedimentares. PETROBRAS, 291-309.
- Beurlen, K. 1967. A estrutura geológica do Nordeste brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, *Anais*, 21:151-158.

- Bezerra, F.H.; Saadi, A.; Moreira, J.A.M.; Lins, F.A.P.L.; Nogueira, A.M.B., Macedo, J.W.P.; Lucena, L.F. & Nazaré Jr., D. 1993. Estruturação neotectônica do litoral de Natal-RN, com base na correlação entre os dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Belo Horizonte, *Anais 14*, 317-321.
- Bigarella, J.J. & Ab'Sáber, A.N. 1964. Palaogeographische und paleoklimatische aspekte des kanozoikuns in südbrazilien. *Zeit. F. Geomorpho*, 8:268-312.
- Bigarella, J.J. & Andrade, G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreira). Universidade do Recife, Arquivos Inst. Ciênc. Terra, 2:2-14.
- Bigarella, J.J. 1972. Eolian environments; their characteristics, recognition and importance. In: Rigby, J. K. & Hanbli, W.K. (eds.), Recognition of ancient sedimentary environments. *SEPM Special Publication*, Tulsa 16:12-62.
- Bjorlykke, K. & Aagaard, 1992. Clay mineral in North Sea sandstones, In: Houseknecht, D.W. & Pittman, E.D., (eds.), Origin, diagenesis and petrophysics of Clay mineral in sandstones. *SEPM Special Publication*, Tulsa, 47:65-80.
- Bjorlykke, K. 1984. Formation of secondary porosity: how important is it? In: McDonald, D. ^a & Sudan, R. C. (eds.), Clastic Diagenesis. Am. Ass. of Pet. Geol., Memoir 37, 227-286.
- Blatt, H.; Middleton, G. & Murray, R. 1980. Origin of sedimentary rocks. 2nd Ed., New Jersey, Prentice Hall, 782p.
- Brasil, R.C. de O.; Coriolano A.C.F.; Melo, F.T.L. de; Silva, M.G. da; Campelo, R.C.; Lima, R.G; Silva, E.R. da.; Silveira, F.V.; Jardim de Sá, E.F. & Souza, Z.S. 1995. Mapeamento do precambriano da região de Santana do Matos (Faixa Seridó-RN). In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim 14*, 150-154.
- Burley, S.D.; Kantorowiscs, J.D. & Waugh, B. 1985. Clastic diagenesis. In: Brechley, P.S. & Willians, B.P.J eds., Sedimentology recent developments and applied aspect. 1st edn., Blackwell Sc.Pub.342p.
- Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M.H. & Vauchez A. 1991. Crustal evolution and the brasiliano orogeny in NE Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorché, J.P. (Ed.) The west African orogens and Circum-Atlantic correlatives. Springer. pp373-397.
- Caldas, L.H.O.; Coriolano, A.C.; Dantas, E.P.; Jardim de Sá, E.F. 1997a. Os Beach rocks no litoral do Rio Grande do Norte: Potencial como marcadores neotectônicos. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim 15*, 369-374.
- Caldas, L.H.O.; Medeiros, W.E.; Dantas, E.P.; Jardim de Sá, E.F. 1997b. Caracterização geológica e geofísica de uma estrutura na borda leste do *Graben* de Umbuzeiro, Bacia Potiguar/RN, e Implicações Neotectônicas. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 5, São Paulo, *Anais*, 2:885-890.
- Campos e Silva, A. 1969. Contribuição ao estudo do Grupo Barreira no Rio Grande do Norte. In: Arquivos do Instituto de Antropologia Câmara Cascudo - UFRN, 14p.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG, *Bulletim* 54:207-250.
- Collinson, J.D. 1980. Sedimentary environments and facies: Aluvial sediments. In: READING, H.G. (ed.), Sedimentary environments and facies. 3 Ed. Londres, Blackwell Scientific Publications. p.15-16.
- Coriolano, A.C.F., & Jardim de Sá, E.F. 1997. Estruturas frágeis no substrato da região de João Câmara (RN): Correlação com a Falha Sísmica de Samambaia? In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim 15*, 325-329.
- Costa, W. D. & Salim, J. 1972. Aspectos estruturais da faixa sedimentar costeira da região de Natal, RN. *Estudos Sedimentológicos*, 2 (1):133-143.
- Crandall, R. 1910. Geografia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos estados do Nordeste do Brasil: Rio Grande do Norte e Paraíba. Ministério de Obras

- Públicas, Inspetoria de Obras Contra as Secas, pub. nº 04, série I.D.E, Rio de Janeiro, 4ª Edição, ESAM-Fundação Guimarães Duque, Coleção Mossoroense, série C, vol. CCI, Mossoró 1982,45p.
- Cremonini, O. A. 1993. *Caracterização estrutural e evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 143 p.
- Cremonini, O.A. & Karner, G.D. 1995. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim 14*, 181-184.
- Cruz Jr. F.W. 1996. *Sistemas deposicionais, geomorfologia, e geologia estrutural de uma área na região de Felipe Guerra, Sudoeste da Bacia Potiguar*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Relatório de graduação. 120p. + anexos.
- Curtis C.D. 1990. Aspects of climatic influence on clay mineralogy na geochemistry of soil, paleosols and clastic sedimentary rock. *Journal Geology Society*. London, **147**:351-357.
- Cypriano, J. L. & Nunes, A.B. 1968. Geologia da Bacia Potiguar. PETROBRAS/DIREX/RPNE, Inédito.
- Dantas, E.D.1996. *Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. UNESP, Rio Claro. Tese de Doutorado, 208p.
- Dantas, E.P 1998. *Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica Recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. Universidade Federal do R.G. do Norte. Dissertação de Mestrado. 103p + anexo.
- De Ros, L.F. 1986. *Petrologia e características de reservatórios da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado. 107p.
- De Ros, L.F.; Sgarbi, G.N.C. & Morad, S. 1994. Multiple autigenesis of K-feldspar in sandstones: Evidences from the cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin, Central Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, A **64**: 778-787.
- Dreyer, T.; Falt, L.M.; Hoy, T.; Knarud, R.; Steel R. & Cuevas, J. 1993. Sedimentary architecture of field analogues for reservoir information (SAFARI): a case study of the Escanilla Formaton, Spanish Pyrenees. In: The geologic Modelling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues, Flint S.S. & Briant I.D. (eds.). *Special Plublication 15*:57-80.
- Feio, M. 1954. Notas acerca do relevo da Paraíba e Rio G. do Norte. Rev. Fac. Fil. PB. **1**:131-137.
- Ferreira, J.M.1991. A Atividade sísmica recente no Rio Grande do Norte. Depto. de Física, UFRN, manusc. Inédito.
- Ferreira, J.M. 1998.
- Folk, R.L. 1972. Petrology of sedimentary rocks. Austin. Hemphill's Book Store, 170p.
- Fonseca, V.P. 1996. *Estudos morfo-neotectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu - Macau) Rio Grande do Norte*. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 103 p.
- Fonseca, V.P. 1997. Comportamento litorâneo entre Ponta do Mel e Ponta dos Três Irmãos, litoral do Rio Grande do Norte. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim 15*, 374-378.
- Fonseca, V. P., Jardim de Sá, E.F & Coriolano A. C. F. 1995. Análise morfo-tectônica preliminar na área da Grota da Fervedeira, Serra de Santana - RN. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim 14*,177-181.

- Fortes, F.P. 1987. Mapa geológico da Bacia Potiguar, 1:100.000; A Origem da Bacia Mesosóica do Apodi como decorrência do ciclo tecto-orogênico brasileiro. PETROBRAS/DEBAR/DINTER/ SEBAR. Inédito.
- Françolin, J.B.L. & Szatimari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2):196-207.
- Fryberger, S.G.; Ahlbrandt, T.S. & Andrews, S. 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, great sand dunes national monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*. 49(3):440-460.
- Füchtbauer, H. 1967. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. 7th *World Petroleum Congress*. London, Elsevier, 2:353-369.
- Füchtbauer, H. 1988. Sedimente und Sedimentgesteine. Schweizer bart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart. 141p.
- Galloway, W.E. 1984. Hydrogeologic regimes of sandstone diagenesis. In: McDonald, D.A. & Surdam, R.C. (eds.), Relationship of organic matter and mineral diagenesis. Soc. Econ. Paleo. Min., Lecture Notes for Short Course n°. 17. New York, p.6-72.
- Gama Jr. E., 1989. Conceção estratigráfica e análise de bacias: a) a estratigrafia tradicional; b) sofismas conceituais e metodologias da layer cake stratigraphy; c) a estratigrafia genética. *Boletim IG-UNESP*, 8:1-36.
- Gomes J.R.C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C.; Luiz, D.S.; Pires, J.L. & Teixeira, W. 1981. Geologia e Mapeamento regional. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB-24/25 Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de recursos naturais, 23), 27- 176.
- Gonzaga, F.A.S. 1987. *Geologia da região de Portalegre - RN*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 125p + anexos.
- Hackspacher, P.C. & Oliveira, D.C. 1984. A evolução estrutural das zonas de cisalhamento Portalegre e Santa Mônica-RN. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 6:1679-1692.
- Hackspacher, P.C.; Corsino, A.R.; Srivastava, N.K.; Tiriba, V.F. 1985. *A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE, na Bacia Potiguar emersa - RN*. Natal, UFRN/CCE/DG. 10:33-44.
- Hackspacher, P.C.; Van Schmüs, W.R. & Dantas E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6:2683-2690.
- Hiscott, R.N. 1994. Tracion-carpet stratification in turbidites-fact or fiction?. *Journal of Sedimentary Research*, 64(2):204-208.
- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3):361-387.
- INPE - Instituto de Pesquisas Espaciais 1995. CD-ROM da órbita 215, no ponto 064 do satélite LANDSAT 5 TM. Divisão Geral de Geração de Imagens. Brasil.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Universidade de Brasília, Tese de Doutorado n° 3, 803 p + anexos.
- Kahn, J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments. *Journal Geology*, 64 (4):385-395.

- Kegel, W. 1957. Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. DNPM, Bol. Div. Geol. Mineral, Rio de Janeiro, 170:52p.
- King, L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, 18(2):147-265.
- Kocurek, G. & Dott Jr, R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(2):579-595.
- Lima, C.C.; Viviers, M.C.; Moura, J.R.S.; Santos, A.M.; Carmo, I.O. 1990. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: Relações entre o padrão de afloramento, estruturas pré-Barreiras e neotectonismo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 2:607-620.
- Lima, R.G.; Campelo, R.C.; Silva, E.R. da,; Silveira, F.V.; Brasil, R.C. de O.; Coriolano, A.C.F.; Melo, F.T.L. de, Silva, M.G. da,; Jardim de Sá, E.F. & Souza, Z.S. 1995. Estruturas nas terminações de uma transcorrência dúctil: a Zona de Cisalhamento de Santana do Matos (Faixa Seridó-RN). In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim* 14,155-158.
- Lins, R.C. & Andrade, G. O. 1960. Os Rios da Carnaúba: I - Rio Mossoró (Apodi). Inst. Joaquim Nabuco de Pesq. Sociais, Recife. 2ª Edição, ESAM, Coleção Mossoroense, série B, vol.L, Mossoró 1977.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52:291-297.
- Mabbesoone, J.M. & Rolim, J. L. 1982. Problemas estratigráficos e sedimentológicos do cenozóico nordestino. *Estudos Geológicos*, UFPE/CT/DG, Recife, série B, vol. 5:7-18.
- Mabesoone, J.M. 1966. Relief of Northeastern Brazil and its correlated sediments, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 10 (4):419-453.
- Mabesoone, J.M. 1994. Sedimentary basis of Northeast Brazil - Chapter 8: Cenozóico desenvolvimento. Publicação especial nº 2,UFPE/Centro de Tecnologia, Departamento de Geologia, Recife,p.135-141.
- Mabesoone, J.M.; Campos e Silva, A. & Beulen, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, 2:173-188.
- Macedo, M.H.F.; Jardim de Sá, E.F.; Pecaut, J.J.; Souza, Z.S. & Martin, H. 1991. Avaliação de dados geocronológicos do Complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, *Boletim* 12, 256-259.
- Mader, D. 1982. Eolian sand in continent red beds of the Middle Buntsandstein (lower Triassic) at the Western Margin of the German Basin. *Sedimentary Geology*, 31(2):191-230.
- Mather, A.E. & Westhead, K. 1993. Plio-Quaternary strain of the sorbas Basin, SE Spain: evidence from sediment deformation structures. *Quat. Proc.* 3:57-65.
- Matos, R.M.D. 1987. Sistema de riftes cretáceos do NE Brasileiro: In Seminário de Tectônica da PETROBRAS, 1. Rio de Janeiro. *Atas*, 125-159.
- Matos, R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*. 11(4):766-791.
- McBride, E.D. 1985. Sandstone diagenesis. Sponsored by *New Orleans Geological Society*. New Orleans. 38p.
- Menezes M.R.F 1996. *Faciologia, diagênese e sistemas deposicionais das rochas siliclásticas e carbonáticas de uma área a noroeste de Apodi-RN, Neocretáceo da Bacia Potiguar*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Relatório de Graduação, p. 126 + anexos.
- Menezes, M.R.F; Dantas, E.P. & Caldas L.H.O. 1998. Estudos sedimentológicos na Formação Tibau, Porção Emersa da Bacia Potiguar. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. *Anais...* resumos expandidos, p77.

- Menezes M.R. F & Lima Filho, F.P. 1997. Estudo faciológico da Formação Serra do Martins, no Platô de Portalegre-RN. In SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 193-198.
- Menezes M.R. F; Fonseca V.P & Saadi A. 1997. Análise morfo-tectônica na Serra de Santana (RN) e correlações com as Estruturas regionais. In SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 396-400.
- Menezes, M.P.N. & Freire, G.S.S. 1984. Contribuição ao estudo da região costeira dos municípios de Parajurú e Jaguaribe. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, *Atas*, 241-252.
- Miall, A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. Calgary, AAPG. Fall Ed. Conf. 75p.
- Morad, S. 1991. Diagenesis of clastic sedimentary rocks. Depart. Of Mineralogy and Petrology. Uppsala University, Sweden, inédito.
- Moraes M.A.S. & De Ros, L.F. 1988. Característica das influências das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS. Rio de Janeiro*, 1(2):13-16.
- Moraes, L.J. 1924. Serras e montanhas do Nordeste. In: Coleção Mossoroense - ESAM, 35, Volumes I (120p.) e II (122p.), Ministério da Viação de Obras Públicas, Inspeção Federal de Obras Contra a Seca, Rio de Janeiro (Ed.), ESAM/Fundação Guimarães Duque, Mossoró, 1977.
- Moraes, M.A.S. & Raja Gabaglia, G.P. 1986. Arenitos eólicos intercalados a seqüências fluviais: critérios para reconhecimento. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geociências, 34. Goiânia, *Anais*, 5:246-260.
- Moraes, M.A.S. 1986. Reações químicas na diagênese dos arenitos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geociências, 34. Goiânia, *Anais*, 5:435-449.
- Morais Neto, J. M. 1999. *As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e sua relação com o soergimento da Anticlise da Borborema*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado (In press).
- Nilsen, T.H. 1982. Alluvial fan deposits. In: Peter A. & Scoble, D.S. (eds.), Sandstone depositional environments. Memoir AAPG. Tulsa. 31, p.53-62.
- Oliveira, D.C. & Martins, G. 1992. O enxame de Diques Rio Ceará-Mirim (EDCM) no contexto da abertura do Oceano Atlântico. *Revista de Geologia - UFC*, 5:51-78.
- Oliveira, D.C.; Cruz Jr, F.W. da & Menezes, M.R.F. 1996. Significado geodinâmico da estruturação rasa no extremo sudoeste da Bacia Potiguar (Nordeste do Brasil). In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro, *Boletim* 4: 95-106.
- 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, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, *Boletim* 12, 306-311.
- Ower, G. 1987. Deformation processes in uncemented sands. In: Jones, M.E. & Preston, R.M.F. (eds.) Deformation of sediments and sedimentary rocks. Geol. Soc., Publ. Spec. 29:11-24.
- Petti, J-P. & Laville, E. 1987. Morphology e microstructure of hydroplastic slickensides in sandstones. In: Jones, M.E. & Preston, R.M.F. (eds.) Deformation of sediments and sedimentary rocks. Geol. Soc., Publ. Spec. 29:11-24.
- Pettijohn, F.F.; Potter, P.E. & Siever, R. 1973. Sand and sandstone. New York. Springer Verlag. 618p.
- Postma, G. 1983. Water escape structures in the context of a depositional model de a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrijoja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*. 30:91-103.

- Prates, M.; Gatto, L.C.S. & Costa, M.I.P. 1981. Geomorfologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB-24/25 Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de recursos naturais, 23), 310-348.
- Price, N.J. & Cosgrove, J.W. (1990). Analysis of geological structures. Cambridge Univ. Press, Cambridge. 502p.
- RADAMBRASIL, 1981. Geologia e mapeamento geológico, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra. Folhas SB-24/25 Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, (Levantamento de recursos naturais) vol. 23, 774p.+anexos.
- Reading, H.G. 1980. Sedimentary environments and facies. 3 ed. Londres, Blackwell Scientific Publications. p.15-16.
- Rodrigues Jr., 1989. *Geologia da região de Cerro-Corá/RN e Lagoa Nova/RN*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 118p + anexos.
- Rodrigues, C.R. 1990. *Argilominerais na evolução diagenética dos arenitos da Formação Sergi, Jurássico, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado. 211p.
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos* 1 (1):1-3.
- Salim, J.; Lima, M.S. & Mabesoone, J.M. 1974. Vales estruturais no litoral leste do Rio Grande do Norte. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 6, Alagoas, *Boletim* 4, 41-47.
- Schmidt, V. & McDonald, D.A. 1979. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In: Scholle, P.A. & Schluger, P.R. (eds), Aspects diagenesis. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 26:209-225.
- Sial A. N. 1975. Significado tectônico do posicionamento de rochas basálticas pós-paleozóicas do Nordeste do Brasil. *Boletim Núc. SBG/NE* 3: 37-47.
- Sial A. N. 1976. The post-Paleozoic vulcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. *Na Acad. Bras. Ciênc.* 48: 299-312.
- Sial A. N., Foodor R.V. & Long L.E. 1991. Peridotite xenolith and Tertiary alkaline basalts in Northeastern Brazil. In: International Kimberlite Conference, 50, Brasília. *Field guide book*, 03-13.
- Silva, C.G. 1991. *Holocene stratigraphy and evolution of the Açu River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil*. Duke University, United States, Doctor Philosophy Theses, 359 p.
- Silva, C.M.A. 1991. *Diagênese e características de reservatório dos arenitos e conglomerados do Membro Mucuri, Formação Maririar (Cretáceo Inferior), Bacias do Espírito Santo e Mucuri*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado. 176p.
- Sohn, Y.K. 1997. On Tracian-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 67(3):502-509.
- Sopper, R. H. 1913. Geologia e suprimento d'água subterrânea no Rio Grande do Norte e Parhyba. Ministério de Viação e Obras Públicas, Inspetoria de Obras Contra as Secas, Publicação nº 26, série I.D.E, Rio de Janeiro, 4ª Edição, ESAM-Fundação Guimarães Duque, Coleção Mossoroense, série C, vol. CCIV, Mossoró 1982,48p.
- Sousa, D.C. 1998. *Caracterização dos minerais pesados aplicada a distinção de unidades estratigráficas. Área Açu-RN*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 47 p.
- Souza, S.M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 5:2392-2406.
- SUDENE 1972a. Folha Topográfica Iracema. SB-24-Z-C-III, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.

- SUDENE 1972b. Folha Topográfica Pau dos Ferros. SB-24-Z-A-II, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972c. Folha Topográfica Catolé do Rocha. SB-24-Z-A-III, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972d. Folha Topográfica Apodi. SB-24-Z-C-IV, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972e. Folha Topográfica Açú. SB-24-X-D-V, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972f. Folha Topográfica Currais Novos. SB-24-Z-B-II, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972g. Folha Topográfica Santa Cruz. SB-24-Z-B-III, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972h. Folha Topográfica Pedro Avelino. SB-24-X-D-IV, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972i. Folha Topográfica Aracati. SB-24-X-A-VI, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972j. Folha Topográfica Quixerê. SB-24-X-C-III, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972k. Folha Topográfica Mossoró. SB-24-X-D-I, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972l. Folha Topográfica Areia Branca. SB-24-X-B-VI, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.
- SUDENE 1972m. Folha Topográfica Augusto Severo. SB-24-X-D-IV, escala 1:100.000. MINTER/SUDENE/Depto. Rec. Nat. Divisão de cartografia. Recife.

Takeya, M.K.; Ferreira, J.K.; Pearce, R.G.; Assumpção, M.; Costa J.M. & Sophia, C.M. 1989. The 1986-1989 implate earthquake sequence near João Câmara, northeastern Brazil - evolution of seismicity. *Tectonophysics*, **167**:117-131.

Thiry, M. & Millot G. 1987. Mineralogical forms of silica and their sequence of formation em silcretes. *Journal of Sedimentary Petrology* . **61**:111-127.

Torres H.H.F. 1994. Metodologia para estudos neotectônicos regionais; o caso João Câmara. CPRM Sureg Recife. Série Pub. Espec. **2**:50pp.

Torres, H.H.F.; Barbosa, A.G.; Braga, A.P.G.; Gallardo, C.; Sato, E.Y. & Menonça J.C.S. 1990. Projeto João Camara - estudos de neotectônica na Bacia Potiguar e adjacências. Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM Sureg-Recife.75p + anexos. (No prelo).

Vieira, M.M. 1991. *Parâmetros controladores da qualidade dos reservatórios profundos da Bacia de Sergipe-Alagoas*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado. 216p.

Vasconcelos, E.P.; Lima Neto, F.F. & Ross S.1990. Unidades de correlação da Formação Açú. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **1**:227-240.

Vittori, E.; Labini, S.S. & Serva, L. 1991. Paleosseismology: review of state-of-the-art. *Tectonophysics* **193**:9-32.

Walker, R.G. & Cant, D.J. 1984. Sand fluvial systems. In: Walker, R.G. (ed.), *Fácies models 2 ed*. Toronto. Geol. Assoc. Canada. p.71-90.

Zoback M.L. 1992. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geophys R.*, **97**:11703-11728.

ANEXO I - Mapas de ponto

I-A - Serra de Santana

I-B - Serra de Martins

I-C - Serra de Portalegre

ANEXO II - Seções esquemáticas

I - Afloramento Pa41

II - Afloramento Pa02

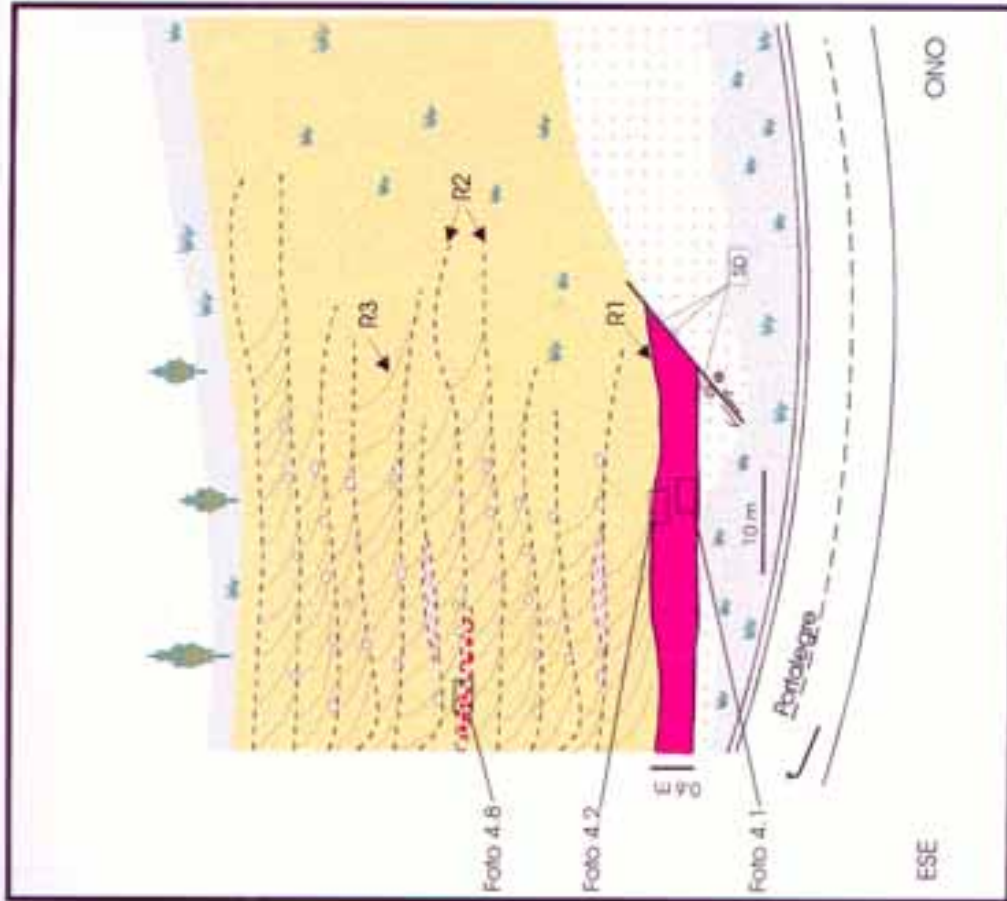
III - Afloramento Pa14B

IV - Afloramento SS47A

V - Afloramento Ma03

VI - Afloramento Pa07

Seção I - Esboço esquemático das fácies no afloramento Pa41, Serra de Portalegre - RN.



UFRRN Universidade Federal do Rio Grande do Norte
 Centro de Ciências Exatas e da Terra
 Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geológica

Estudos Sedimentológicos e Caracterização Estrutural da Formação Serra do Martins, RN.

Autora: Maria Rosilene Figueira de Menezes

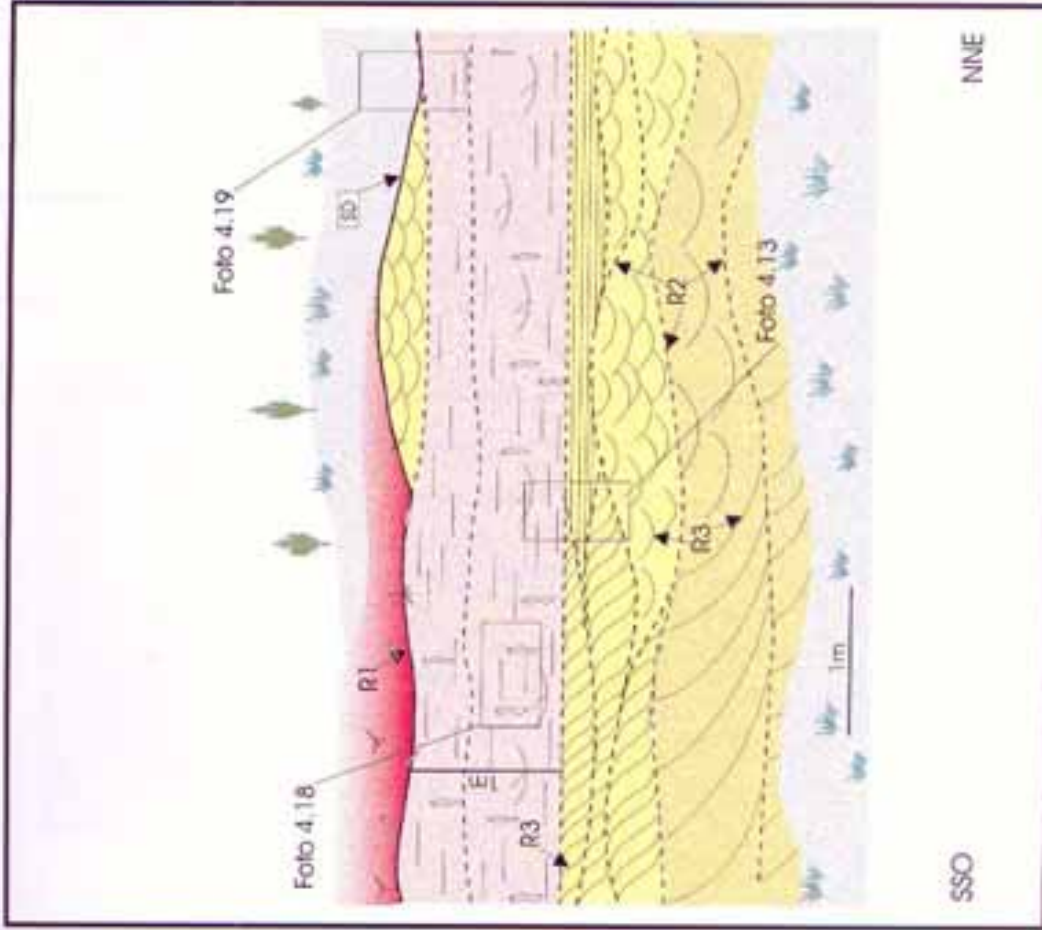
Orientador: Emanuel Ferraz Jaramim de Sá (UFRRN)
 Co-orientador: Renato Marcos Dantas de Matos (PETROBRAS)

ANEXO II-A

Apelo Financeiro: PETROBRAS-CNUPq-FINEP-PADCT

1999

Seção II - Esboço esquemático das fácies no afloramento Pa02, Serra de Portalegre - RN.



LEGENDA

	Fácies Am gra-mgr		Superfície de discordância
	Subfácies Am med-Ac		Superfícies de reativação
	Fácies Am fino	R1	Pimelta ordem
	Fácies Am Sto-Avg	R2	Segunda ordem
	Talus	R3	Terceira ordem



Universidade Federal do R. G. do Norte
 Centro de Ciências Exatas e da Terra
 Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

Dissertação de Mestrado

Estudos Sedimentológicos e Caracterização Estrutural da
 Formação Serra do Martins, RN.

Autora: Maria Rosilene Fereira de Menezes

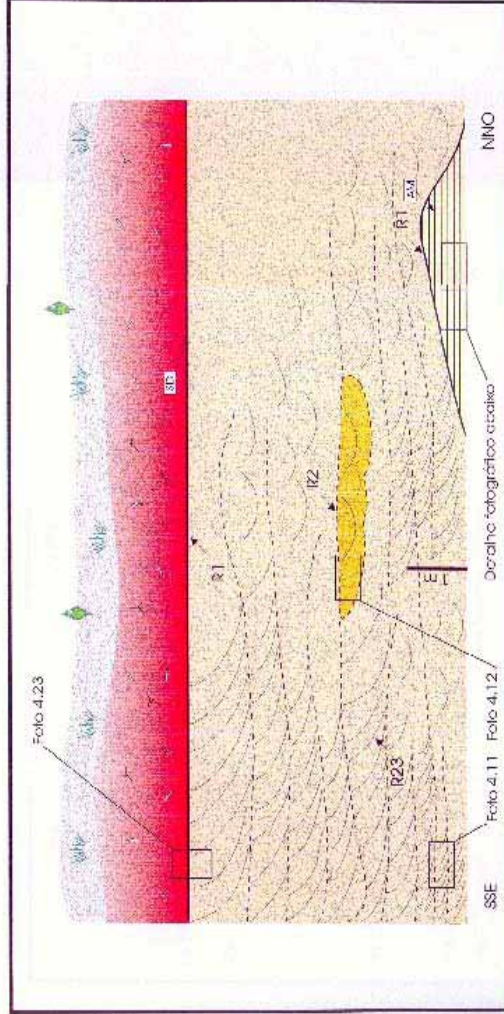
Orientador: Emanuel Ferraz Jardim de Sá
 Co-orientador: Renato Marcos Dantas de Matos

SSO

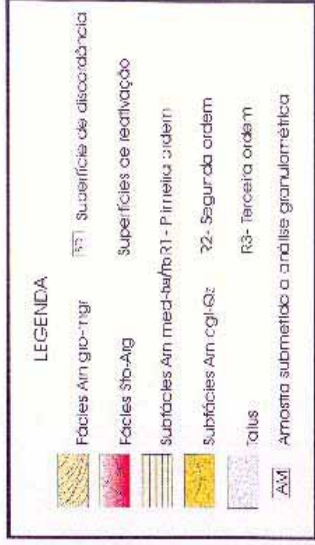
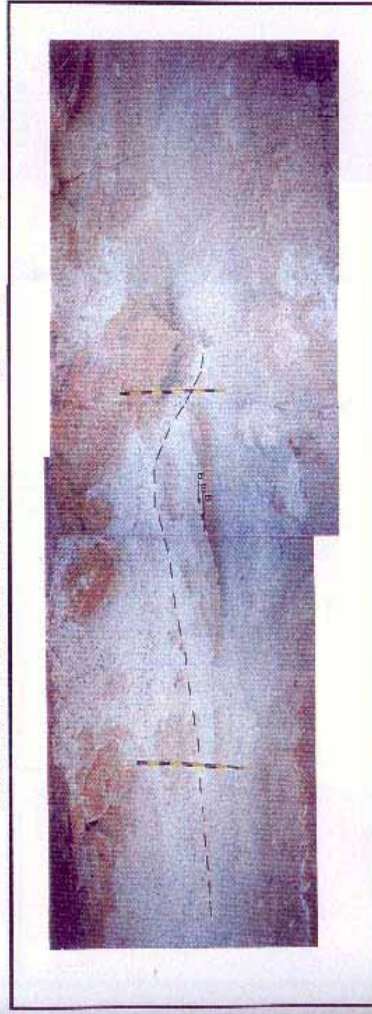
NNE

ANEXO II-B Seção II - Esboço esquemático das fácies no
 afloramento Pa02, Serra de Portalegre
 Apoio Financeiro: PETROBRAS-CNPq-FINEP/PADCT 1999

Seção III - Esboço esquemático da distribuição das fácies no afloramento Pa1 4B, Serra de Portalegre - RN.



Detalhe fotografado da Sub fácies Am med-Ba/Tb com estilificações em baixo ângulo, realçadas pelos afloramentos de horizontes de granulação fina grossa (g) e média (m).



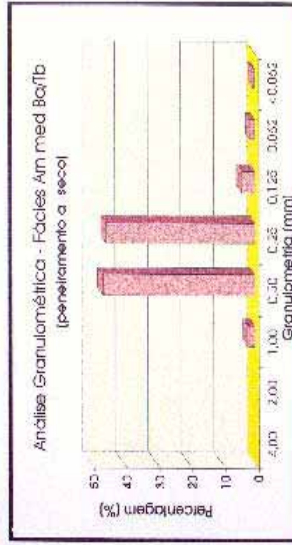
PPG
 Universidade Federal do Rio Grande do Norte
 Centro de Ciências Exatas e da Terra
 Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geotectônica

Estudos Sedimentológicos e Caracterização Estrutural da Formação Serra da Mantens, RN.

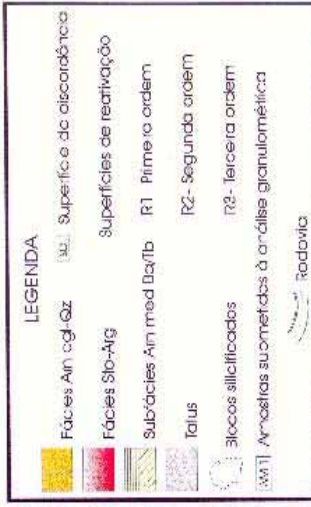
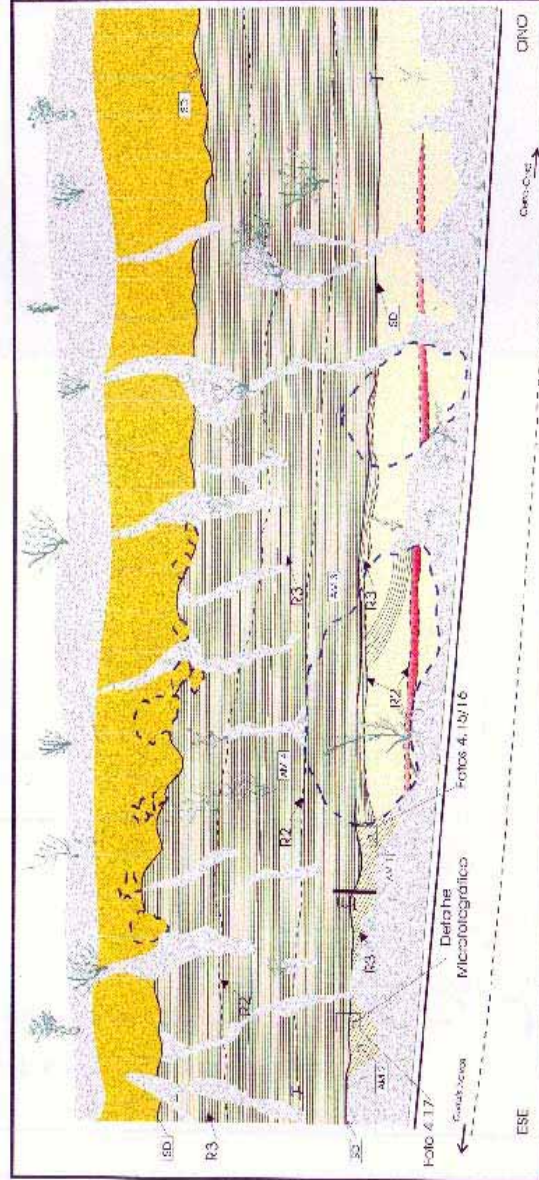
Autora: Maria Rosilene Fereira de Menezes
 Orientador: Emanuel Ferraz Jardim de Sá (UFRN)
 Co-orientador: Renato Moraes Damasceno de Moraes (PETROBRAS)
 Dissertação de Mestrado nº 07

ANEXO II - C

Apoio Financeiro: PETROBRAS, CNPq, FINEP, PADCT 1999



Seção IV - Esboço esquemático das fácies no afloramento SS47A, Serra de Santana - RN.



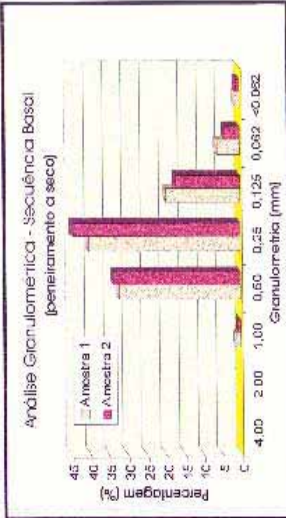
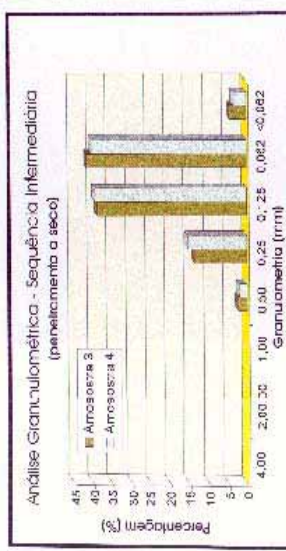
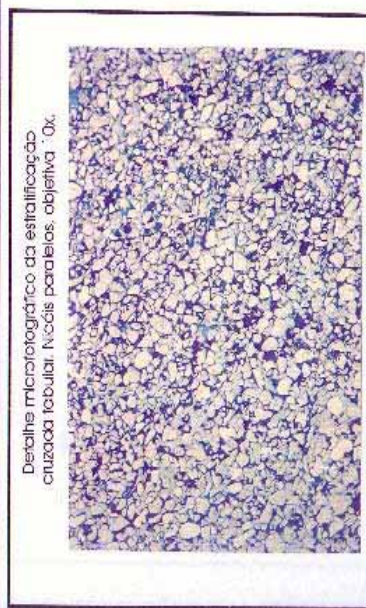
PPG Universidade Federal do Rio Grande do Norte
 Centro de Ciências Exatas e da Terra
 Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geotectônica

Estudos Sedimentológicos e Caracterização Estrutural da Formação Serra de Martins, RN.

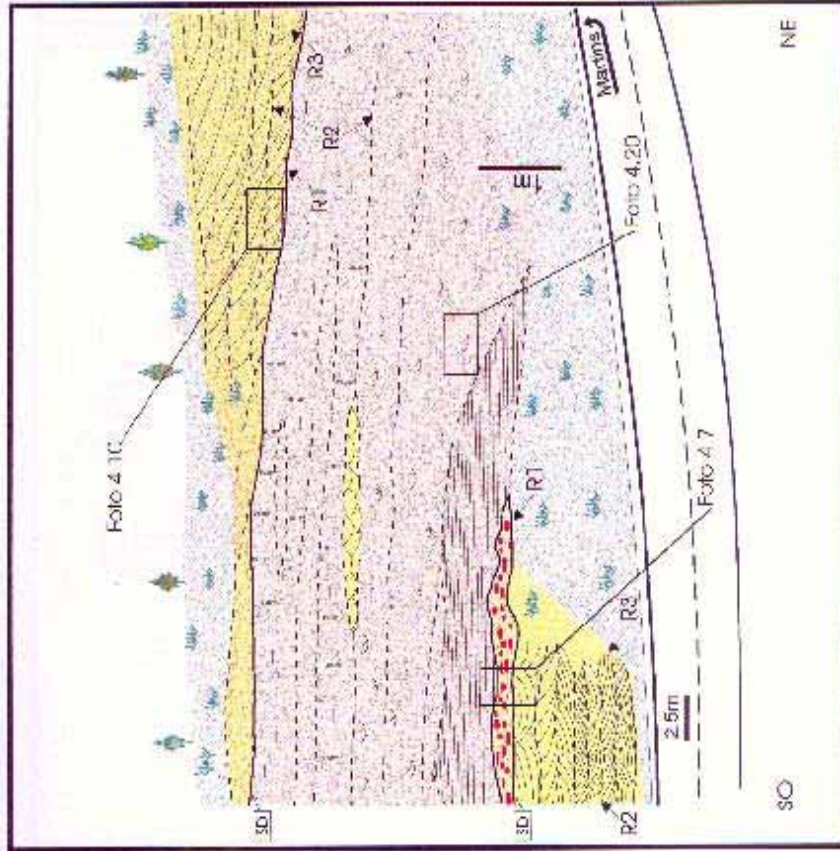
Autora: Maria Rosilene Ferreira de Menezes
 Orientador: Emanoel Ferraz Jardim de Sá (UFRN)
 Coordenador: Renato Marcos Dutra de Moraes (PETROBRAS)
 Versão: 01/2017

ANEXO II-D

Apoio Financeiro: PETROBRAS-CHPGA-FINEP-PRADCT 1999



Seção V - Esboço esquemático das fácies no afloramento Ma03, Serra de Martins - RN.



LEGENDA

Fácies Am-gr-mgr Superfície de discordância

Subfácies Am-ql-Ay Superfícies de reativação

Fácies Am-fno R¹ - Primeira ordem

Subfácies Am-med-Ac R² - Segunda ordem

Talus R³ - Terceira ordem

Rodovia

Universidade Federal do P. C. do Norte
 Centro de Ciências Exatas e da Terra
 Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geotectônica

Estudos Sedimentológicos e Caracterização Estrutural da Formação Serra de Martins, RN.

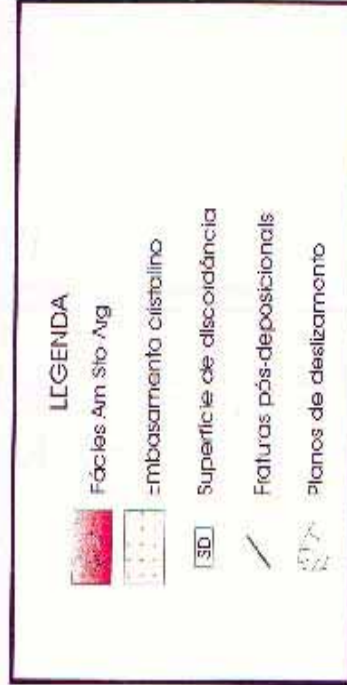
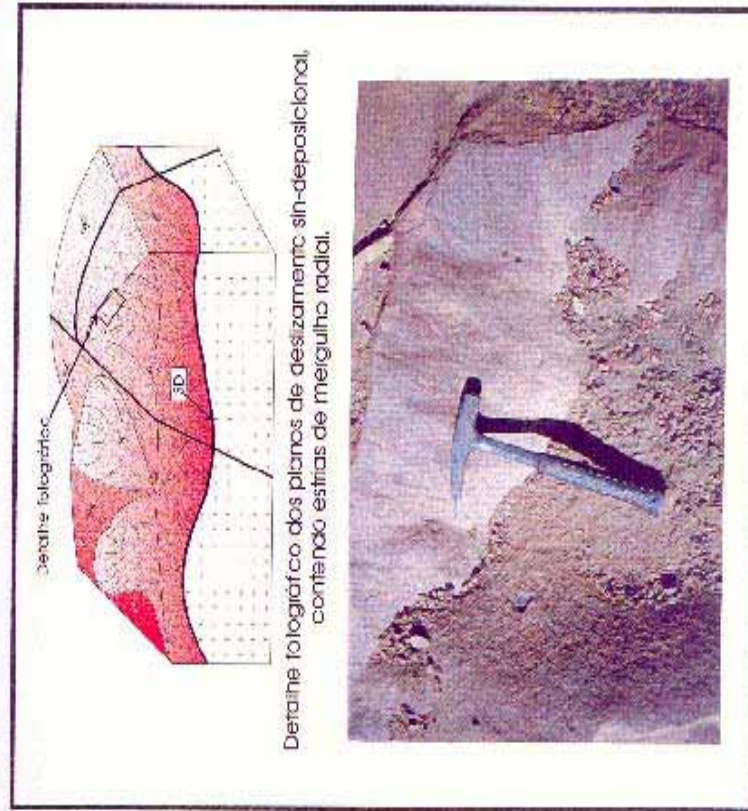

Autora: Maria Rosilene Ferreira de Menezes

Orientador: Emanuel Ferraz Jardim de Sá (UFPA)
 Co-orientador: Renato Marcos Daires da Mota (PETROBRAS) Mestrado n.º 03

ANEXO II - E

Apoio Financeiro: PETROBRAS-CHP3-FINER-PADCT 1999

Seção VI - Bloco diagrama esquemático da Fácies Sto-Arg, Ponto Pa07 (A, B, C, D e E), Serra de Portalegre - RN.

Universidade Federal do R. G. do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

Estudos Sedimentológicos e Caracterização Estrutural da Formação Serra do Martins, RN.

Autora: Maria Rosilene Ferreira de Moraes

Orientador: Emmanuel Ferraz Jardim de Sá (UFRRN) Dissertação de

Có-orientador: Renato Marcos Lemos de Moraes (PETROBRAS) Mestrado n.º 07

ANEXO II-F

Apoio Financeiro: PETROBRAS, CNPq-FINEP/PADCTI 1999