

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



Agnelo Leite da Silva

**ESTRATIGRAFIA FÍSICA E DEFORMAÇÃO DO
SISTEMA LACUSTRE CARBONÁTICO (APTIANO-
ALBIANO) DA BACIA DO ARARIPE EM
AFLORAMENTOS SELECIONADOS**

Dissertação de Mestrado
2003



AGNELO LEITE DA SILVA

Geólogo, Universidade Federal de Mato Grosso, 2000

**ESTRATIGRAFIA FÍSICA E DEFORMAÇÃO DO SISTEMA LACUSTRE
CARBONÁTICO (APTIANO-ALBIANO) DA BACIA DO ARARIPE EM
AFLORAMENTOS SELECIONADOS**

Dissertação que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Virgínio Henrique de M. L. Neumann, em preenchimento parcial para obter o grau de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada com distinção em 30 de julho de 2003.

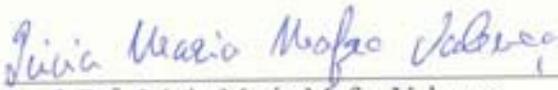
RECIFE, PE
2003

**ESTRATIGRAFIA FÍSICA E DEFORMAÇÃO DO SISTEMA LACUSTRE
CARBONÁTICO (APTIANO-ALBIANO) DA BACIA DO ARARIPE EM
AFLORENTOS SELECIONADOS**

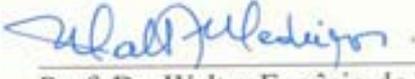
Aprovado:

 30/07/03

Prof. Dr. Virgínio Henrique de M. L. Neumann data

 30/07/2003

Prof. Dr.ª Lúcia Maria Mafra Valença data

 30/07/2003

Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros data

Dedico esta obra à minha esposa Luciene e ao meu filho Lucas pelo entendimento, paciência e estímulo.
À minha mãe Aila e todos os meus irmãos e irmãs pelo constante apoio e incentivo.

“É da natureza humana refletir sobre si e sobre o mundo ao seu redor. A consciência deu ao ser humano o domínio do tempo presente – *penso, logo existo* – mas também o desejo de saber do seu passado e da origem do seu mundo para poder entender seu lugar na Natureza e enfrentar o futuro”.

Thomas R. Fairchild

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, que me deu tudo o que foi necessário para realizar este trabalho.

À Pós-graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE, onde foi realizado este estudo. À UFPE pela disponibilização de sua estrutura física (salas, computadores, biblioteca, etc.) e corpo técnico-científico.

Ao PRH-26/ANP-FINEP pela bolsa concedida e a todo o apoio logístico recebido durante todas as etapas da pesquisa.

Ao projeto “Campos Maduros REDE07/02 - Estratigrafia Física e Deformação do Sistema Lacustre (Aptiano-Albiano) Aflorante da Bacia do Araripe, como auxílio na Predição de Modelos para Reservatórios Carbonáticos”, pelo apoio financeiro nas etapas de campo e de laboratório.

Ao Prof. Virgínio Henrique Neumann pela disponibilidade contínua em me orientar durante a realização desta obra, pelas sugestões, críticas e apoio constante.

Aos Professores Dr. Walter Eugênio de Medeiros (UFRN) e Dr^a. Lúcia Mafra Valença (UFPE) por ter participado da banca durante a defesa deste trabalho e pela ajuda e incentivo.

Ao Prof. Dr. Mário Lima Filho pela ajuda e pelas discussões na parte da Estratigrafia de Seqüências.

Ao geólogo e geofísico Dr. José Quirino Ferreira da Silva (UFRN/REDE07 – Projeto Administração da Rede de Caracterização Geológica e Geofísica de Campos Maduros) pela ajuda na aquisição, tratamento e interpretação dos dados de GPR.

Ao colega e aluno de doutorado Alex Francisco Antunes (UFRN), e aos professores da UFPE Sérgio Pacheco Neves e Gorki Mariano, pela ajuda na interpretação dos dados estruturais.

Ao Prof. Dr. Joaquim Mota pela ajuda na utilização de GPS de precisão na localização e posicionamento vertical dos pontos estudados e pelas discussões em campo.

Aos colegas estudantes de geologia Ricardo Pereira de Melo, Daniel Liberal de Moura e Breno Hipólito, pela ajuda nos trabalhos de campo.

Ao amigo José Antônio Barbosa pelas discussões científicas em geral e específicas de nossa área de conhecimento.

Aos amigos e conterrâneos Victor Hugo Santos e Rodrigo Meireles Rodrigues pelos primeiros contatos com a UFPE, em 2001, e pela ajuda no início de minha estada em Recife.

Enfim, agradeço a todos aqueles que não estão aqui listados, mas que de forma direta ou indireta contribuíram para na execução deste trabalho.

APRESENTAÇÃO

Esta dissertação é o principal requisito para a obtenção do grau de mestre em geociências pelo Programa de Pós-graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, e para tanto a mesma está sendo agora apresentada.

Este trabalho faz parte do projeto “Campos Maduros REDE07/02 - Estratigrafia Física e Deformação do Sistema Lacustre (Aptiano-Albiano) Aflorante da Bacia do Araripe, como auxílio na Predição de Modelos para Reservatórios Carbonáticos”, financiado pelo Finep/CTPetro.

O autor deste trabalho foi contemplado com uma bolsa de mestrado da Agência Nacional de Petróleo – ANP (PRH26 ANP/UFPE), durante a realização desta pesquisa, sendo que por isso o tema escolhido para a confecção deste foi voltado para a área do petróleo. Alguns trabalhos relacionados a esta pesquisa já se encontram publicados, por este autor juntamente com outros pesquisadores, em alguns congressos e simpósios ocorridos durante a execução da pesquisa, quais sejam:

- Silva, A. L.; Neumann, V. H.; Cabrera, L. 2002. *Fácies Carbonáticas Laminadas da Formação Crato (Aptiano), Bacia do Araripe: Litofácies, Microfácies e Microestruturas*. In: Bol. 6º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 3º Simpósio Sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro-SP. UNESP, Rio Claro. Pg. 37-41.
- Silva, A.L. & Newmann, V.H. 2002. *Estratigrafia Física e Deformação do Sistema Lacustre Carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe*. Boletim do 2º Workshop PRH-ANP/MCT dos Programas de Formação de Recursos Humanos para o Setor de Petróleo e Gás da UFPE. Recife. UFPE. Pg 15-18.
- Silva, A. L. & Neumann, V. H. 2003. *Formação Crato da Bacia do Araripe: Um Reservatório Análogo ao Calcário Trairí (Formação Paracuru), Bacia do Ceará*. CD Rom do 2º Congr. Brás. P&D em Petr. & Gás. Rio de Janeiro.
- Silva, A. L.; Neumann, V. H.; Moura, D. H. L.; Melo, R. P. 2003a. *Estudo Preliminar da Deformação do Sistema Lacustre Aptiano-Albiano (Formação Crato) da Bacia do Araripe*. In: Bol. de Resumos IX Simp. Nac. Estudos Tectônicos e III International Symp. on Tectonics. Búzios-RJ. Pg. 324-326.

- Silva, A.L.; Neumann, V.H.; Lima Filho, M. F.; Valença, L. M. M.; Moura, D. H. L.; Melo, R. P. 2003b. *Sequence Stratigraphy of the Araripe Basin Post-Rift Phase With Aid of Gamma Ray Logs and Outcrop Analysis*. Abstracts of Latinoamerican Congress of Sedimentology. Belém/ Brazil. Pg. 150-152.

Nas páginas desta pesquisa serão apresentados os dados adquiridos nos estudos realizados nas rochas carbonáticas lacustres Aptianas-Albianas da Formação Crato da Bacia do Araripe, em afloramentos análogos a reservatórios carbonáticos encontrados em subsuperfície em várias bacias brasileiras, particularmente o Calcário Trairí (Membro Trairí, Formação Paracuru), *off shore* da Bacia do Ceará.

RESUMO

Esta dissertação objetivou estudar a estratigrafia física dos depósitos carbonáticos aflorantes na Bacia do Araripe, para auxiliar na predição da qualidade de reservatórios análogos em subsuperfície. Os seguintes métodos foram aplicados: trabalhos de campo na área para seleção dos afloramentos, e consecutivas descrições estratigráficas e sedimentológicas, obtenção de fotografias, coleta de amostras, identificação e medição de estruturas deformacionais (falhas e fraturas), aquisição de dados de *GPR*. Trabalhos de laboratório para correlação estratigráfica, petrografia e processamento das informações. A Formação Crato apresenta *fácies* típicas de lagos com margens do tipo rampa de baixa energia, depositadas num trato de sistema lacustre transgressivo. As unidades carbonáticas representam ciclos de ordem de tempo menor. Três eventos deformacionais a afetaram. O primeiro (D1) de caráter distensivo gerou microfalhas normais (ENE e NW), *loop beddings* e *slumps*, resultantes de pequenos pulsos sísmicos. Estas microestruturas são observadas em alguns níveis pouco espessos dentro das unidades carbonáticas. O segundo evento (D2) de caráter compressivo gerou falhas reversas, mergulhando para SW e NE, que cortam toda a unidade carbonática C6, e representa uma inversão tectônica na bacia, que resultou num forte rebaixamento do nível do lago e provavelmente na deposição dos evaporitos da Formação Ipubi. O último evento (D3) é de caráter distensivo e reativou as falhas geradas em D2 como falhas normais. Ocorrem também fraturas, fechadas ou abertas, algumas delas preenchidas por calcita. Os dados de *GPR* obtiveram uma qualidade muito boa. A ausência de estruturas rúpteis não permitiu seu reconhecimento na linha adquirida. Acredita-se que estas poderão ser reconhecidas com facilidade em afloramentos onde sejam reconhecidas com mais frequência.

Palavras-chave: Bacia do Araripe, Formação Crato, Carbonatos, Análogo de Reservatório, Estratigrafia Física, Deformação, *GPR*.

ABSTRACT

The purpose of this thesis was to study the physical stratigraphy of the carbonate deposits exposed in the Araripe Basin, in order to help in the quality prediction of the subsurface analogous reservoirs. The following methods were applied: field work for the selection of outcrops, and consecutive stratigraphical and sedimentological descriptions, sample collection, identification and measurement of deformational structures (faults and fractures), GPR data and photography acquisition. Laboratory work for stratigraphical correlation, petrography analysis and data processing were realized. The Crato Formation presents typical facies of low-energy ramp-type lake margins, formed in a lacustrine transgressive systems tract. The carbonate units represent smaller time order cycles. Three deformational events affected the Crato Formation. The first event (D1) was distensive. Normal microfaults (ENE and NW), loop beddings and slumps, a result of small seismic pulses were formed. These microstructures are observed in some layers of the carbonate units. The second event (D2) was compressive and reverse faults, dipping to SW and NE, were generated. These faults cut all C6 carbonate unit and it represents a tectonic inversion in the basin. That probably resulted in a extreme low lake level, possibiliting the after deposition of Ipubi Formation evaporites. The last event (D3) was distensive and was responsible for the reactivation of the faults generated in D2, now as normal faults. It is also observed fractures, closed or opened, some of them filled out by calcite. The GPR data obtained a very good quality. The lack of brittle structures didn't allow your recognition in the line acquired . It is believed that the brittle structures can be recognized with easiness in outcrops where are recognized with more frequency.

Keywords: Araripe Basin, Crato Formation, Carbonate, Reservoir Analogue, Physical Stratigraphy, Deformation, GPR.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	v
APRESENTAÇÃO.....	vi
RESUMO.....	viii
<i>ABSTRACT</i>	ix
SUMÁRIO.....	01
LISTA DE FIGURAS.....	03
LISTA DE FOTOS.....	09
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....	13
I.1 – OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS.....	13
I.2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO.....	14
I.3 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
CAPÍTULO II – REVISÃO DA LITERATURA.....	20
II.1 – ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS BACIAS DO NORDESTE BRASILEIRO.....	20
II.2 - EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A BACIA DO ARARIPE....	22
II.2.1 – Estruturação da Bacia do Araripe.....	22
II.2.2 – Estratigrafia da Bacia do Araripe.....	23
II.2.2.a – Formação Mauriti.....	27
II.2.2.b – Formação Brejo Santo.....	29
II.2.2.c – Formação Missão Velha.....	29
II.2.2.d – Formação Abaiara.....	29
II.2.2.e – Formação Rio da Batateira	29
II.2.2.f – Formação Crato.....	30
II.2.2.g – Formação Ipubi.....	30
II.2.2.h – Formação Romualdo.....	31
II.2.2.i – Formação Arajara.....	31
II.2.2.j – Formação Exu.....	31

II.3 – <i>FÁCIES</i> E ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM LAGOS	
CARBONÁTICOS.....	32
II.3.1 – Modelos de <i>Fácies</i> Carbonáticas Lacustres.....	32
II.3.1.a - Margem tipo-banco de gradiente íngreme e baixa energia.....	34
II.3.1.b - Margem tipo-banco de gradiente íngreme e alta energia (dominada por ondas).....	35
II.3.1.c – Margem tipo-rampa de baixo gradiente e baixa energia.....	35
II.3.1.d - Margem tipo-rampa de baixo gradiente influenciada por ondas.....	35
II.3.2 – Estratigrafia de Seqüências em Lagos.....	36
CAPÍTULO III - DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA FÍSICA E DEFORMAÇÃO DO SISTEMA LACUSTRE (APTIANO-ALBIANO)	
DA BACIA DO ARARIPE NOS AFLORAMENTOS SELECIONADOS.....	39
III.1 – ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS.....	39
III.1.1 – Descrição dos Afloramentos Estudados.....	40
III.1.1.a – Afloramento 1 (Pedreira do André, Nova Olinda-CE).....	40
III.1.1.b – Afloramento 2 (Pedreira do Idemar, Nova Olinda-CE).....	45
III.1.1.c – Afloramento 3 (Mina Caldas, Barbalha-CE).....	46
III.1.1.d – Afloramento 4 (Mina Santa Rita, Barbalha-CE).....	64
III.1.2 – Interpretação Paleoambiental dos Afloramentos Estudados.....	69
III.1.2.a – Diagênese nas Unidades Carbonáticas.....	70
III.1.2.b – Modelo de <i>Fácies</i> Lacustre da Formação Crato.....	72
III.1.2.c – Formação Crato e Estratigrafia de Seqüências.....	75
III.2 – DEFORMAÇÃO NAS UNIDADES CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO CRATO.....	83
III.2.1 – Descrição das Estruturas Identificadas.....	83
III.2.2 – Significado das Estruturas Reconhecidas.....	91
III.3 – AQUISIÇÃO E APRESENTAÇÃO DOS DADOS DE <i>GPR</i>	93
III.3.1 – Aquisição dos Dados.....	94
III.3.2 – Apresentação dos Dados.....	96
CAPÍTULO IV - CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	100
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	102

LISTA DE FIGURAS

Figura I.1 – Localização da Bacia do Araripe no contexto nacional, regional e local. As áreas demarcadas no último mapa com as letras A e B são aquelas mostradas nas imagens de satélite ilustradas nas figuras I.2 e I.3, respectivamente.....15

Figura I.2 – Imagem de Satélite da Bacia do Araripe. A área central de cor verde intensa é a Chapada do Araripe, sustentada pelas rochas da Formação Exu. As cores de tons mais avermelhados a sul, a norte e a oeste, representam a exposição de rochas do embasamento cristalino, com exceção da continuidade leste da Chapada do Araripe, onde ocorrem os sedimentos Jurássicos-cretácicos das fases Pré-rifte e Rifte da bacia. Fonte da imagem: Embrapa Monitoramento por Satélite..... 16

Figura I.3 – Imagem de satélite da área com a localização dos afloramentos estudados. A porção inferior de cor verde mais intensa corresponde a Chapada do Araripe, a porção de cores mais variadas, onde se localizam as cidades de Barbalha, Crato, Juazeiro do Norte, Nova Olinda e Santana do Cariri, corresponde ao Vale do Cariri. Fonte da Imagem: Embrapa Monitoramento por Satélite..... 17

Figura II.1 – Principais domínios da Província Borborema. Esses domínios são subdivididos em terrenos, baseado em suas características litoestruturais e geocronológicas (Adaptado de Brito Neves *et al.* (2000))..... 21

Figura II.2 – A – Modelo mostrando a extensão NW-SE ao longo de zonas de cisalhamento sigmoidais pré-existentes proposto por Matos (1992) para a origem e evolução das bacias do Vale do Cariri. B – Cenário tectônico Pré-rifte. C – Distribuição dos riftes e cenário tectônico..... 22

Figura II.3 – Principais elementos estruturais da Bacia do Araripe e adjacências (segundo Ponte & Ponte Filho (1996).24

- Figura II.4 – Seções geológicas típicas da Bacia do Araripe, segundo Ponte (1996)..... 25
- Figura II.5 – Quadro comparativo resumido das principais divisões estratigráficas propostas para a Bacia do Araripe (Adaptado de Neumann, 1999). 26
- Figura II.6 – Coluna estratigráfica da Bacia do Araripe adotada neste trabalho. Adaptada de Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999)..... 28
- Figura II.7 - Subdivisão dos ambientes lacustres, mostrando dois grupos principais de *fácies*: marginal e bacinal. A zonação termal é típica de um lago de clima temperado, termalmente estratificado. Modificado de Platt & Wright (1991)..... 33
- Figura II.8 – Modelos de *fácies* para carbonatos lacustres com o perfil ascendente típico de seqüências progradacionais regressivas em: 1 - Margens tipo banco de baixa energia; 2 – margens tipo banco de alta energia; 3 – margens tipo rampa de baixa energia; e 4 – margens tipo rampa de alta energia. T, é a termoclina. Modificados de Platt & Wright (1991)..... 33
- Figura II.9 – Modelo generalizado de um meio-*gráben* mostrando os principais componentes dos tratos de sistemas de Lago Alto (A) e Baixo (B), idealizado por Scholz *et al.* (1990) para os lagos recentes Malawi e Tanganyika, localizados no Sistema de Riftes do Leste Africano.....37
- Figura III.1 – A - Fotomontagem ilustrando parte do Afloramento 1 (Pedreira do André). Esta bancada alcança uma altura máxima de 11,5m, e um comprimento superior a 65m. B - Interpretação da fotomontagem. Note que todo o pacote se constitui de calcilutitos laminados da unidade carbonática C6 da Formação Crato, porém as porções superiores sofreram um forte processo de alteração pedogenética..... 41
- Figura III.2 – Desenho esquemático ilustrando as *subfácies* da unidade carbonática C6 ocorrente no Afloramento 1.....42
- Figura III.3 – Desenho esquemático ilustrando a seqüência litofaciológica ocorrente no Afloramento 2 (Pedreira do Idemar). Este perfil foi obtido a partir de perfis menores

realizados nos cortes do Afloramento 2. Note a grande semelhança com o perfil obtido no Afloramento 1.....46

Figura III.4 - A - Fotomontagem ilustrando o Afloramento 3 (Mina Caldas), que alcança cerca de 250m de comprimento na direção N-S, e alturas superiores a 40m. B - Interpretação da fotomontagem, mostrando os níveis carbonáticos C3, C4 e C5. A unidade C6 não está visível na fotografia, localizando-se numa pequena bancada acima da parte norte da fotomontagem.....47

Figura III.5 - A - Fotomontagem parcial do Afloramento 3. B - Interpretação de A ilustrando as principais litofácies ocorrentes. Note a ciclicidade entre as unidades carbonáticas (C3 a C5) com as *fácies* siliciclásticas. Esta fotomontagem está localizada na parte N do afloramento 3, como pode ser visto na Figura III.4.....49

Figura III.6 – Desenho esquemático mostrando o perfil litofaciológico do Afloramento 3..... 50

Figura III.7 – Desenho esquemático ilustrando as *subfácies* que ocorrem na unidade carbonática C3 no afloramento 3.....54

Figura III.8 – Desenho esquemático mostrando as *subfácies* ocorrentes na unidade carbonática C4, no afloramento 3. 59

Figura III.9 – Unidade carbonática C6 no Afloramento 1. Foi identificada somente a microfície Sm5. No topo ocorre um nível perturbado com gretas de dessecação, evidenciando exposição subaérea..... 63

Figura III.10 – A – Fotomontagem parcial do Afloramento 4 (Mina Santa Rita, Barbalha). Na base aparece a unidade carbonática C6 da formação Crato, e no topo ocorre a formação Ipubi. B – Desenho esquemático interpretativo das *fácies* identificadas em A. O retângulo em A mostra a posição da Foto III.22. 65

Figura III.11 - Desenho esquemático ilustrando as *subfácies* que ocorrem na unidade carbonática C6 no afloramento 4. No topo ocorre um nível com laminações deformadas, formando brechas carbonáticas. Neste mesmo nível ocorrem geodos (*vugs*) de calcita.... 66

Figura III.12- A – Modelos de *fácies* carbonáticas lacustres propostos por Platt & Wright (1991). 1 - Margens tipo banco de baixa energia; 2 – margens tipo banco de alta energia; 3 – margens tipo rampa de baixa energia; e 4 – margens tipo rampa de alta energia. B – Sucessão vertical de *fácies* idealizada para a Formação Crato (adaptada de Neumann, 1999). O modelo de *fácies* em que melhor se enquadra a Formação Crato é o do tipo rampa de baixa energia..... 73

Figura III.13 - A – Perfil litofaciológico simplificado obtido no riacho que passa ao lado do Afloramento 4. B – Perfil obtido no Afloramento 3. Foi feita uma tentativa de correlação entre os dois perfis. Observe a ciclicidade de *fácies* carbonáticas e siliciclásticas. 74

Figura III.14 – Imagem de satélite localizando os furos e afloramentos utilizados para a confecção do perfil mostrado na Figura III.15. (Fonte: Embrapa Monitoramento por Satélite)..... 77

Figura III.15 - Perfil litoestratigráfico modificado de Silva et al. (2003b) .Os furos foram realizados para o Projeto Santana do CPRM/DNPM (Scheid et al., 1978). No perfil foram analisadas as unidades da fase Pós-Rifte da Bacia do Araripe (com exceção das Formações Romualdo, Arajara e Exú), para as quais foram definidas duas seqüências de ordem de tempo maior..... 78

Figura III.16 - Esquema evolutivo ilustrando as mudanças de *fácies* no sistema lacustre carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe, de acordo com a variação do nível do lago. As unidades carbonáticas tem seu maior desenvolvimento durante os estágios de nível alto do lago (*Highstands*), diferentemente das *fácies* siliciclásticas que tem maior chance de preservação durante os momentos de lago baixo (*Lowstands*). 80

Figura III.17 – Desenho esquemático ilustrando a variação hipotética do nível de base do sistema lacustre Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe. A curva vermelha e mais espessa representa o ciclo transgressivo de ordem de tempo maior, no qual se situa toda a Formação Crato. A linha azul e menos espessa ilustra as variações de ordem de tempo menor (maior freqüência) , nos quais se enquadram as unidades carbonáticas (C1 a C6) da Formação Crato..... 82

Figura III.18 – Estereograma de pontos das medidas das falhas distencionais rúpteis-dúcteis resultantes do evento D1. Os losangos pretos foram adquiridos no Afloramento 1 e os amarelos no afloramento 4..... 85

Figura III.19 - Estereograma de pontos das falhas compressionais geradas no evento D2. As setas mostram o sentido principal dos esforços. Medidas feitas apenas no Afloramento 1..... 86

Figura III.20 – Estereograma da falhas normais rúpteis geradas em D3. Note a concordância com o estereograma de D2 (Figura III.19). Estas falhas reativaram as os planos de falha gerados por D2. As setas indicam o sentido de estiramento..... 87

Figura III.21 – Geometria e terminologia das estruturas de “*flanking*” propostas por Grasemann *et al.* (2003). A relação entre as falhas reversas de D2 e as falhas normais de D3 geram estruturas semelhantes as das letras D e F, ilustradas acima.....89

Figura III.22 - Estereogramas mostrando a distribuição espacial das fraturas aberta e fechadas ocorrentes nos quatro afloramentos estudados. Veja que as fraturas abertas encontram-se essencialmente verticalizadas, e que as fechadas apresentam uma dispersão maior (principalmente no afloramento 1), porém, com dominância também de fraturas verticalizadas..... 90

Figura III.23 - Interpretação do significado evolutivo das estruturas reconhecidas em campo e sua resposta na evolução do sistema lacustre aptiano-Albiano da Bacia do Araripe..... 92

Figura III.24 – Desenho esquemático ilustrando todas as etapas do método GPR, desde a aquisição até a obtenção das linhas tratadas em laboratório..... 94

Figura III.25 – Desenho esquemático ilustrando a localização da linha A1 na bancada C3 do Afloramento 3.....95

Figura III.26 – Linha A1 não interpretada (400MHz). Interpretação na Figura III.27..... 97

Figura III.27 – Linha A1 interpretada (400MHz). O contato entre a camada superior de margas com os carbonatos da Unidade Carbonática C3 ficou bastante evidente (linha amarela contínua). Ficou claro também a existência de refletores contínuos (linha amarelas tracejadas (A, B, C e D)) que representam níveis de calcilutitos não deformados, separados por zonas com refletores descontínuos e conturbados, que representam níveis deformados (com *loop beddings* e *slumps* (S)) durante pulsos sísmicos do evento D1. Uma fratura está representada pela linha preta tracejada na parte superior leste da linha. Apesar de praticamente não ocorrer falhas e fraturas neste afloramento, acredita-se que estas poderão ser identificadas com facilidade em afloramentos onde estejam presentes com mais frequência..... 98

LISTA DE FOTOS

- Foto III.1 – *Subfácies* de ritmito argila-carbonato (Sm1) cortado por falhas normais, no Afloramento 1. As lâminas de cor bege são de carbonato e as escuras de argila. Estas falhas mergulham para leste.43
- Foto III.2 – *Subfácies* Sm4, de lâminas plonoonduladas e onduladas com *microslumps*, localizadas no Afloramento 1.43
- Foto III.3 – Lâminas onduladas da *subfácies* Sm5 cortadas por falhas normais na parte inferior esquerda que passam para falhas reversas na parte superior.44
- Foto III.4 – Conjunto de lâminas onduladas da parte média superior da *subfácies* Sm5 cortada por falhas normais, com *drag* reverso (melhor descrição no item III.II)..... 45
- Foto III.5 – *Litofácies* do pacote inferior de arenito, apresentando estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, com paleocorrentes direcionadas para NE. Fotografia tirada no Afloramento 1.52
- Foto III.6 – Fotomicrografia da *litofácies* de arenito ilustrada na Foto III.5. Estes arenitos são compostos essencialmente por quartzo (Qz), biotita (Bi) e por cimento esparítico. Aumento 4x, LPA.52
- Foto III.7 – Unidade Carbonática C3, no Afloramento 1. Os retângulos indicam a posição aproximada das fotos III.8 a III.15 no pacote.55
- Foto III.8 – Nível de calcita fibrosa com estrutura *beef* ou *cone-in-cone*, na base da unidade carbonática C6. Este nível é identificado em toda a área do afloramento. O retângulo indica a posição da foto III.9. 55

- Foto III. 9 – Detalhe em lâmina delgada do nível de calcita fibrosa com estrutura tipo *beef*, no Afloramento 3. Associado aparece um ostracode inteiro. Aumento 4x, LPA..... 56
- Foto III.10 – Litofácies de calcarenito peletoidal. Nível C3, Afloramento 1. Os pelóides variam de 1 a 4mm de diâmetro. O retângulo indica a posição da amostra coletada para confecção da lâmina mostrada na Foto III.11 e III.12. 56
- Foto III.11 – Fotomicrografia da subfácies de pelóides (Sm3), no Afloramento 3, com esteiras de algas filamentosas. O retângulo na parte superior localiza a Foto III.12. aumento 4x, LPNA.57
- Foto III.12 – Detalhe da Foto 11, ilustrando as microcalcisferas que ocorrem no interior dos pelóides. Aumento 10x, LPNA. 57
- Foto III.13 - A - Nível com escorregamentos na ordem decímetros, da subfácies Sm4. B - Detalhe mostrando as lâminas retorcidas no interior do nível com escorregamentos.....58
- Foto III.14 – Concreção carbonática da subfácies Sm5 com laminação deformada em seu interior. 58
- Foto III.15 – Porosidade vugular com cerca de 5cm de diâmetro no eixo maior. No interior da cavidade encontram-se cristais de calcita recristalizada..... 59
- Foto III.16 – Unidade Carbonática C4 no Afloramento 3. Note na parte basal a alternância entre duas camadas de calcilutitos com folhelhos negros pirobetuminosos ricos em ostracodes e conchostráceos. Os retângulos mostram as posições aproximadas dos detalhes ilustrados nas fotos III.17 a III.19. 60
- Foto III.17 – Lâminas planoparalelas, com alternância entre lâminas bege, com calcita micrítica, e marrons, com pirita, calcita micrítica e óxido de ferro, correspondente à subfácies Sm2. Aumento 4x, LPNA. 61

- Foto III.18 – A – Interior de uma pequena concreção carbonática formando porosidade vugar preenchida por calcita espática. B –Lâmina delgada A, com concreções carbonáticas rotacionadas. Aumento 4x, LPNA. 61
- Foto III.19 - Fotomicrografia ilustrando a extremidade de uma estrutura do tipo *loop bedding*, localizada na parte superior da unidade carbonática C4. Aumento 4x, LPNA..... 62
- Foto III.20 – Unidade Carbonática C6 no Afloramento 3, com cerca de 4m de espessura. O retângulo mostra a posição da foto III.21 que ilustra estruturas de escorregamentos..... 63
- Foto III.21 – Horizontes com escorregamentos dentro da Unidade Carbonática C6, no Afloramento 3. Na Foto III.20 pode ser identificada a posição desta foto. Estes horizontes são separados por um nível maciço, sem laminação proeminente. 64
- Foto III.22 – Unidade Carbonática C6 no afloramento 4. No topo ocorre um horizonte ondulado, com lâminas deformadas, com brechas carbonáticas e geodos de calcita (*vugs*), marcando uma superfície de exposição subaérea.66
- Foto III.23 – Calcilutito arenoso, com lâminas centimétricas de cor bege e cinza escuro. Estas lâminas estão cortadas por falhas normais. Base da unidade carbonática C6. O retângulo posiciona a Foto III.24.67
- Foto III.24 – Fotomicrografia de uma lâmina bege da *litofácies* de calcilutito laminado arenoso. A amostra da qual foi feita esta lâmina delgada está ilustrada na Foto III.23. Qz= quartzo. Aumento 4x, LPNA.67
- Foto III.25 – Brecha carbonática que aparece no topo da unidade carbonático C6, associada a laminações deformadas e geodos de calcita, marcando uma superfície regional de exposição subaérea. Este material pode representar um paleosolo carbonático (caliche), porém pode apresentar-se substituído por sílica (*chert*).68
- Foto III.26 – Cristais de calcita com até 1mm de comprimento em seu eixo maior, crescidos em um geodo localizado no contato entre as formações Crato e Ipubi, no nível de laminação deformada que marca uma superfície de exposição subaérea. Aumento 4x, LPA..... 69

- Foto III.27 – Lâminas milimétricas da unidade carbonática C3 (Afloramento 1) com estrutura do tipo *loop bedding* (contrações nas lâminas), geradas no evento D1. 84
- Foto III.28 – Foto mostrando uma falha de empurrão (compressional) gerado no evento D2. Muitas destas falhas foram reativadas no evento D3 por uma tectônica distensional, como mostrado na Foto III.29. 86
- Foto III.29 – Falha com deslocamento normal gerada no evento D3, porém apresentando *drag* de falha de empurrão gerado no evento anterior D2. Note que estas falhas cortam toda a área da foto, se estendendo por toda a unidade C6. 88
- Foto III.30 – Detalhe de uma falha normal (D3) reativando o plano de uma falha de empurrão (note o *drag* de falha reverso - D2). 88
- Foto III.31 – Bancada C3 no Afloramento 3. A linha A1 foi adquirida no sentido W para E, e o ponto P-0 é o ponto de origem da linha. Na parte superior ocorre um nível com cerca de 1m de marga, e logo abaixo se encontra a unidade carbonática C3, com 4m de espessura.....95



CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

O estudo das rochas carbonáticas lacustres vem sendo realizado com mais intensidade já há algumas décadas, em todo o mundo, dado a sua importância como rocha geradora e/ou reservatório de hidrocarbonetos em várias bacias sedimentares do mundo. No Brasil, várias bacias produtoras de petróleo e gás apresentam rochas deste tipo, dentre elas as de Campos, Sergipe, Alagoas, Potiguar e Ceará. Algumas destas bacias apresentam campos de petróleo maduros, isto é, campos que vem sendo explorados já há vários anos, como é o caso do Campo de Xaréu, na Bacia do Ceará.

As rochas da Formação Crato da Bacia do Araripe, redefinida por Neumann & Cabrera (1999), foram formadas no intervalo Aptiano-Albiano em um sistema lacustre carbonático. Desta forma, a Formação Crato pode ser utilizada como um análogo de reservatório carbonático para unidades produtoras encontradas em regiões *off-shore* das bacias sedimentares brasileiras.

Apesar disso, faltam ainda estudos mais aprofundados, principalmente envolvendo os relativamente recentes conceitos de estratigrafia de seqüências e os eventos deformacionais que atuaram nesta unidade, tão importantes à geologia do petróleo.

I.1 - OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

De acordo com o exposto acima, este trabalho teve como objetivo principal estudar de modo mais detalhado a estratigrafia física, a sedimentologia e a deformação do sistema lacustre Aptiano-Albiano, correspondente à Formação Crato, aflorante na Bacia do Araripe.

No tocante à estratigrafia objetivou-se uma análise voltada para os conceitos da estratigrafia de seqüências aplicados a sistemas carbonáticos continentais, apesar de não haverem muitos trabalhos na literatura especificamente sobre este assunto. A análise sedimentológica foi feita como auxiliar indispensável na interpretação dos tratos de sistemas.

O estudo da deformação objetivou: a) o reconhecimento, a descrição e a interpretação dos eventos deformacionais que atuaram nas rochas da Formação Crato; e b) a identificação das estruturas rúpteis (falhas e fraturas) capazes de servirem como espaços vazios para fluxo e reservatório de fluidos.

A possibilidade de diminuição de custos na produção de petróleo e gás através do conhecimento adquirido no estudo de análogos de reservatórios é a principal justificativa para a realização deste trabalho. A Formação Crato se formou em situação ambiental e temporal bastante semelhante às principais rochas geradoras de petróleo nas bacias brasileiras, e ainda a significativos casos de rochas reservatório, como o que acontece com o Calcário Trairí (Formação Paracuru) da Bacia do Ceará, que gera e produz óleo no campo maduro de Xaréu, *off-shore* da bacia (Silva & Neumann, 2003). Segundo Antunes *et al.* (2003) o Calcário Trairí se constituiu num reservatório do tipo fraturado que contém cerca de 44% do volume de óleo no campo de Xaréu, sendo que o fator de recuperação de petróleo é de cerca de apenas 5%.

O presente trabalho justifica-se ainda pela importante contribuição que vem dar a literatura geológica da Bacia do Araripe.

I.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A Bacia do Araripe (Figuras I.1 e I.2) se localiza no interior da região Nordeste do Brasil, entre os estados de Pernambuco, Ceará e Piauí, e recobre uma área de cerca de 7.200 km². A área em que se localizam os afloramentos estudados (Figura I.3) se entende desde o município de Barbalha, passando por Juazeiro do Norte e Crato, até Nova Olinda e Santana do Cariri, no estado do Ceará. A cidade de Crato, sede do projeto nas etapas de coleta de dados de campo, dista 625 km de Recife-PE, e 565 km de Fortaleza-CE. A Bacia do Araripe é dividida em duas sub-bacias: Oeste (ou Feitoria) e Leste (ou Cariri), sendo que a área estudada fica nesta última (Figura I.2).

As Figuras I.2 e I.3 são imagens de radar obtidas pelo projeto “Brasil Visto do Espaço” da Embrapa Monitoramento por Satélite. As imagens estão originalmente na escala 1:25.000, porém para a figuração neste trabalho foram retrabalhadas utilizando-se de escala gráfica.

A Figura I.2 mostra toda a Bacia do Araripe, com exceção da extremidade leste próximo ao limite entre os estados do Ceará e da Paraíba. A Figura I.3 apresenta num grau de detalhe maior a região do Vale do Cariri, onde ficam as cidades de Crato, Juazeiro do Norte, Barbalha, Nova Olinda e Santana do Cariri, e a extremidade leste da Chapada do Araripe (cor verde intensa). Nesta figura estão localizados os afloramentos estudados.

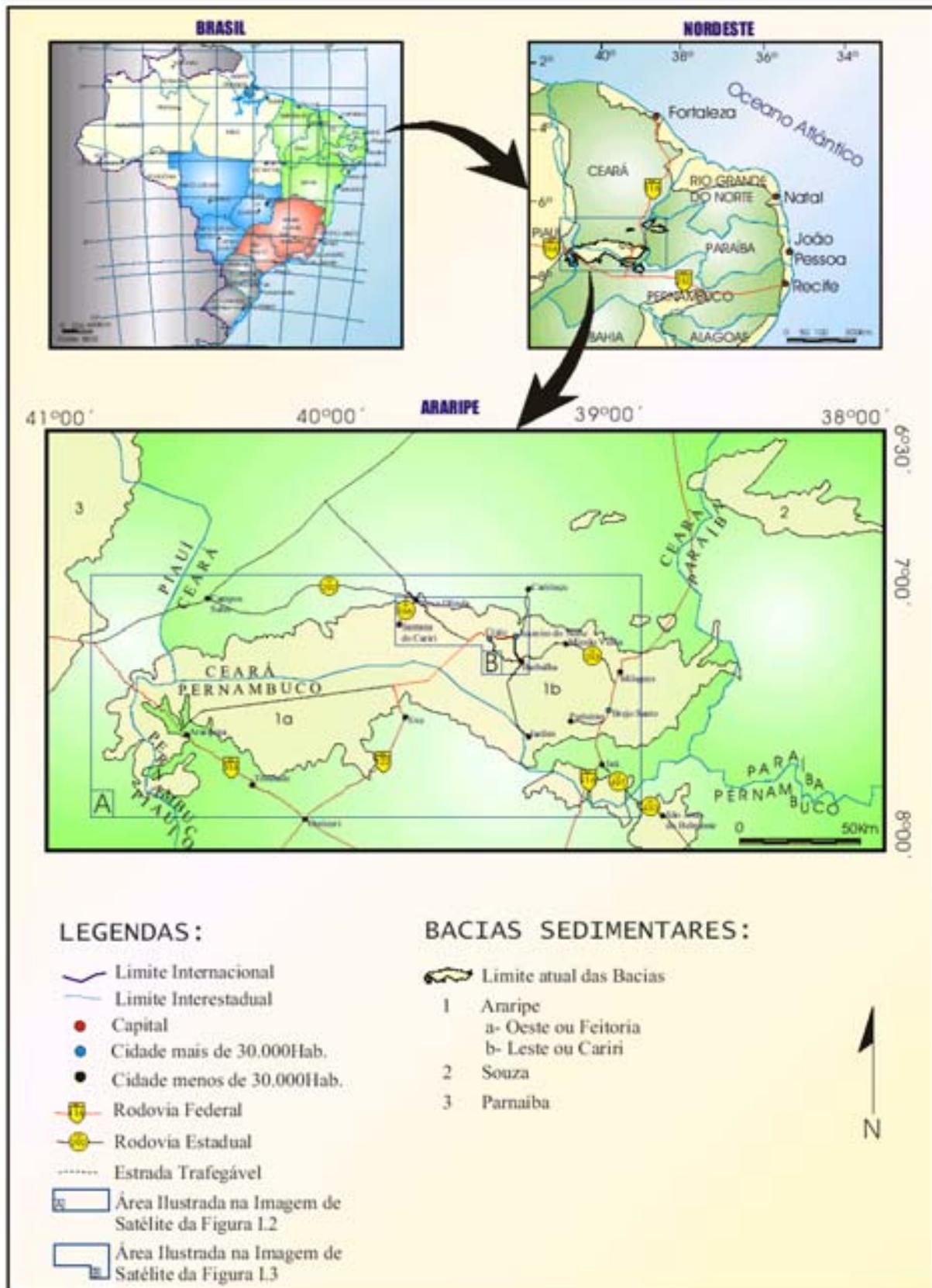


Figura I.1 – Localização da Bacia do Araripe no contexto nacional, regional e local. As áreas demarcadas no último mapa com as letras A e B são aquelas mostradas nas imagens de satélite ilustradas nas figuras I.2 e I.3, respectivamente.

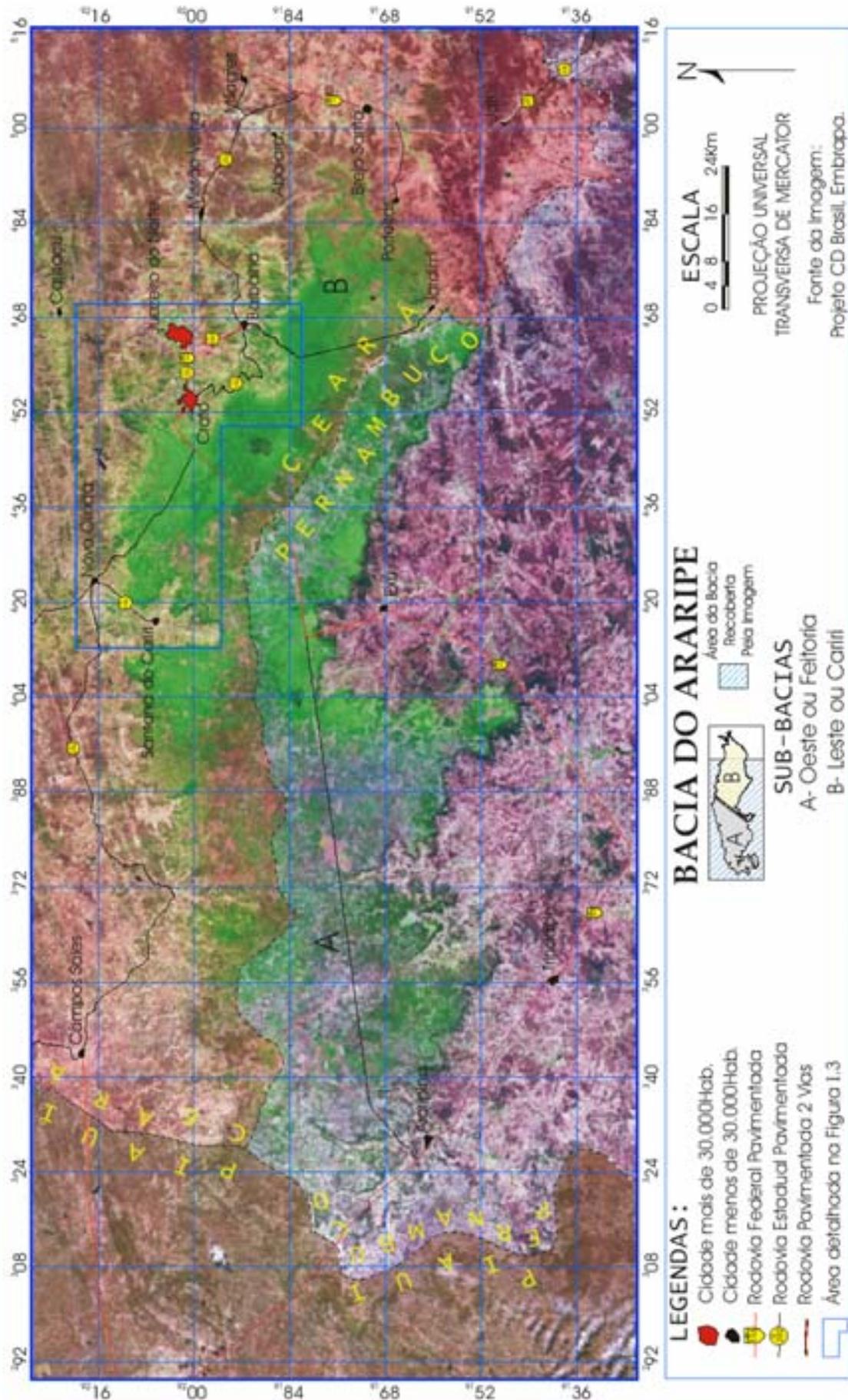


Figura 1.2 - Imagem de Satélite da Bacia do Araripe. A área central de cor verde intensa é a Chapada do Araripe, sustentada pelas rochas da Formação Exú. As cores de tons mais avermelhados a sul, a norte e a oeste, representam a ocorrência de rochas do embasamento cristalino, com exceção da continuidade leste da Chapada do Araripe, onde ocorrem os sedimentos Jurássicos-cretácicos das fases Pré-rifte e Rifte da Bacia. Fonte da Imagem: Embrapa Monitoramento por Satélite.

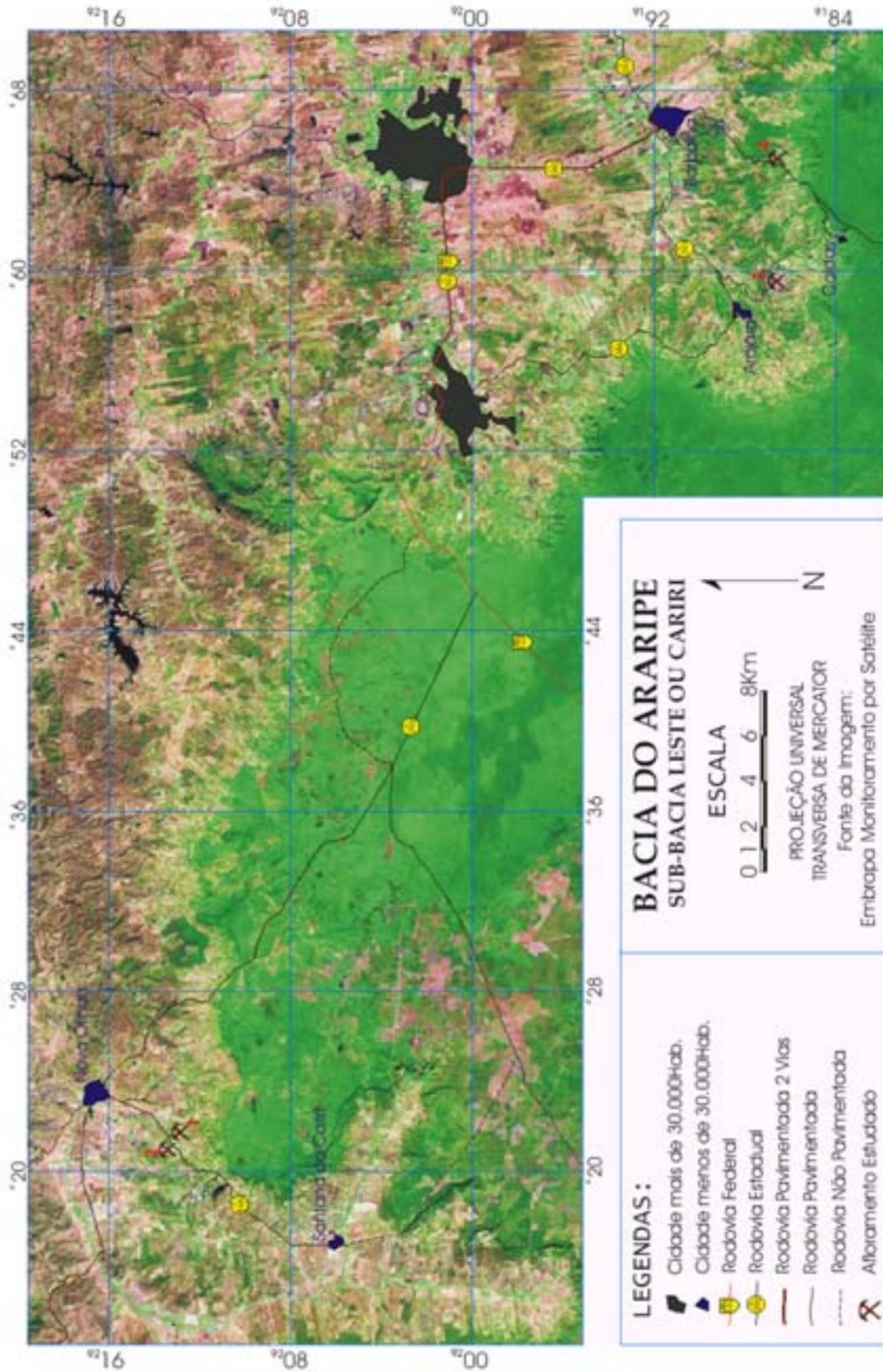


Figura 1.3 Imagem de Satélite da área com a localização dos afloramentos estudados. A porção inferior de cor verde mais intensa corresponde a Chapada do Araripe, a porção de cores mais variadas, onde se localizam as cidades de Barbalha, Crato, Juazeiro do Norte, Nova Olinda e Santana do Cariri, corresponde ao Vale do Cariri. Fonte da Imagem: Embrapa Monitoramento por Satélite.



Para a execução desta pesquisa foram selecionados alguns dos afloramentos mais significativos da Formação Crato, totalizando quatro pontos: as Pedreiras do André (1, na Figura I.3) e do Idemar (2, na Figura I.3), localizadas no município de Nova Olinda, e as pedreiras Mina Caldas (3, na Figura I.3) e Santa Rita (4, na Figura I.3), localizadas no município de Barbalha.

A cidade de Nova Olinda pode ser acessada a partir da cidade de Crato percorrendo-se 38 Km pela rodovia CE292 no sentido noroeste, a partir da qual segue-se à esquerda pela rodovia CE166, por mais 5 Km até a estrada de terra, novamente à esquerda, que dá acesso ao afloramento 1 (Pedreira do André). Ainda na CE166, percorrendo-se duzentos metros adiante se encontra a estrada de terra à direita que dá acesso ao afloramento 2 (Pedreira do Idemar).

A cidade de Barbalha fica a 20 Km da cidade de Crato pela rodovia CE292 até Juazeiro do Norte e a partir daí pela CE060, ou a 30 Km diretamente pela CE386/293 (Figura I.3). O afloramento 3 (Mina Caldas) pode ser acessado a partir de Barbalha seguindo 6Km pela rodovia CE293 até a estrada de terra que liga à pedreira, por onde se percorre por mais 3Km. No Afloramento 3 foi feita a aquisição de dados de GPR 3D numa bancada onde ocorre a unidade carbonática C3, que foi chamada por isso de bancada C3. As coordenadas UTM do ponto de origem da aquisição GPR 3D no Afloramento 3 são X 459.563,487 e Y 9.186.724,179, com altitude de 585.1 m. As coordenadas foram obtidas com um GPS de precisão milimétrica. O afloramento 4 (Mina Santa Rita) fica a 5 Km de Barbalha pela rodovia CE060 no sentido de Jardim. O acesso à mina é feito por estrada de terra virando-se à esquerda por mais 600 m.

I.3 - MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos empregados para a execução desta pesquisa constaram de três fases distintas, as quais foram chamadas de: Etapa de Preparação, Etapa de aquisição de dados, e Etapa de Sistematização dos Dados.

A etapa de preparação corresponde aos trabalhos imprescindíveis no início de um trabalho científico, os quais determinam o estado da arte do conhecimento da área e dos temas a serem englobados na pesquisa. Nesta etapa foram executadas as seguintes atividades: a) revisão da literatura especializada nos seguintes temas: trabalhos executados na Bacia do Araripe; trabalhos sobre modelos globais de sistemas carbonáticos lacustres e estratigrafia de seqüências em lagos; e pesquisas sobre as bacias marginais e do interior do Nordeste, com ênfase na sua evolução tectônica e deformacional; b) Obtenção de mapas e imagens da região



da Bacia do Araripe para localização dos pontos e orientação de perfis de correlação estratigráfica. Foram utilizados para tanto as cartas topográficas confeccionadas pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) na escala 1:100.000 (Folhas Crato e Santana do Cariri) e imagens de radar Landsat TM e ETM, com composição nas bandas 5, 4 e 3 respectivamente, obtidas pelo projeto “Brasil Visto do Espaço” da Embrapa Monitoramento por Satélite. Por apresentarem uma semelhança bastante grande com as cores verdadeiras da paisagem ou com os resultados de uma fotografia colorida, estas imagens tratadas e processadas, foram utilizadas na localização da área e dos pontos estudados (Figuras I.2 e I.3). Estas imagens foram obtidas gratuitamente através do site www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br/txt/apre.htm, no dia 25 de março de 2003, às 14:35h, originalmente na escala 1:25.000, em arquivos no formato JPEG; c) aquisição de dados de sondagens e perfis para correlação estratigráfica. Foram utilizados os dados das sondagens obtidas por Scheid *et al.* (1978) através do “Projeto Santana” do CPRM/DNPM.

A Etapa de Aquisição de Dados corresponde aos trabalhos de campo. A primeira etapa foi realizada em novembro de 2002, sendo que no total foram seis etapas de campo, totalizando exatamente 30 dias de trabalho. Nestas etapas de campo foram coletadas as informações utilizadas neste estudo, que inclui as seguintes atividades: a) escolha dos afloramentos, utilizando como critério de seleção a sua representatividade quanto a seqüência sedimentar em questão, o tempo necessário para a execução dos trabalhos e a facilidade de acesso; b) descrição dos afloramentos com o objetivo de se identificar as *fácies* e as estruturas sedimentares e coleta de amostras orientadas e com codificação própria; c) medida estruturais de falhas e fraturas, feitas utilizando-se Bússola *Brunton* com notação do tipo *Clar*. Estas medidas foram posteriormente tratadas no *Software Stereonett*, onde foram traçados os estereogramas de pontos; d) aquisição de dados de GPR (Ground Penetrating Radar) para identificação de estruturas rúpteis (falhas e fraturas) em subsuperfície (veja o detalhamento deste método no capítulo III). Foi feita uma aquisição de GPR 3D na bancada C3, do Afloramento 3.

A etapa de sistematização corresponde à confecção desta dissertação como resultado final da pesquisa, apresentando os resultados, as conclusões obtidas e as sugestões propostas para pesquisas futuras. Esta etapa passou a ser desenvolvida a partir das primeiras etapas de campo, quando da obtenção dos primeiros dados, e depois passou a ser executada paralelamente.

CAPÍTULO II

REVISÃO DA LITERATURA

Neste capítulo será feita de forma resumida a descrição dos trabalhos científicos que tratam dos assuntos de interesse desta obra. Primeiramente, será feita uma breve abordagem sobre a evolução do contexto regional das bacias sedimentares interiores e marginais do nordeste brasileiro, associando a evolução da Bacia do Araripe, com ênfase nos processos tectônicos e deformacionais ocorridos. Depois será mostrada a evolução dos conhecimentos científicos sobre a Bacia do Araripe, onde será apresentada de forma sucinta a estruturação da bacia e a estratigrafia, de acordo com os principais trabalhos já publicados. Por último, será feita a apresentação dos ainda poucos trabalhos existentes em escala global sobre modelos de *fácies* lacustres carbonáticos e estratigrafia de seqüências em lagos carbonáticos.

II.1 – ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS BACIAS DO NORDESTE BRASILEIRO

As bacias sedimentares do nordeste brasileiro estão inseridas no contexto da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977), que se divide, segundo Brito Neves *et al.* (2000), em cinco grandes domínios tectônicos, diferenciados através de suas características litoestruturais e geocronológicas, quais sejam: Médio Coreauá, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Zona Transversal (ou Domínio Central), Domínio Sul e Cratón São Francisco (Figura II.1).

De acordo com Matos (1992), as bacias intracontinentais Neocomianas do nordeste brasileiro representam um sistema de riftes abortados, associados à separação, de sul para norte, da América do Sul e da África. A geometria dessas bacias teria sido controlada por uma complexa rede de zonas de cisalhamento Proterozóicas de direção NE-SW, produzidas durante a orogenia do Ciclo Brasileiro/ Pan-Africano (0,45 – 0,7 Ga.). Um modelo proposto por este autor, mostra que a Zona de Cisalhamento ou Lineamento Patos teria sua extremidade oeste terminada em uma série de falhas curvadas formando uma geometria sigmoidal, e que durante o Neocomiano, uma distensão geral de direção NW-SE inverteu as falhas originalmente transpressionais para falhas normais, o que reativou pequenos segmentos da Zona de Cisalhamento Patos (Figura II.2 A, B e C), originando as bacias.

Chang *et al.* (1988) dividiram a evolução das bacias marginais brasileiras em três episódios principais de rifteamento, que foram chamados de Sin-rifte I (Jurássico Superior), Sin-rifte II (Neocomiano), e Sin-rifte III (Barremiano), sendo o segundo o mais importante. Matos (1992) estendeu este conceito para todas as bacias nordestinas. Depois, para as bacias de riftes abortados do interior nordestino, Ponte & Appi (1990) e Ponte & Ponte Filho (1996), definiram cinco seqüências tectono-sedimentares, que foram chamadas de: a) Beta (Siluro-Devoniana?) que ocorre em todas as bacias; b) Pré-Rifte (Oxfordiano-Titoniano), correspondente a Sin-rifte I; c) Sin-rifte (Berriasiano-Valanginiano) que corresponde a Sin-rifte II; d) Pós-rifte (Aptiano-Albiano) correspondente a Sin-rifte III; e e) Zeta (Cenozóica).

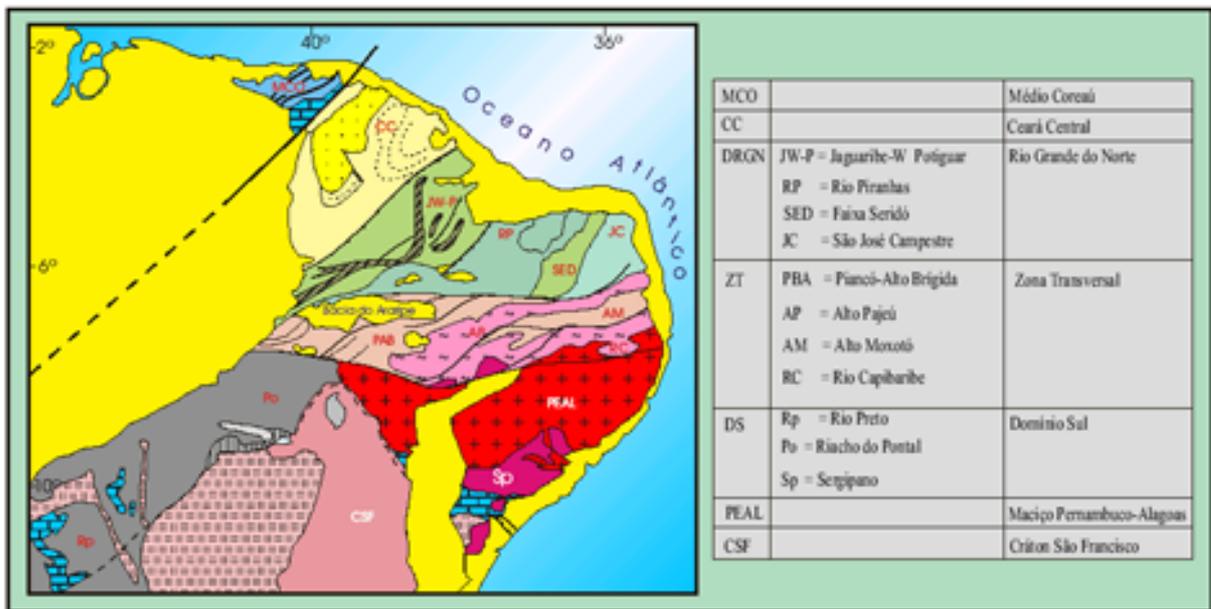


Figura II.1 – Principais domínios da Província Borborema. Esses domínios são subdivididos em terrenos, baseado em suas características litoestruturais e geocronológicas. Adaptado de Brito Neves *et al.* (2000).

O embasamento da Bacia do Araripe faz parte da porção oeste da Zona Transversal, denominado de Terreno Piancó-Alto Brígida, que segundo Brito Neves *et al.* (2000) se caracteriza na região como uma faixa de dobramentos de idade Neoproterozóica formada por camadas de ritimitos psamíticos e pelíticos com baixo grau de metamorfismo, bastante intrudida por plutonismos Brasilianos.

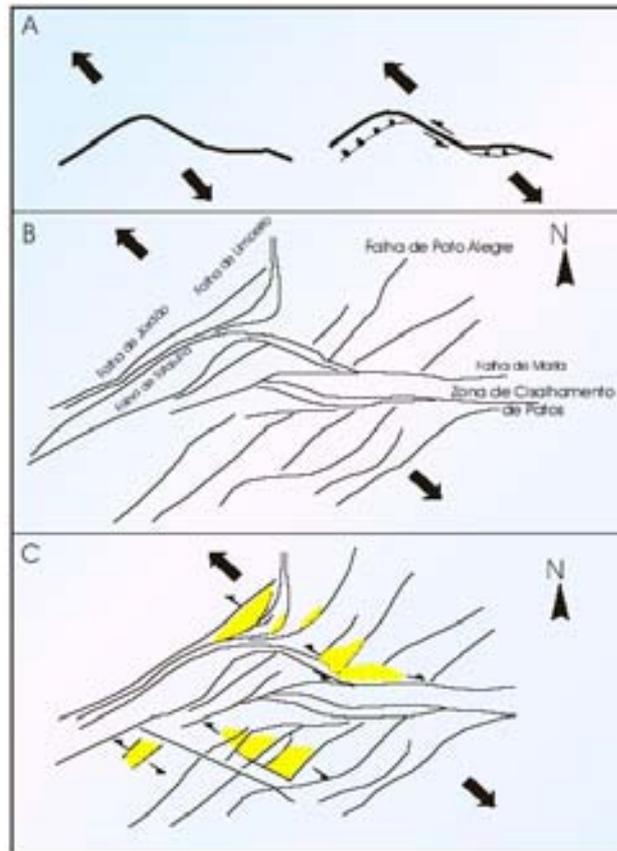


Figura II.2 – A – Modelo mostrando a extensão NW-SE ao longo de zonas de cisalhamento sigmoidais pré-existentis proposto por Matos (1992) para a origem e evolução das bacias do Vale do Cariri. B – Cenário tectônico Pré-rifte. C – Distribuição dos riftes e cenário tectônico.

II.2 - EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A BACIA DO ARARIPE

Os estudos geológicos na Bacia do Araripe começaram a ser desenvolvidos no início do século XX, sendo hoje um tanto quanto numerosos. Apresentam temas que variam dentro de várias especialidades da geologia, em especial aqueles relacionados à estratigrafia, à paleontologia e à estruturação do Embasamento. Existem ainda trabalhos relacionados à hidrogeologia, geofísica e geologia ambiental.

II.2.1 – Estruturação da Bacia do Araripe

Vários autores tem mostrado com bastante clareza a estruturação da Bacia do Araripe. A bacia foi dividida em duas sub-bacias Pré-aptianas menores, uma a oeste e outra a leste, sendo estas separadas por um alto estrutural. Rand & Manso (1984) com base em dados gravimétricos e magnetométricos perceberam pela primeira vez a compartimentação da bacia,

e chamaram as sub-bacias de Oeste e Leste. Estes autores também notificaram falhamentos nas bordas da bacia. Depois, Castro & Castelo Branco (1999), com base em modelagem gravimétrica 3D confirmaram a existência das duas sub-bacias, definindo profundidades de até 1.600m para o topo do embasamento. Segundo estes autores, estas duas sub-bacias, chamadas de Feitoria (oeste) e Cariri (leste) são separadas pelo *Horst* (ou Alto) de Dom Leme.

A partir dos esquemas anteriormente expostos se observa que, como já havia sido postulado por Rand & Manso (1984), a Bacia do Araripe se apresenta limitada por falhamentos. A bacia se limita ao norte pelo Lineamento da Paraíba, a noroeste pela falha de Farias Brito, ao sul pela falha de Sítio das Moreiras, e a leste pela falha de Conceição (Figura II.3. Internamente a bacia está separada por *grabens* e *horsts*, orientados na direção NE-SW.

Ponte (1996), a partir de linhas de sísmica de reflexão e de dados obtidos dos trabalhos realizados por Guerra (1986), Miranda *et al.* (1986), Crepani (1987) e Brito Neves (1990), propôs um cenário estrutural para o embasamento da bacia, conforme a ilustra a Figura II. 4. Conforme pode se notar na Figura II.4, a seqüência Pós-rifte da bacia repousa discordantemente e de forma horizontalizada sobre os sedimentos das fases pré-rifte e rifte (exceto no Vale do Cariri), e ainda sobre áreas do embasamento adjacente, o que evidencia a pequena atividade tectônica que esta sofreu.

II.2.2 – Estratigrafia da Bacia do Araripe

A primeira sugestão de divisão estratigráfica para a seqüência sedimentar da Bacia do Araripe foi feita por Small (1913), que propôs três seqüências distintas, chamadas de: a) Arenito Inferior, com um conglomerado basal; b) Calcário Santana e c) Arenito Superior. Depois, vários outros autores contribuíram para a evolução da compartimentação estratigráfica da bacia, dentre os quais Beurlen (1962, 1971), Gaspary & Anjos (1964), Braun (1966), Mabesoone & Tinoco (1973), Silva (1976), Moraes *et al.* (1976), Lima (1978), Silva (1983, 1986), Ghignone *et al.* (1986), Assine (1990, 1994), Viana (1990) Viana & Cavalcanti (1991), Ponte & Appi (1990), Martill (1993), Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999), sendo a divisão proposta pelos dois últimos trabalhos a adotada neste trabalho. As divisões propostas pelos autores citados acima podem ser visualizadas no quadro resumo apresentado na Figura II.5.

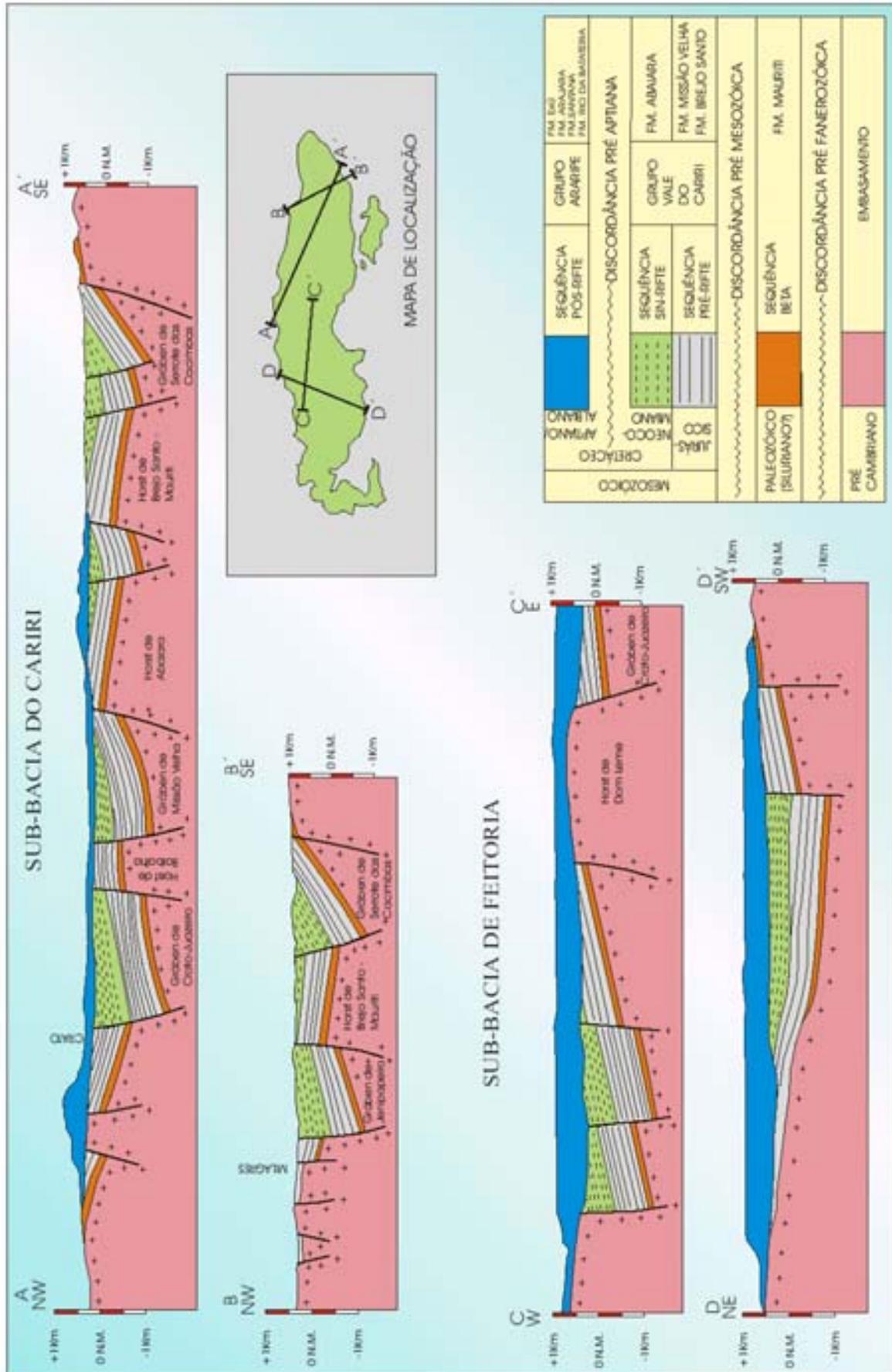


Figura II.4 - Seções geológicas típicas da Bacia do Araripe, segundo Ponte (1996).

	Zeta	Pós-Rifte			Sin-Rifte	Pré-Rifte	Beta
Neumann (1999) e Neuman & Cabrera (1999)	Supergrupo Araripe						
	Grupo Santana				Grupo Vale do Cariri		
	Formação Exú	Formação Romualdo	Formação Ipubi	Formação Crato	Formação Rio da Bateira	Formação Abaiara	Formação Missão Velha
		Unidade Terrígena				Formação Brejo Santo	Formação Mauriti
Marrill (1993)	Formação Exú	Formação Santana	Formação Ipubi	Formação Crato	Formação Rio da Bateira	Formação Missão Velha	
Ponte & Appi (1990)	Grupo Araripe				Grupo Vale do Cariri		
	Formação Exú	Formação Santana			Formação Rio da Bateira	Formação Abaiara	Formação Missão Velha
		Membro Romualdo	Membro Ipubi	Membro Crato		Formação Brejo Santo	Formação Mauriti
Assine (1994)	Formação Exú Superior	Formação Santana			Formação Barbalha	Grupo Juazeiro do Norte	
	Formação Exú Inferior			Membro Crato	Formação Abaiara	Formação Missão Velha	Formação Brejo Santo
Ghignone et al. (1986)	Formação Exú	Formação Santana			Formação Missão Velha		
Silva (1983, 1986)	Formação Exú	Grupo Araripe			Grupo Brotas		
		Form. Santana	Formação Araripina		Formação Sergi		Formação Aliança
Lima (1978)	Formação Exú	Formação Santana			Formação Sergi		Formação Aliança
			Membro Crato				
Móres et al. (1976)	Formação Exú	Formação Santana			Fácies Arenosa		Unidade Inferior
		Fácies Lutítica-argilosa Evaporítica		Fácies Carbonatada			
Silva (1976)	Formação Exú	Formação Santana			Formação Sergi		Formação Aliança
Mabesoone & Tinoco (1973)	Formação Exú	Formação Santana			Formação Sergi		Formação Aliança
		Membro Romualdo	Membro Ipubi	Membro Crato			
Beurlen (1971)	Grupo Araripe						
	Formação Exú	Formação Santana			Formação Missão Velha		
		Membro Romualdo	Membro Ipubi	Membro Crato			
Braun (1966)	Formação Exú	Grupo Pós-Tectônico			Grupo Pré-Tectônico		
		Formação Santana			Formação Sergi		Formação Aliança
Gaspary & Anjos (1964)	Formação Feira Nova	Formação Santana			Formação Missão Velha		Formação Brejo Santo
Beurlen (1962)	Formação Exú	Formação Santana			Formação Missão Velha		
Small (1913)	Arenito Superior	Calcário Santana			Arenito Inferior		Arenito Conglomerático

Figura II.5 – Quadro comparativo resumido das principais divisões estratigráficas propostas para a Bacia do Araripe (Adaptado de Neumann, 1999).

Como pode ser visto na Figura II.5, muitos nomes de unidades e subdivisões foram propostas para a bacia. Até o início da década de noventa, a proposta mais aceita era a de Beurlen (1971), que fez os maiores avanços no entendimento da seqüência pós-rifte, com a definição de nomes utilizados ainda hoje na literatura, com apenas algumas alterações conceituais. A partir daí, a freqüência de realização de novos trabalhos sobre a bacia aumentou, e então novas classificações foram propostas, se destacando as de Ponte & Appi (1990), Martill (1993), Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999) (Figura II.6), sendo estas as propostas atualmente mais aceitas na literatura, com um destaque para as duas últimas, que fazem adaptações utilizando-se das duas primeiras.

As classificações de Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999) dividem os sedimentos da Bacia do Araripe em cinco seqüências tectono-sedimentares, de acordo com o proposto por Ponte & Appi (1990) e Ponte & Ponte Filho (1996), chamadas de: a) Beta (Siluro-Devoniana?); b) Pré-Rifte (Oxfordiano-Titoniano); c) Sin-rifte (Berriasiano-Valanginiano); d) Pós-rifte (Aptiano-Albiano); e e) Zeta (Cenozóica). A coluna estratigráfica adotada neste trabalho está melhor ilustrada na Figura II.6.

A seqüência Beta é representada pela Formação Mauriti. As unidades das seqüências Pré-rifte, Sin-rifte, Pós-rifte e Zeta foram agrupadas numa unidade hierarquicamente maior, chamada de Supergrupo Araripe, que se divide nos grupos Vale do Cariri e Santana. O Grupo Vale do Cariri engloba as formações Brejo Santo (Pré-rifte), Missão Velha e Abaiara (Sin-rifte). O Grupo Santana é formado pelas formações Rio da Batateira, Crato, Ipubi, Romualdo e Arajara (Pós-rifte). Separada por uma discordância de cunho regional, no topo tem-se a Formação Exu (Zeta), que dá sustentação à Chapada do Araripe.

II.2.2.a – Formação Mauriti

A Formação Mauriti foi definida por Gaspary & Anjos (1964), é equivalente a Formação Cariri de Beurlen (1962), e representa um registro residual de uma extensa sedimentação desenvolvida durante o paleozóico do nordeste brasileiro. Apresenta espessura de cerca de 200m, com exposições nas porções norte e nordeste da bacia. Caracteriza-se litologicamente por arenitos grossos, com níveis conglomeráticos intercalados, de cores claras (branco, róseo, cinza), compostos essencialmente por grãos de quartzo, e secundariamente feldspato. São interpretados como depositados em ambiente fluvial entrelaçado, com padrão de paleocorrentes no sentido 352 Az (Assine, 1994).

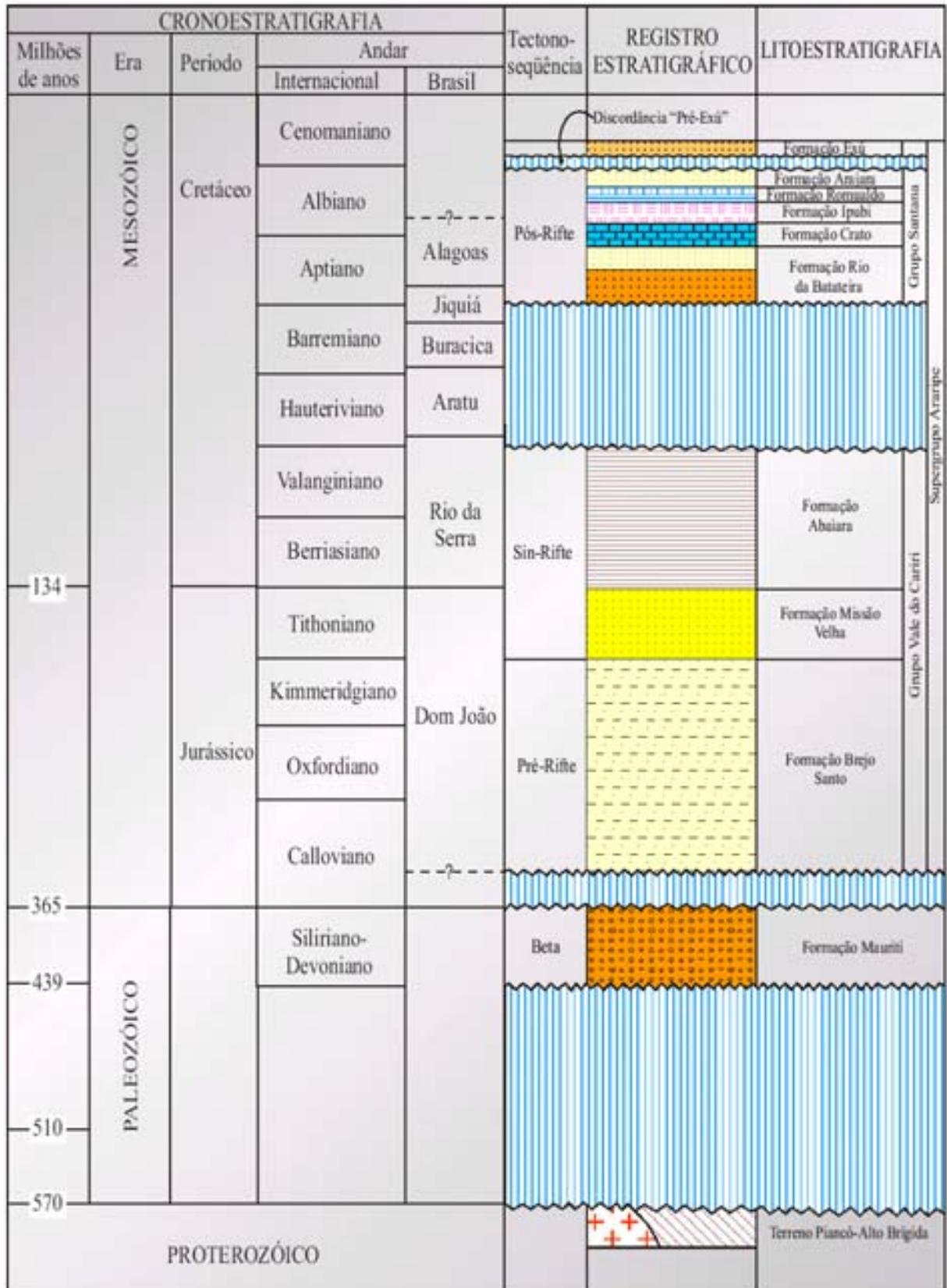


Figura II.6 – Coluna estratigráfica da Bacia do Araripe adotada neste trabalho. Adaptada de Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999)

II.2.2.b – Formação Brejo Santo

A Formação Brejo Santo apresenta uma espessura de aproximadamente 400m, e sua exposição também se restringe a norte e nordeste da bacia. Foi definida por Gasparly & Anjos (1964). Caracteriza-se por argilitos bem estratificados de cor marrom e rocha, e por margas esverdeadas. Representa a base da primeira fase lacustre da bacia, com algumas influências fluviais e eólicas.

II.2.2.c – Formação Missão Velha

A Formação Missão Velha foi inicialmente definida por Beurlen (1962) e depois redefinida por Ponte & Appi (1990), que restringiram seu alcance estratigráfico a cerca de 200m de espessura. Equivale a Formação Sergi de Braun (1966). É constituída basicamente por arenitos grossos com cores brancas ou amarelas, com níveis conglomeráticos, ocorrendo com freqüência troncos de vegetais superiores fossilizados.

II.2.2.d – Formação Abaiara

Esta unidade, definida por Ponte & Appi (1990) e Assine (1990), representa a parte superior da primeira fase lacustre na bacia. Foi formada na fase rifte da bacia, o que lhe confere uma sedimentação mais complexa. Apresenta espessura de cerca de 400m. Na parte mais externa da bacia, isto é, mais proximal, é marcada por arenitos finos e siltitos bem seleccionados interpretados como de origem deltaica e de planície de inundação fluvial, que progradam sobre as *fácies* lacustres mais internas ou distais, caracterizadas por argilitos intercalados com arenitos grossos similares aos da Formação Brejo Santo.

As litologias da Formação Abaiara apresentam conteúdo fossilífero semelhante ao da Formação Brejo Santo, sendo por este motivo considerada como pertencente à primeira fase lacustre da bacia.

II.2.2.e – Formação Rio da Batateira

A Formação Rio da Batateira foi definida por Ponte & Appi (1990) equivale a Formação Barbalha de Assine (1990), e representa o início da Tectono-sequência Pós-rifte da bacia. Apresenta espessura de cerca de 200m, dividida em duas associações de *fácies*. Na base, uma

associação fluvial caracterizada por arenitos friáveis, micáceos, com intercalações de argilitos, com colorações variando do amarelo ao roxo. No topo, uma associação deltaica lacustre, representada por arenitos finos de cores amarelas e cinzas e por argilitos cinzas. Na porção média desta unidade ocorre uma seqüência lutítico-carbonática que Hashimoto *et al.* (1987) denominou de Camadas Batateiras. Foram realizadas medidas de paleocorrentes por Assine (1990) que indicaram aporte vindo de NW para SE. A porção superior da Formação Rio da Batateira está em contato lateral com a Formação Crato.

II.2.2.f – Formação Crato

Esta unidade foi primeiramente descrita como Calcário Santana, e teve seu *status* elevado para a categoria de formação primeiramente por Beurlen (1963). Porém, Beurlen (1971) voltou a chamá-la de Membro Crato, até que Martill (1993) e mais recentemente Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999) tornaram a chamá-la de Formação Crato. Hoje existe uma certa divisão na literatura sobre a categoria a se enquadrar esta entidade, havendo, porém, uma maior tendência para o uso do termo formação.

Esta formação representa a segunda fase lacustre da Bacia do Araripe, e está constituída principalmente por seis unidades carbonáticas denominadas informalmente de C1 a C6, separadas entre si, tanto lateralmente como verticalmente, por arenitos, siltitos e folhelhos (alguns ricos em matéria orgânica – *oil shales*) (Silva *et al.*, 2002; Silva & Neumann, 2002).

Esta pesquisa está centralizada essencialmente sobre esta unidade, sendo que sua descrição e interpretação serão pormenorizadas a seguir, no capítulo III.

II.2.2.g – Formação Ipubi

A Formação Ipubi foi descrita primeiramente por Beurlen (1971) na categoria de membro, foi redefinida por Mabesoone & Tinoco (1973). Martill (1993) propôs sua elevação para a categoria de formação. Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999) confirmaram esta elevação. Equivale ainda a parte superior da Formação Araripina de Silva (1983).

Representa as *fácies* evaporíticas da sistema lacustre Aptiano-Albiano, sendo composta essencialmente por corpos descontínuos de gipsita e anidrita intercaladas com folhelhos pretos.

II.2.2.h – Formação Romualdo

A Formação Romualdo representa o antigo Membro Romualdo (Beurlen, 1971, redefinido por Mabesoone & Tinoco (1973)) e a Formação Santana proposta por Martill (1993). É formada por lutitos de cor variando entre o cinza e o verde, com níveis de concreções carbonáticas, calcários, arenitos finos e alguns níveis de folhelhos pirobetuminosos (Neuman, 1999). Esta unidade é conhecida mundialmente pela sua riqueza microfossilífera, principalmente em peixes de várias espécies. Os estudos paleontológicos já realizados não conseguem definir claramente se o ambiente de sua deposição é lacustre ou marinho. A única evidência clara de uma incursão marinha nesta formação são os equinodermas encontrados em camadas de calcários no topo da seqüência, próximo as concreções fossilíferas.

II.2.2.i – Formação Arajara

Esta entidade geológica foi nomeada por Ponte & Appi (1990), para representar os sedimentos de natureza essencialmente terrígena que se situam na base da Formação Exu (Beurlen, 1971), e que corresponde ao Membro Inferior proposto por Assine (1990). A Formação Arajara foi caracterizada primeiramente por Mabesoone & Tinoco (1973), que reconheceu um ambiente limnítico para esses sedimentos, que representam uma associação de *fácies* heterolítica caracterizada por uma grande diversidade de litotipos geneticamente relacionados. Segundo Assine (1990) e Ponte & Ponte Filho (1996) a Formação Arajara se constitui fundamentalmente de argilitos e arenitos argilosos com cores variando do roxo ao amarelo, com estratificações cruzadas, marcas de ondas e raras estruturas de fluidificação, depositados em ambiente lagunar e planície de inundação, sob condições oxidantes. Sua exposição se limita a sub-bacia oeste, sendo que não ocorre na área em que está centralizado este trabalho.

II.2.2.j – Formação Exu

Esta formação foi primeiramente descrita por Beurlen (1971), porém Ponte & Appi (1990) consideraram apenas a parte superior daquela originalmente descrita por Beurlen (1971), que corresponde ainda ao Membro Superior de Mabesoone & Tinoco (1973) e Assine (1990, 1994). É formada essencialmente por arenitos grossos e argilosos, intercalados com níveis de arenitos conglomeráticos, com cores variando entre o roxo e o amarelo. São geralmente

friáveis, contendo estratificações cruzadas. Foram depositadas num sistema fluvial torrencial (Ponte & Ponte Filho, 1996).

II.3 – FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM LAGOS CARBONÁTICOS

Este item tem primeiramente o propósito de descrever e entender, de forma resumida, os principais conceitos sobre modelos verticais de *fácies* carbonáticas lacustres. Os textos de Platt & Wright (1991) e de Tucker & Wright (1990), tratam exatamente sobre este tema, e a partir deles será escrita esta parte do trabalho. Depois, também de forma resumida serão apresentados, de acordo com atuais conceitos de estratigrafia de seqüências, os modelos de tratos de sistemas em lagos, baseando-se principalmente com o que propuseram Scholz *et al.* (1990) e Scholz & Rosendahl (1991) para os recentes lagos Malawi e Tanganyika, localizados no Sistema de Riftes do Leste Africano.

II.3.1 – Modelos de *Fácies* Carbonáticas Lacustres

Segundo Platt & Wright (1991), modelos idealizados de *fácies* verticais podem ser gerados para depósitos carbonáticos lacustres assim como foram gerados para os marinhos. Porém as espessuras das *fácies* em lagos são comumente pequenas e a sua linha de costa são mais susceptíveis as rápidas flutuações climáticas e tectônicas do que as costas marinhas. Assim, os depósitos dos sistemas lacustres mostram caracteristicamente mudanças de *fácies*, tanto lateral como verticalmente, mais abruptas e complexas, tornando a análise das seqüências de *fácies* particularmente difícil.

Ainda de acordo com esses autores, nos modelos de *fácies* derivados da esparsa literatura sobre sistemas lacustres recentes e antigos, identificam-se dois grupos de *fácies* principais (Figura II.7): margem de lago (“litoral”) e bacia lacustre (“pelágico”). Em seqüências antigas, essas *fácies* podem ocorrer em aberta associação, e são comumente arrançadas em seqüências regressivas (Figura II.8).

Nas margens de lago a produção de carbonato é grandemente biogênica ou bio-induzida, em água rasas (<10m). *Fácies* lamosas dominam em grande parte o ambiente de água rasa lacustre. *Fácies* de grainstone de bancos de areia carbonática ou de linha de costa são pouco desenvolvidas se comparadas com os análogos marinhos, refletindo as baixas energias de onda e a negligível ação das marés nos lagos. Os carbonatos de litoral podem passar

lateralmente para depósitos clásticos de planície de inundação ou fluvial. Menores quantidades de evaporitos, solos ou tufas podem ser depositadas em estágios de lago baixo.

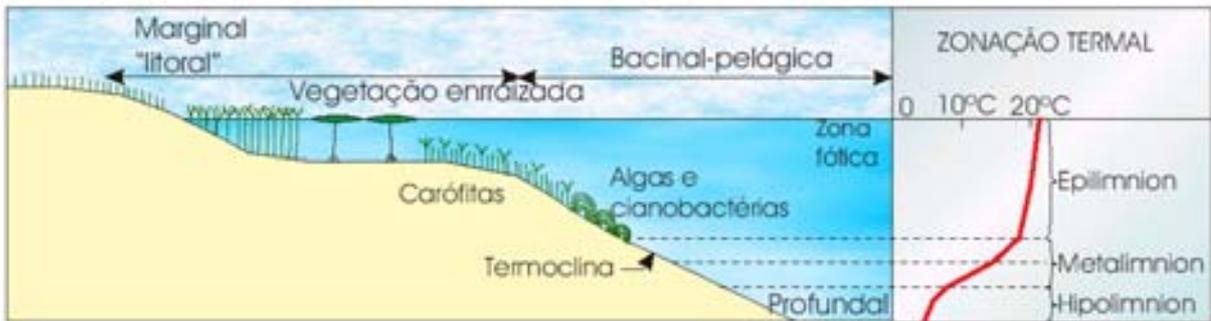


Figura II.7 - Subdivisão dos ambientes lacustres, mostrando dois grupos principais de *fácies*: marginal e bacinal. A zonação termal é típica de um lago de clima temperado, termalmente estratificado. Modificado de Platt & Wright (1991).

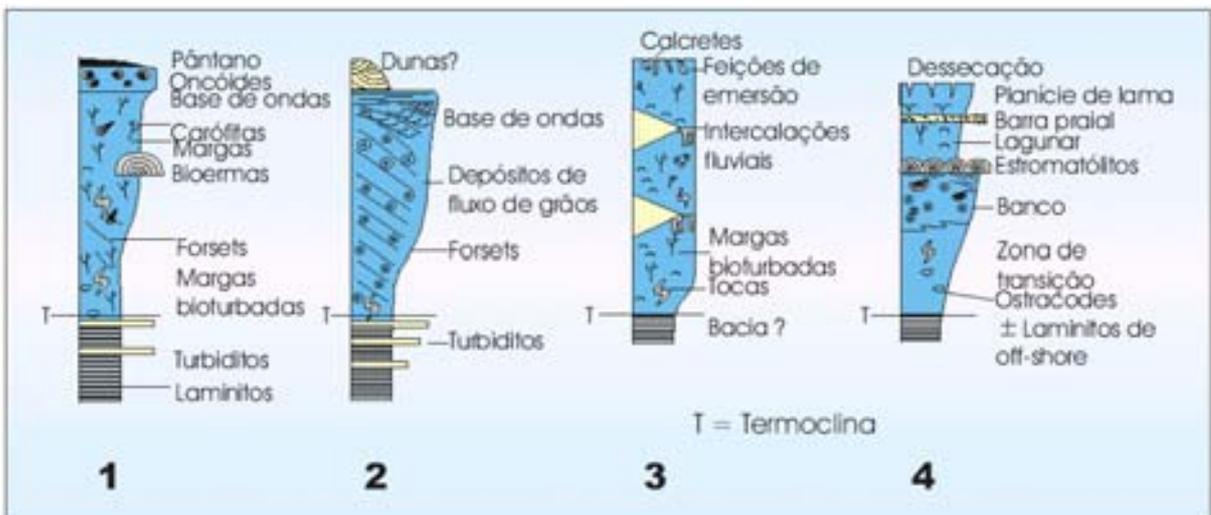


Figura II.8 – Modelos de *fácies* para carbonatos lacustres com o perfil ascendente típico de seqüências prográdacionais regressivas em: 1 - Margens tipo banco de baixa energia; 2 – margens tipo banco de alta energia; 3 – margens tipo rampa de baixa energia; e 4 – margens tipo rampa de alta energia. T, é a termoclina. Modificados de Platt & Wright (1991).

Os sedimentos formados na bacia lacustre, em águas profundas e abertas, não mostram evidências de vegetação *in situ*. Embora a razão de precipitação de carbonatos seja alta, a razão de sedimentação é baixa. Na zona pelágica, o carbonato é suprido principalmente pela precipitação bioinduzida pelo fitoplâncton, e pela resedimentação, embora a precipitação inorgânica possa também ocorrer durante as movimentações da água. O conteúdo de sedimentos siliciclásticos finos é comumente maior do que nos depósitos marginais do lago. (Figura II.8). As *fácies* bacinais são altamente controladas pela dinâmica lacustre. Sob

estratificação permanente, se desenvolve anoxia e podem ser depositadas *fácies* ricas em matéria orgânica. Em lagos rasos ou polimíticos que não são permanentemente estratificados, predominam *fácies* pobremente laminadas ou não laminadas, já que a oxigenação periódica do fundo resulta em bioturbação da matéria orgânica e destruição das tramas laminadas.

De acordo com Tucker & Wright (1990) a profundidade e a morfologia das margens dos lagos controlam o desenvolvimento de *fácies* bacinais ou de margem de lago. Lagos com alto-gradiente, com margens tipo-banco, comumente mostram um extenso desenvolvimento de *fácies* bacinais. Ao contrário, lagos com baixo-gradiente, com linha de costa tipo-rampa, são dominados por *fácies* lacustres marginais. Margens de lagos de alta energia são caracterizadas por corpos de areia carbonáticas lenticulares, às vezes com estratos cruzados ou com grãos recobertos, enquanto micritos bioturbados ocorrem em margens de baixa energia.

Dependendo, então, da morfologia e da energia da margem lacustre, esta pode ser subdividida em quatro tipos: (i) margem tipo banco de baixa energia; (ii) margem tipo banco de alta energia, dominada por onda; (iii) margem tipo rampa de baixa energia; e (iv) margem tipo rampa de alta energia, dominada por onda.

A progradação de *fácies* marginais resulta de altas razões de produção de carbonatos em águas mais rasas do que em áreas bacinais, e tipicamente leva a deposição de seqüências regressivas. Isso permite a construção de modelos de *fácies* verticais para lagos carbonáticos de acordo com a morfologia e energia de suas margens. A Figura II.8 mostra as seqüências idealizadas para cada tipo de margem lacustre.

II.3.1.a - Margem tipo banco de gradiente íngreme e baixa energia

Os sedimentos carbonáticos nesse tipo de margem de lago são comumente de granulometria fina e mostram mineralogia marcada por calcita de baixo teor de magnésio. Uma alta produtividade gerada por plantas bentônicas de água rasa, na zona litorânea, resulta na construção da zona de costa e sua progradação em direção ao lago. *Fácies* de talude em águas profundas podem mostrar evidências de resedimentação e transporte talude a baixo.

Os sedimentos da zona profunda compreendem pelmicritos ostracodais laminados silteosos. A pirita está presente, mas a ocorrência de uma fauna bentônica indica oxigenação durante a mistura. Finos depósitos turbidíticos ou de fluxos de grão contém material litorâneo resedimentado. A parte inferior do talude do banco fica logo abaixo do hipolimnion e mostra micritos com gastrópodes e ostracodes finamente laminados, e bivalves. A parte superior do

talude do banco mostra micritos arenosos bioturbados com fragmentos de talos de carófitas incrustados. O topo do banco é raso e recoberto por cascalhos compostos por oncóides de cianobactérias. O lago geralmente é bordejado por um amplo pântano turfáceo subaéreo.

II.3.1.b - Margem tipo banco de gradiente forte e alta energia (dominada por ondas)

Os lagos com esse tipo de margem comumente mostram *fácies* marcadas por assimetria devido a energia de onda variável. Dominam lamitos carbonáticos bioturbados, muito pouco estruturados, em margens protegidas, de baixa energia, enquanto packstones e grainstones ocorrem em margens tipo banco de alta energia. Calcarenitos grossos, oólitos com camadas cruzadas, e conchas tardias, ocorrem onde as margens são abertas à atividade de ondas, e podem também se desenvolver bioermas carbonáticos de pequena escala.

II.3.1.c – Margem tipo rampa de baixo gradiente e baixa energia

Lagos com margens de baixos gradientes são comumente rasos e raramente estratificados. Calcários de água rasa, ricos em carófitas, incluindo talos, mostram baixo conteúdo detrítico, provavelmente refletindo a separação e o aprisionamento do material clástico nas zonas marginais pantanosas. Devido ao baixo gradiente, as *fácies* marginais lacustres podem ser extensas, e pequenas flutuações do nível da água do lago pode causar a exposição de grandes áreas. Pequenas quantidades de evaporitos e intercalações de depósitos aluviais finos podem ser comuns. O topo das seqüências regressivas comumente mostra evidências de exposição subaérea produzida pela emergência dos depósitos lacustres durante tratos de lago baixo. A pedogênese é evidenciada por texturas tipo calcretes, brechações, e por “pseudocarstes” (pequenas cavidades irregulares e preenchimentos, produzidas pela bioturbação por plantas e ainda por dissolução).

A diante será mostrado que as rochas carbonáticas da Formação Crato apresentam *fácies* que se encaixam neste terceiro modelo.

II.3.1.d - Margem tipo rampa de baixo gradiente influenciada por ondas

Em margens de baixo gradiente fortemente influenciadas por ondas, dominam grainstones e podem se desenvolver barras próximas à costa. As *fácies* depositadas incluem biomicritos,

calcarenitos, arenitos, folhelhos orgânicos, evaporitos (trona, halita), e calcários estromatolíticos.

II.3.2 – Estratigrafia de Seqüências em Lagos

Segundo Severiano Ribeiro (2001) a estratigrafia de seqüências é um ramo da estratigrafia que se desenvolveu de forma aprofundada e específica, a tal ponto que vem se constituindo quase como um segmento individualizado dentro das geociências. Este novo método promoveu uma verdadeira revolução na análise estratigráfica. Ênfase passou a ser dada ao fatiamento do registro estratigráfico em pacotes de rocha limitados por superfícies de descontinuidade e às suas geometrias estratais internas. A origem dessas descontinuidades estaria ligada essencialmente às variações do nível médio dos mares, como resultado de interações tectônicas e climáticas, as quais gerariam ou consumiriam espaço de acomodação.

Porém, esta técnica se desenvolveu essencialmente em bacias localizadas em margens passivas, sendo que só há pouco começaram a se executar estudos em sucessões continentais. Os sistemas lacustres são mais susceptíveis as rápidas flutuações climáticas e tectônicas do que as costas marinhas, tornando a análise das seqüências de *fácies* particularmente mais difícil (Platt & Wright, 1991; Scholz *et al.*, 1990).

Com o intuito de se entender a distribuição de *fácies* clásticas grossas em sistemas lacustres em bacias riftes antigas, Scholz & Rosendahl (1991) e Scholz *et al.* (1990) definiram modelos de tratos de sistemas de nível de lago alto (*highstand*) e baixo (*lowstand*) (Figura II.9), a partir de dados sísmicos de alta resolução obtidos nos atuais lagos Malawi e Tanganyika, localizados no Sistema de Riftes do Leste Africano.

Durante os períodos de lago alto (*highstands*), a deposição de sedimentos grossos nas bacias profundas é dominada por processos turbidíticos e por sistema de canais proximais. Nas adjacências de taludes íngremes, o material grosso é transportado na forma de escorregamentos, deslizamentos, e em fluxos de detritos. Alguns desses fluxos gravitacionais de sedimentos podem evoluir para fluxos turbidíticos, os quais depositam o material na planície bacinal. Os rios que entram no lago têm pouca significância, a menos que entrem por áreas mais rasas. Os rios mais importantes podem desenvolver sistemas deltaicos progradantes, embora estes tendem a ser erodidos durante o subsequente trato de lago baixo.

Durante os períodos de lago baixo (*lowstands*) os sedimentos grossos acumulam-se em canais fluviais nas margens da bacia, em fan-deltas próximos as bordas falhadas, e em sistemas deltaicos progradantes dentro do lago, que tem seu tamanho consideravelmente

reduzido. Esses deltas de *lowstand* tem o melhor potencial de preservação. Corpos arenosos próximos à costa são evidentes durante todos os níveis lacustres, embora seu potencial de preservação seja incerto devido às bordas dos meio grábens unitários serem com frequência severamente erodidos. Sob níveis de lago extremamente baixo, os sistemas de riftes como os do Malawi e do Tanganyika podem desenvolver águas com química salina alcalina e depósitos associados de evaporitos, tais como os encontrados nos lagos do braço leste do Rift do Leste Africano.

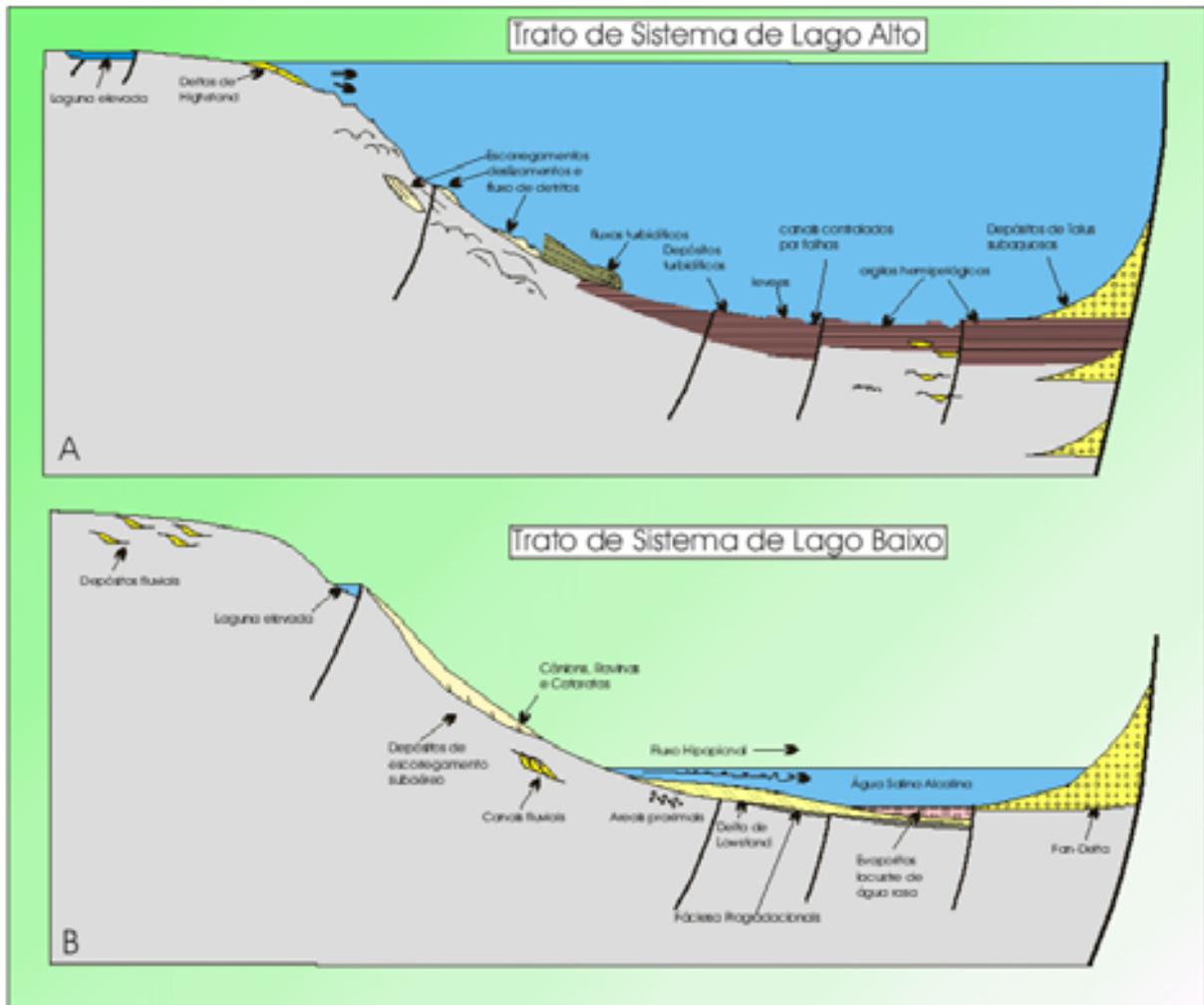


Figura II.9 – Modelo generalizado de um meio-gráben mostrando os principais componentes dos tratos de sistemas de Lago Alto (A) e Baixo (B), idealizado por Scholz *et al.* (1990) para os lagos recentes Malawi e Tanganyika, localizados no Sistema de Riftes do Leste Africano.

Embora o fator tectônico possa não ter tido tanta importância no sistema lacustre carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe como nos lagos de riftes do leste africano, os modelos apresentados fornecem conceitos importantes principalmente sobre potencial de preservação das *fácies* geradas. Vale ressaltar desde já que os modelos desenvolvidos por



Scholz *et. al.*, (1990) e Scholz & Rosendahl (1991) não incluem a fase intermediária entre o trato de lago baixo e o trato de lago alto, ou seja, o trato transgressivo, mas a associação dos conhecimentos gerados por estes autores juntamente com os modelos de *fácies* propostos por Platt & Wright (1991) e Tucker & Wright (1990), nos permite estimar este momento em lagos carbonáticos. Silva *et al.* (2003b) fizeram uma rápida análise da Formação Crato com vistas à estratigrafia de seqüências e de acordo com os modelos de tratos de sistemas ora apresentados. Baseando-se em perfis de raios gama estes autores definiram que a Formação Crato tenha se formado num trato de sistema transgressivo. No ítem III.1.2.c este tema está mais detalhadamente explicitado.

CAPÍTULO III

DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA FÍSICA E DEFORMAÇÃO DO SISTEMA LACUSTRE (APTIANO-ALBIANO) DA BACIA DO ARARIPE NOS AFLORAMENTOS SELECIONADOS

Neste capítulo serão apresentados os dados obtidos durante esta pesquisa e as interpretações concebidas. Primeiramente serão apresentados os dados estratigráficos e sedimentológicos adquiridos durante os estudos de campo, com a apresentação das características macroscópicas dos afloramentos com detalhes até os níveis de petrografia microscópica. Nesta primeira parte será feita uma abordagem da estratigrafia e sedimentologia visando o estudo da diagênese, a definição do modelo de *fácies* lacustre em que se enquadra a Formação Crato e apresentação de um modelo evolutivo de acordo com a moderna estratigrafia de seqüências aplicada em lagos. Depois, serão apresentados os dados estruturais, descrevendo e interpretando a deformação atuante em cada afloramento estudado e sua distribuição estereográfica. Na terceira parte serão apresentados os resultados da aquisição de GPR (*Ground Penetrating Radar*) 3D realizada no Afloramento 3 (Mina Caldas) e as interpretações que puderam ser feitas.

III.1 – ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS

Este item será dividido em duas seções principais. Na primeira seção, os afloramentos estudados nesta pesquisa terão seus perfis estratigráficos e sedimentológicos descritos apresentando-se inicialmente, por meio de fotomontagens, uma visão mais ampla, partindo posteriormente para descrições mais detalhadas em níveis métricos até microscópicos. Na segunda seção será feita uma análise da diagênese, do modelo de *fácies* lacustre em que se enquadra a Formação Crato, de acordo com os modelos propostos por Platt & Wright (1991) e Tucker & Wright (1990), e posteriormente serão aplicados os conceitos da estratigrafia de

seqüências em lagos, como os propostos por Scholz & Rosendahl (1991) e Scholz *et al.* (1990).

III.1.1 – Descrição dos Afloramentos Estudados

Como foi mostrado no primeiro capítulo desta dissertação, durante a realização deste trabalho foram estudados quatro afloramentos. A pedra do André foi chamada de Afloramento 1, a pedra do Idemar, de Afloramento 2, a Mina Caldas, de Afloramento 3 e a Mina Santa Rita, de Afloramento 4. A seguir cada um desses afloramentos serão descritos.

III.1.1.a – Afloramento 1 (Pedreira do André, Nova Olinda-CE)

O Afloramento 1 se caracteriza por vários cortes de direção E-W, originados pela exploração manual de calcário laminado para construção civil. A localização deste afloramento é mostrada na Figura I.3. Neste estudo foi descrito com detalhe um corte no sentido E-W, com altura máxima de 11,5m, e comprimento superior a 65m, onde está exposta a unidade carbonática C6 da Formação Crato (Figura III.1), caracterizada essencialmente por litofácies de calcilutitos laminados de cor creme. Este afloramento é o mais importante no ponto de vista do estudo da deformação, já que todas as estruturas descritas no item III.2, que trata deste tema, foram encontradas principalmente neste afloramento.

No perfil estratigráfico e sedimentológico realizado foi encontrada a seguinte sucessão litofaciológica (Figura III.2):

1 - Na base ocorre um nível de cerca de 50cm de uma subfácies caracterizada por um ritmito argila-carbonato, (Figura III.2, Foto III.1) que Neumann (1999) e Silva *et al.* (2002) chamaram de microfácies Sm1. Esta litofácies apresenta lâminas na ordem de centímetros, de caráter planar a plano-ondulado. Petrograficamente, as lâminas carbonáticas apresentam cor bege e são constituídas por calcita micrítica. As lâminas argilosas mostram coloração cinza escuro e são compostas por argila e óxido de ferro. Ocorrem pequenas concreções carbonáticas deformadas contendo em seu interior cristais de pirita framboidal. Às vezes esta litofácies é cortada por falhas normais com rejeitos centimétricos, que não se estendem para além desta subfácies.

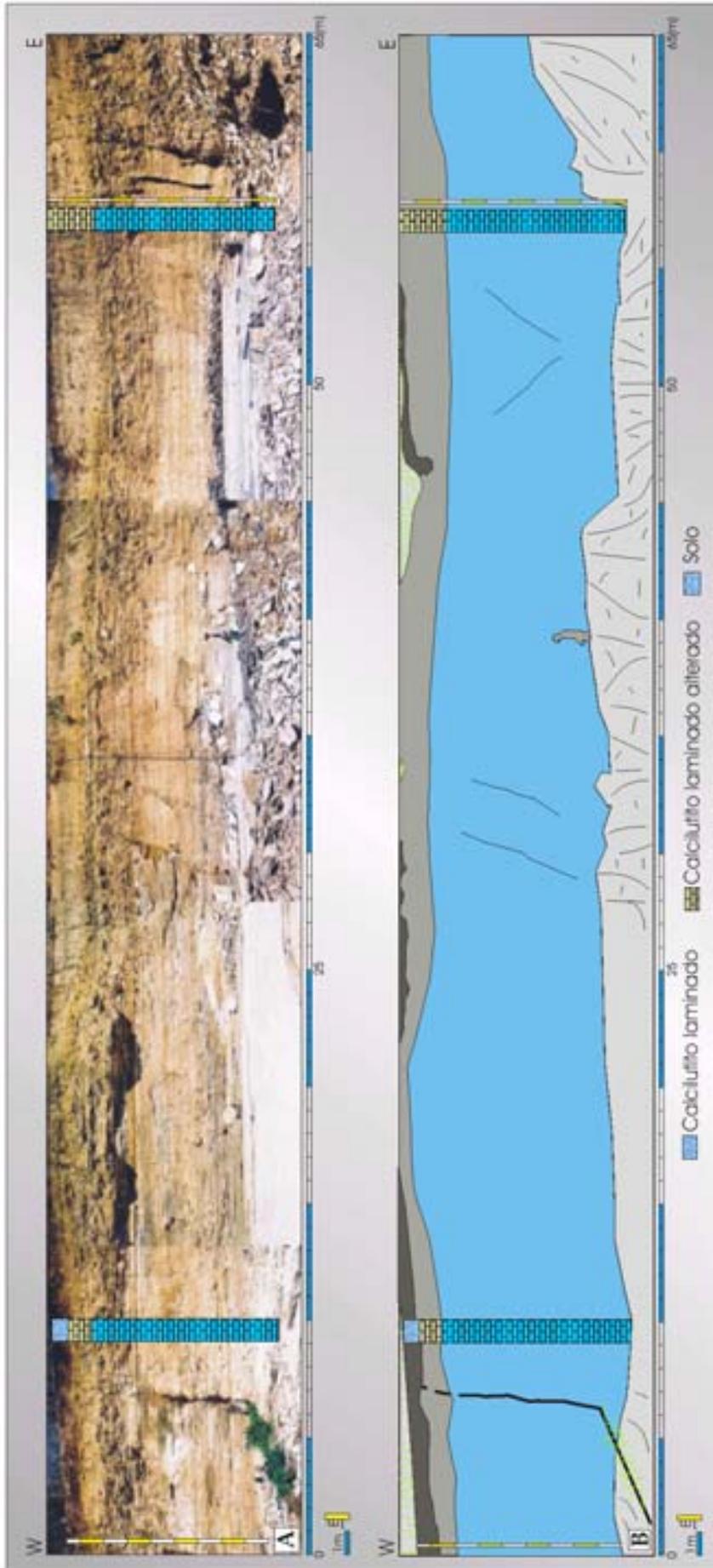


Figura III.1 - Fotomontagem ilustrando parte do Afloramento 1 (Pedreira do André). Esta bancada alcança uma altura máxima de 11,5m, e um comprimento superior a 65m. B - Interpretação da fotomontagem. Note que todo o pacote se constitui de calcilútilos laminados da unidade carbonática C6 da Formação Crato, porém as porções superiores sofreram um forte processo de alteração pedogenética

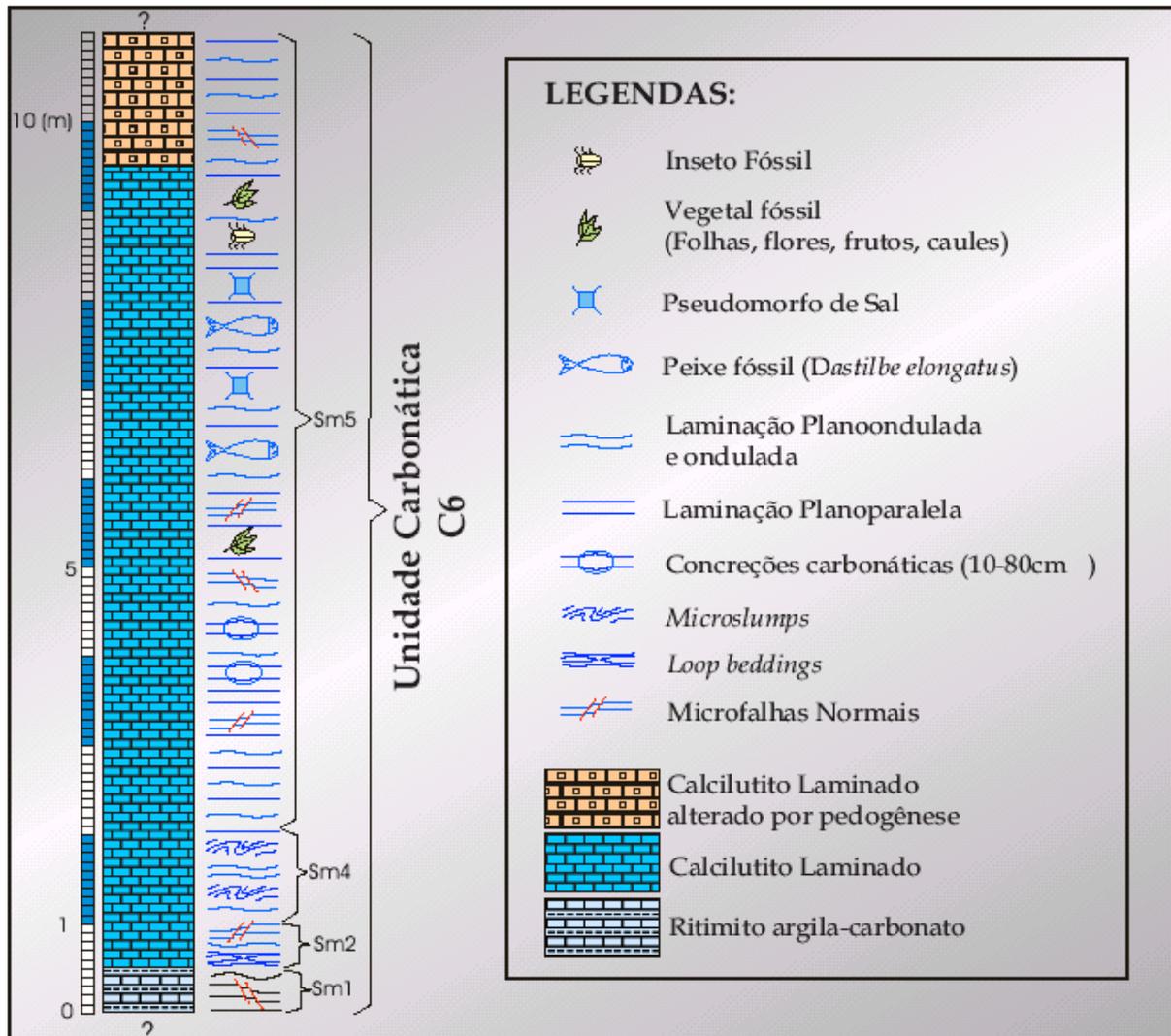


Figura III.2 – Desenho esquemático ilustrando as *fácies* e *subfácies* da unidade carbonática C6 ocorrente no Afloramento 1.

2 - Depois, ocorre um nível de cerca de 30cm de espessura constituído por uma *subfácies* de calcilutito creme contendo lâminas plano-onduladas e onduladas com estrutura do tipo *loop bedding* (Figura III.2). As estruturas do tipo *loop bedding* (Foto III.27) são constricções nas lâminas em certos intervalos, o que provoca o estrangulamento das mesmas, com seu eixo maior na direção da laminação, com forma de *microboudinage*. Neumann (1999) e Silva *et. al.* (2002) chamaram esta de *microfácies* Sm2. As estruturas de *loop* estão associadas à falhas normais como as vistas nas fotos III.1 e III.3.

3 - Posteriormente ocorre um nível de cerca de 1m de espessura com lâminas plano-onduladas e onduladas com *microslumps* (Figura III.2, Foto III.2). Esta *subfácies* corresponde a *microfácies* Sm4 de Neumann (1999) e Silva *et. al.* (2002).



Foto III.1 – Subfácies de ritmito argila-carbonato (Sm1) cortado por falhas normais, no Afloramento 1. As lâminas de cor bege são de carbonato e as escuras de argila. Estas falhas mergulham para leste.



Foto III.2 – Subfácies Sm4, de lâminas plano-onduladas e onduladas com *microslumps*, localizadas no Afloramento 1.

4 - Por último, ocorre uma *subfácies* com cerca de 9m de espessura composto por lâminas planoparalelas e plano-onduladas (Figura III.2). As lâminas alternantes são de dois tipos, uma de cor bege, constituída por calcita micrítica, e outra de cor marrom, formada também por calcita micrítica, porém de granulometria mais fina que a anterior. Na parte inferior média desta *subfácies* ocorrem nódulos carbonáticos, de origem diagenética, com até 80cm de diâmetro, que apresentam laminação deformada em seu interior. Em geral os nódulos apresentam achatamento no plano da laminação, como resultado de compactação. No interior destes nódulos pode ocorrer sílica na forma de *chert*, e calcita fibrosa recristalizada. Falhas normais cortam todo o pacote (Fotos III.3 e III.4). Ocorrem fósseis de peixes (*Dastilbe elongatus*), vegetais (folhas, flores, frutos, caules e outros) e mais raramente insetos. Associados aos fósseis ocorrem pseudomorfos de sal, que cortam e deformam a laminação. Esta *subfácies* foi denominada de *microfácies* Sm5 por Neumann (1999) e Silva *et. al.* (2002). A parte superior deste nível encontra-se bastante alterado (Figura III.1), apresentando níveis métricos argilosos resultantes da pedogênese dos calcários laminados, que podem ser confundidos com folhelhos.

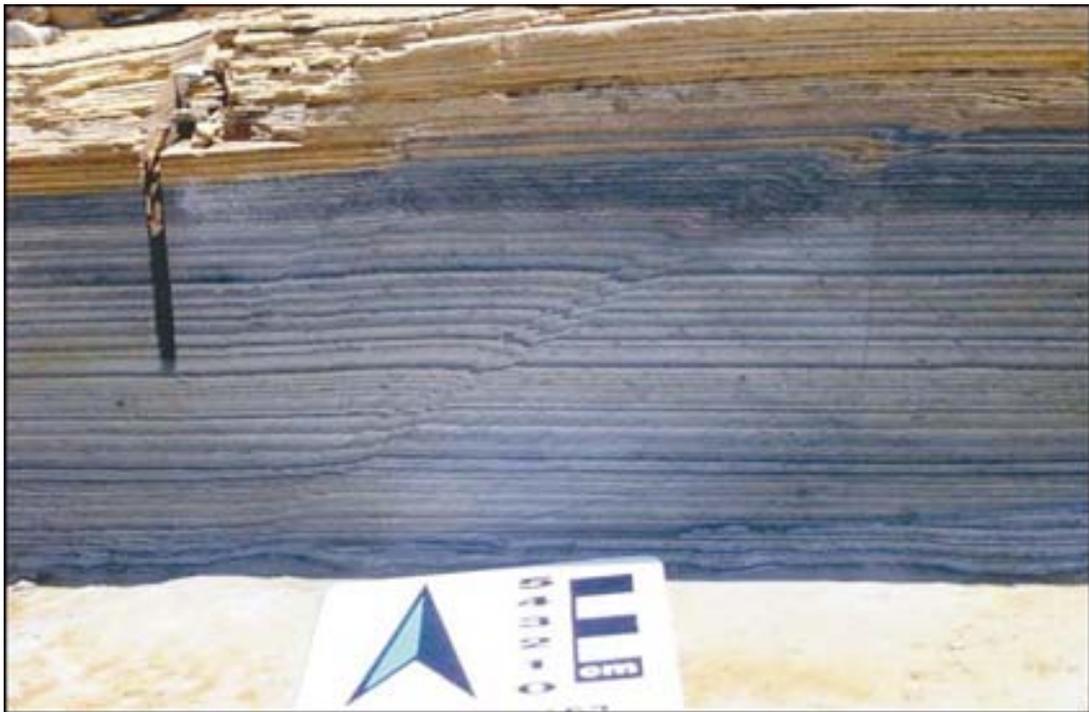


Foto III.3 – Lâminas onduladas da *subfácies* Sm5 cortadas por falhas normais na parte inferior esquerda que passam para falhas reversas na parte superior.



Foto III.4 – Conjunto de lâminas onduladas da parte média superior da subfácies Sm5 cortada por falhas normais, com *drag* reverso (melhor descrição no item III.II).

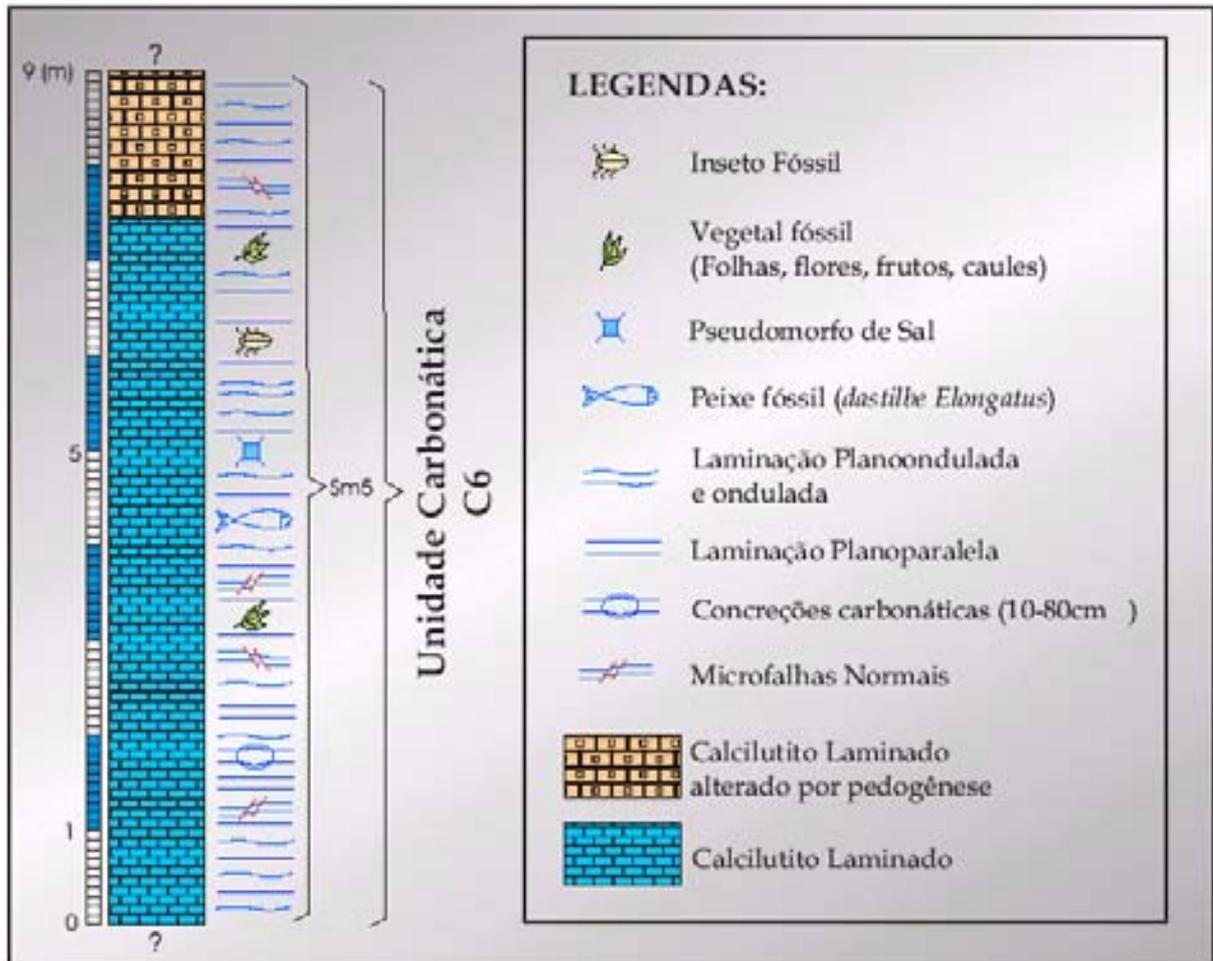
O nível C6 é finalizado na maior parte dos afloramentos por um nível centimétrico com laminação deformada, apresentando concentrações de sílica em forma de *chert*, geodos de calcita, brechas e talvez pele solos. Quando esta superfície é vista em planta podem ser identificadas gretas de dessecação. No afloramento 1 este horizonte não foi reconhecido provavelmente devido a alteração pedogenética que atuou nas porções mais superiores da unidade carbonática C6. Este nível pode ser observado também nos testemunhos de sondagens dos furos IPS-11-CE e IPS-12-CE do Projeto Santana, obtidos por Scheid *et al.* (1978), que foram definidos por Silva *et al.* (2003b) como uma superfície de descontinuidade regional que marca um limite de seqüências na bacia, de acordo com os conceitos da estratigrafia de seqüências.

III.1.1.b – Afloramento 2 (Pedreira do Idemar, Nova Olinda-CE)

O Afloramento 2 pode ser localizado na Figura I.3 e apresenta uma seqüência litofaciológica praticamente idêntica aquela do Afloramento 1. Os dois afloramentos estão separados por uma distância menor que 1Km. Como no caso anterior, o afloramento 2 também se desenvolveu com a exploração do calcário laminado para uso em construção civil. Neste afloramento a unidade carbonática C6 está exposta em vários cortes, dispostos numa

extensão de cerca de 2Km, na direção aproximada E-W. Apesar disso, em nenhum ponto o pacote está totalmente exposto.

A seqüência litofaciológica identificada se repete, porém não foram encontradas as *subfácies* mais basais (Sm1, Sm2 e Sm4). Estas devem se encontrar em subsuperfície. Como no Afloramento 1, na parte superior do afloramento ocorre uma camada de calcilitos laminados alterados por processos pedogenéticos. A Figura III.3 ilustra a seqüência litofaciológica composta encontrada nos vários cortes do afloramento 2.



(Pedreira do Idemar). Este perfil foi obtido a partir de perfis menores realizados nos cortes do Afloramento 2. Note a grande semelhança com o perfil obtido no Afloramento 1.

III.1.1.c – Afloramento 3 (Mina Caldas, Barbalha-CE)

O Afloramento 3, localizado na Figura I.3, apresenta características físicas bastante diferentes dos dois anteriores. Uma ampla área com excelente exposição da Formação Crato, com cerca de 250m de comprimento no sentido N-S e altura máxima de 40m (Figura III.4), foi exposta pela exploração sistemática de calcário para o uso na fabricação de cimento.

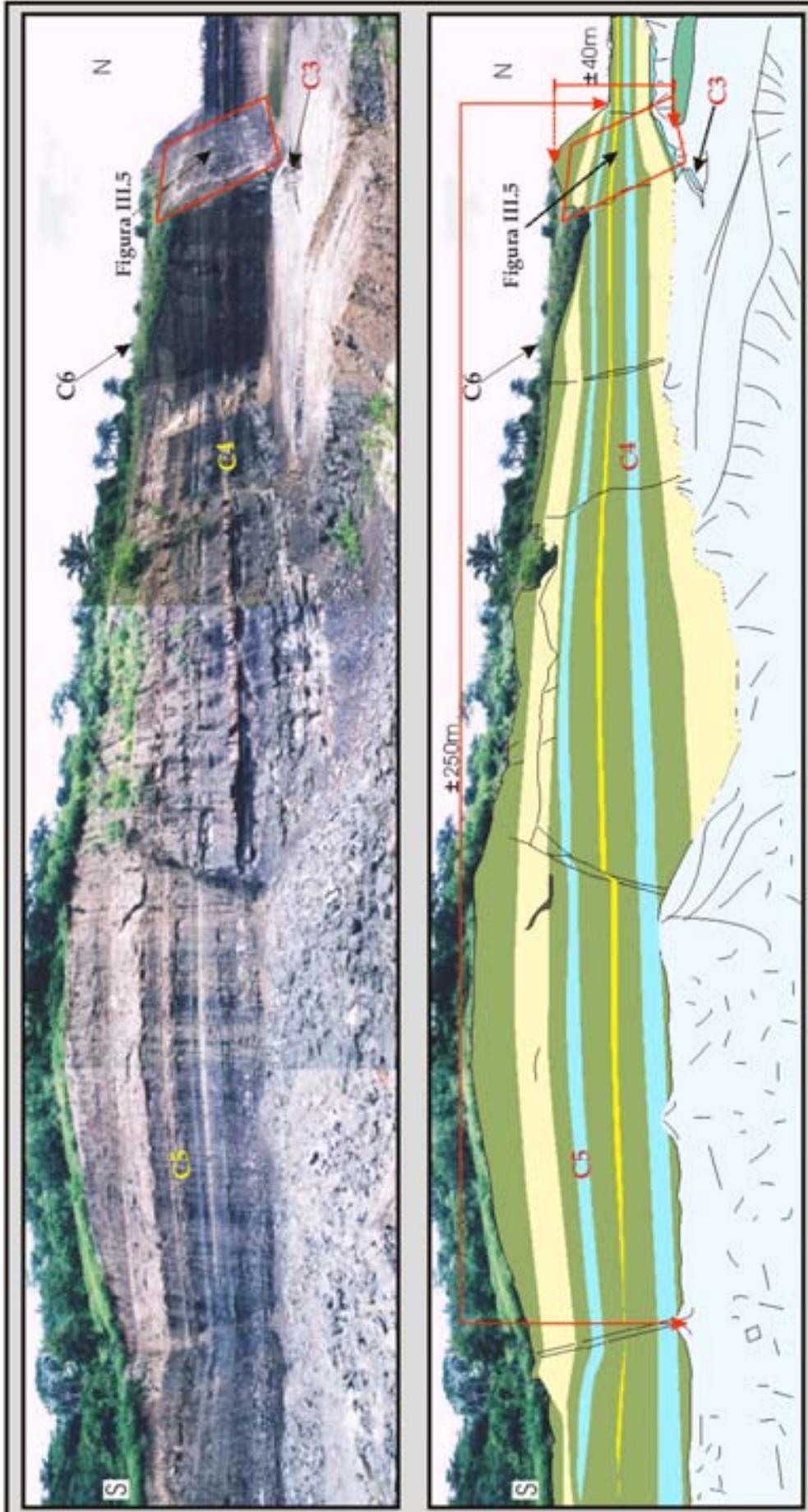


Figura III.4 - A - Fotomontagem ilustrando o Afloramento 3 (Mina Caldas), que alcança cerca de 250m de comprimento na direção N-S, e alturas superiores a 40m. B - Interpretação da fotomontagem, mostrando os níveis carbonáticos C3, C4 e C5. A unidade C6 não está visível na fotografia, localizando-se numa pequena bancada acima da fotomontagem.

No Afloramento 3, ocorrem as quatro últimas unidades carbonáticas (C3 a C6) de Neumann (1999) e Silva *et al.* (2002), intercaladas lateralmente com camadas de sedimentos siliciclásticos de origem deltaica, associados a Formação Rio da Batateira (Figuras III.4, III.5, III.6).

A seqüência sedimentar no Afloramento 3 é constituído pela sucessão litofaciológica ilustrada nas Figuras III.5 e III.6, e descrita a seguir:

1 - Na base ocorre o nível carbonático C3 (Figura III.6), constituído essencialmente pela litofácies de calcilito laminado de cor creme, com uma espessura de 4,5m. Seu contato inferior se dá com um folhelho escuro rico em microfósseis de ostracodes e um pouco mais raramente de conchostráceos. Esta litofácies será mais bem descrita adiante.

2 - Um nível de 1,5m de espessura de uma litofácies de marga cinza esverdeada, bastante rica em ostracodes, contendo grãos de quartzo dispersos na matriz micrítica argilosa.

3 - Depois ocorre uma litofácies de arenitos com 5,5m de espessura, com granulometria fina a média e coloração cinza esverdeada (Foto III.5). Apresentam estratificações cruzadas tangenciais de pequeno a médio porte, com dois padrões de paleocorrentes, um principal para nordeste, e outro secundário para sudeste. Esta variação no sentido das paleocorrentes representa a desembocadura de diferentes canais distributários deltaicos. Estes depósitos podem ser divididos em dois pacotes, com granulometrias um pouco diferentes. Um pacote inferior, com cerca de 2,2m de espessura, apresentando granulometria média, e um pacote superior, com espessura de mais ou menos 3,3m, com granulometria variando de média a fina, de caráter granodecrescente ascendente. O pacote superior apresenta fácies heterolíticas, com dobras convolutas. Esta litofácies é composta petrograficamente (Foto III.6) por grãos de quartzo ($\pm 45\%$), biotita ($\pm 25\%$) e cimento carbonático ($\pm 30\%$). Foram visualizados ainda alguns grãos acessórios de plagioclásio. Os grãos de biotita alteram-se às vezes para óxido de ferro.

4 - Posteriormente ocorre um nível com 0,5m de espessura composto por uma litofácies de siltito arenoso de coloração cinza escura, com granodescrescência ascendente.

5 - Os siltitos descritos anteriormente passam para uma camada de 1,3m de folhelhos negros pirobetuminosos, muito rico em ostracodes e conchostráceos, sendo que foram identificados ainda fósseis de vegetais carbonizados, moldes internos e externos provavelmente de moluscos (às vezes com as duas valvas), e concreções carbonáticas centimétricas que são provavelmente coprólitos (fezes fósseis). Estas concreções apresentam formas ovóides, cilíndricas e espiraladas, semelhantes aquelas descritas como coprólitos por Souto (2002) em camadas de folhelhos pirobetuminosos das Formações Ipubi e Romualdo.

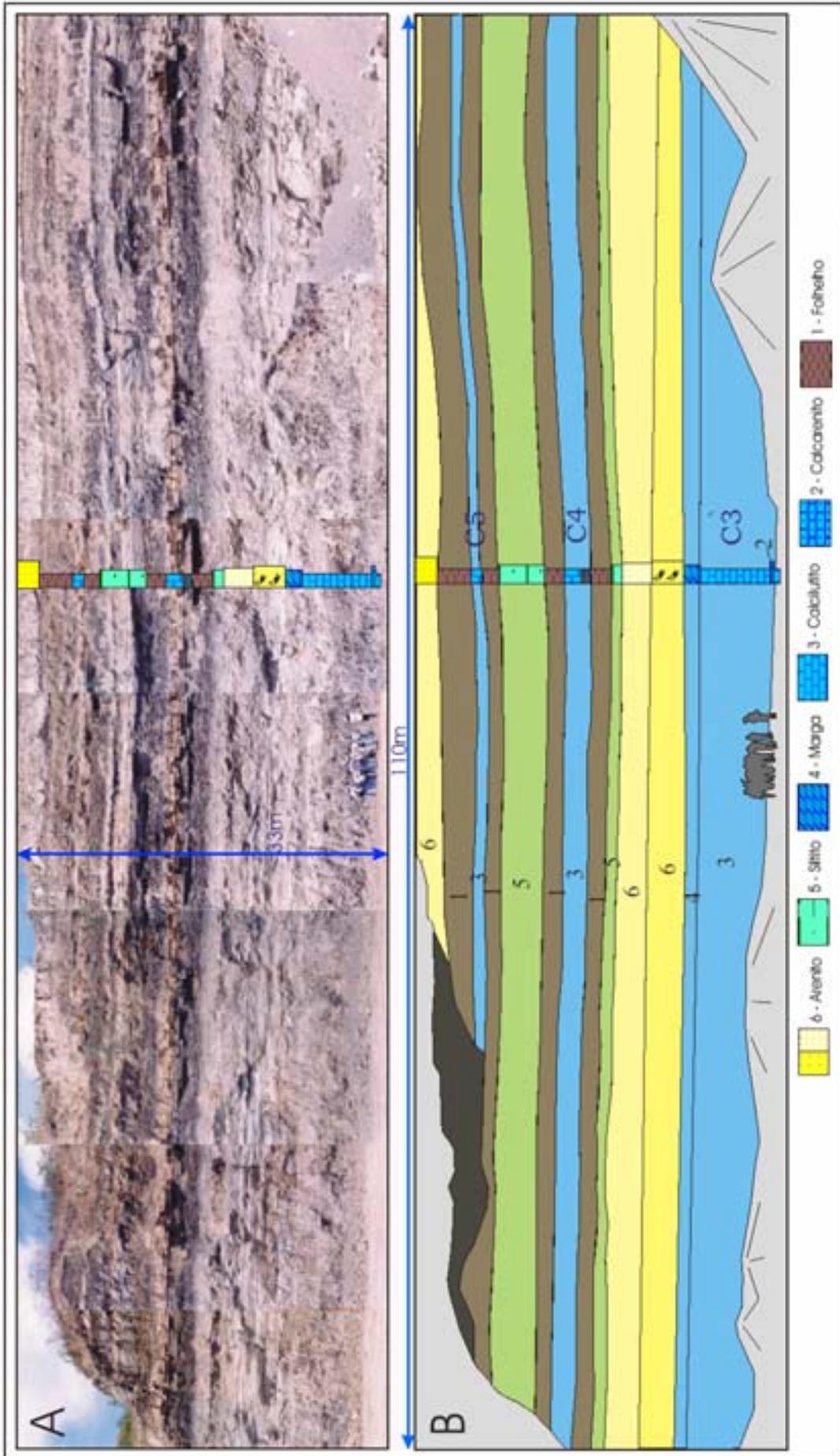


Figura III.5 - A - Fotomontagem parcial do Afloramento 3. B - Interpretação de A ilustrando as principais litofácies ocorrentes. Note a ciclicidade entre as unidades carbonáticas (C3 a C5) com as fácies siliciclásticas. Esta fotomontagem está localizada na parte N do Afloramento 3, como pode ser visto na Figura III.4.

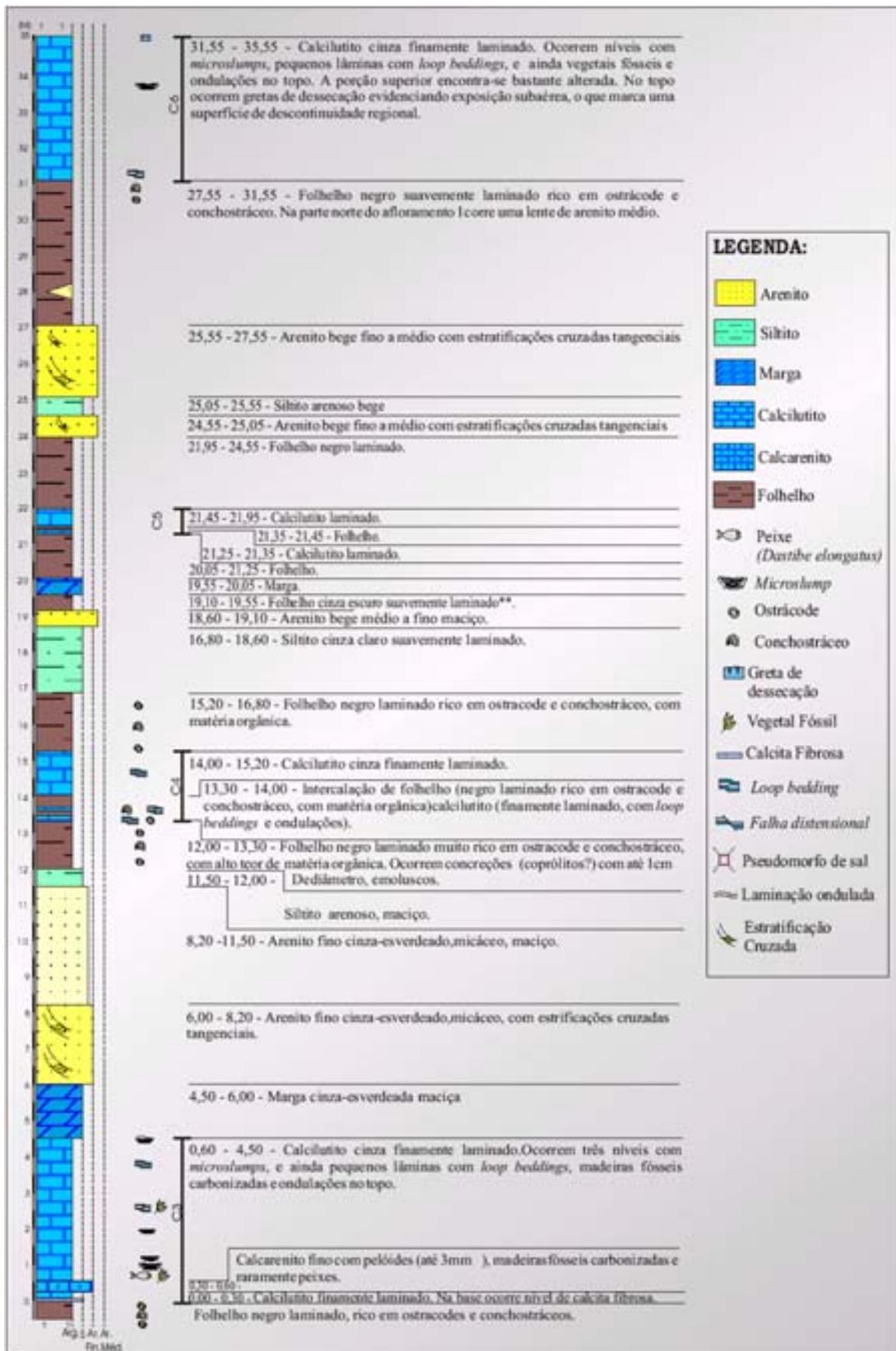


Figura III.6 - Desenho esquemático mostrando o perfil litofaciológico do Afloramento 3.

6 - Posterior aos folhelhos negros ocorre a unidade carbonática C4, que mede 1,90m de espessura. Esta *litofácies* é composta inicialmente por uma alternância entre duas camadas de calcilitos laminados com dois níveis de folhelhos negros pirobetuminosos. Esta *litofácies* será mais bem descrita adiante.

7 - Uma nova camada de folhelho negro pirobetuminoso repousa sobre a unidade carbonática C4. Com uma espessura de 1,6m com as mesmas características do folhelho descrito anteriormente.

8 - Depois, uma camada de 1,8m de espessura de siltito arenoso de coloração esverdeada recobre a *litofácies* anterior. Apresenta as mesmas características do siltito descrito na *litofácies* 4.

9 - Uma fina camada (0,5m) de uma *litofácies* arenosa de granulometria média recobre a anterior. Apresenta cor bege amarelada. Esta *litofácies* arenosa, diferente daquela descrita anteriormente, não ocorre continuamente em toda a pedreira da Mina Caldas, apresentando terminações em forma de lente (Figura III.4).

As *litofácies* que serão descritas a seguir, do número 10 até 14, ocorrem nas porções mais elevadas do Afloramento 3, na época da realização dos trabalhos de campo, o que tornou perigoso o acesso a elas sem os equipamentos necessários. Por isso, as suas espessuras e litologias foram estimadas de forma visual e por meio de fotografias.

10 - Com uma espessura estimada de 0,45m, uma camada aparentemente de folhelho negro recobre a *litofácies* anterior.

11 - A próxima litologia é aparentemente uma marga esverdeada, com cerca de 0,5m de espessura.

12 - Novamente uma camada que parece ser de folhelho, com espessura estimada em 1,2m recobre a *litofácies* anterior.

13 - Recobrando os folhelhos anteriores encontra-se a unidade carbonática C5, com uma espessura de 0,7m. Como na unidade carbonática C4, ocorre na base de C5 uma camada de folhelho negro, com espessura de cerca de 0,1m.

14 - Depois de C5, uma nova *litofácies* aparentemente de folhelho negro aparece, com espessura estimada na ordem de 2,0m.

15 - Por sobre os folhelhos anteriores ocorre uma nova camada de uma *litofácies* arenosa de cerca de 3,0m de espessura, intercalada na base com uma camada de siltito de 0,5m de espessura. Esta *litofácies* é semelhante a *litofácies* 9, sendo que também não é contínua em todo o Afloramento. Na parte norte do Afloramento 1 apresenta terminações contra folhelhos com forma característica de barra de desembocadura deltaica.



Foto III.5 – Litofácies do pacote inferior de arenito, apresentando estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, com paleocorrentes direcionadas para NE. Fotografia tirada no Afloramento 3.

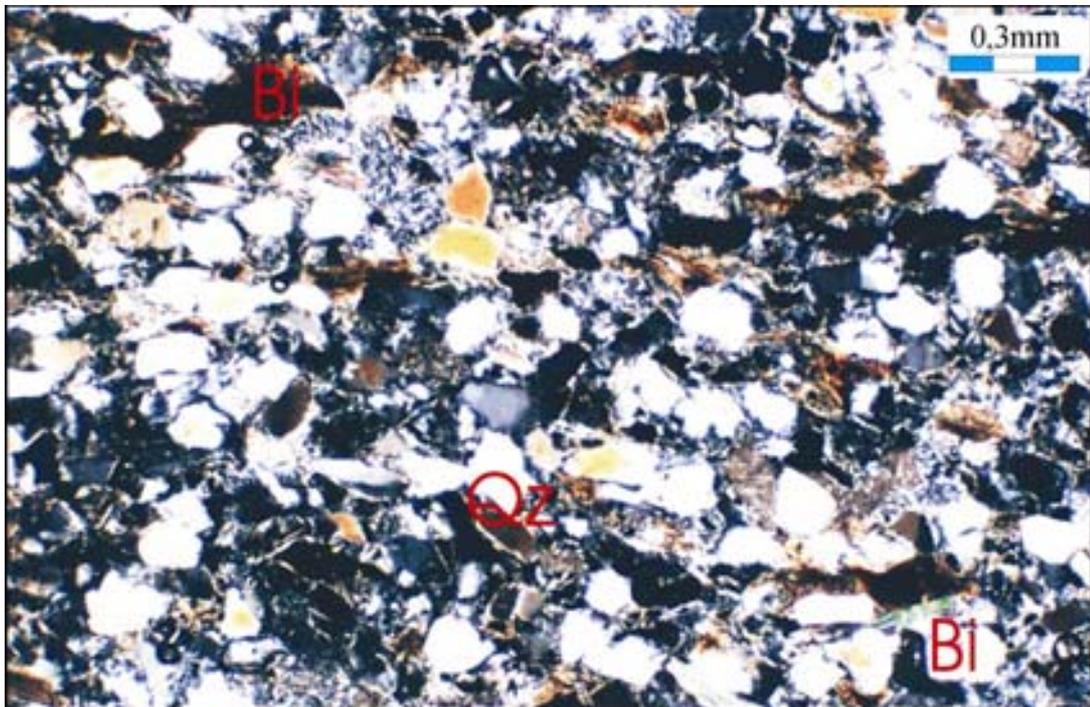


Foto III.6 – Fotomicrografia da litofácies de arenito ilustrada na Foto III.5. Estes arenitos são compostos essencialmente por quartzo (Qz), biotita (Bi) e por cimento esparítico. Aumento 4x, LPA.

16 - Um nível (com espessura estimada em 3m) de folhelho negro recobre a litofácies anterior. Na parte norte do Afloramento 1 ocorre intercalada uma lente de arenito com continuidade para norte, apresentando espessura média na casa de 0,8m.

17 - Fechando a seqüência sedimentar do afloramento 3, ocorre a unidade carbonática C6, que apresenta uma espessura de 4,0m. Esta litofácies será melhor descrita adiante.

A seguir será feita uma descrição detalhada de cada uma das unidades carbonáticas ocorrentes no Afloramento 1, com exceção de C5, que não teve amostras coletadas.

Unidade Carbonática C3: esta unidade é constituída essencialmente pela litofácies de calcilito laminado (Figura III.7 e Foto III.7), apresentando as subfácies descritas a seguir.

1 - Na porção mais basal ocorre um nível variando de 5 a 10cm de calcita fibrosa, com estrutura do tipo *beef* ou *cone-in-cone*, de cor branca acinzentada (Foto III.8 e III.9). Este nível se estende continuamente por todo o afloramento.

2 - Acima é encontrado um nível com cerca de 20cm de espessura de uma subfácies composta por calcilito creme com lâminas plano-onduladas e onduladas contendo *loop beddings*. Esta subfácies corresponde a microfácies Sm2 de Neumann (1999) e Silva *et al.* (2002).

3 - Um nível de 30cm de espessura compostos por calcarenito peletoidal laminado ocorre a seguir, apresentando pelóides variando de 1 a 4mm de diâmetro e ainda esteiras algáticas e óxido de ferro (Fotos III.10 e III.11). Os pelóides estão alongados segundo o plano da laminação e são interpretados como fezes de peixes. Exibem microcalcisferas em seu interior (Foto III.12), que são interpretadas como algas que teriam servido de alimento para os peixes, e que tiveram suas partes duras posteriormente excretadas juntamente com as fezes. Esta subfácies foi nomeada de Sm3 por Neumann (1999) e Silva *et al.* (2002).

4 - Depois ocorre um nível com cerca de 1m de espessura constituído por uma subfácies de lâminas plano-onduladas e onduladas com níveis da ordem 5 a 10cm de espessura contendo escorregamentos (*slumps*) (Foto III.13), que Neumann (1999) e Silva *et al.* (2002) chamaram de Sm4. Estas estruturas exibem lâminas retorcidas semelhantes a dobras convolutas apertadas. Os escorregamentos ocorrem sempre em um único nível de cada vez, podendo ser visualizados por vários metros continuamente no mesmo nível. No nível C3 do Afloramento 3 podem ser descritos pelo menos 3 níveis com escorregamentos. Esta característica indica que cada nível com escorregamentos representa um evento isolado de desequilíbrio na área. Este desequilíbrio foi provavelmente provocado por eventos sísmicos momentâneos de pequena magnitude (Veja item III.2, deformação).

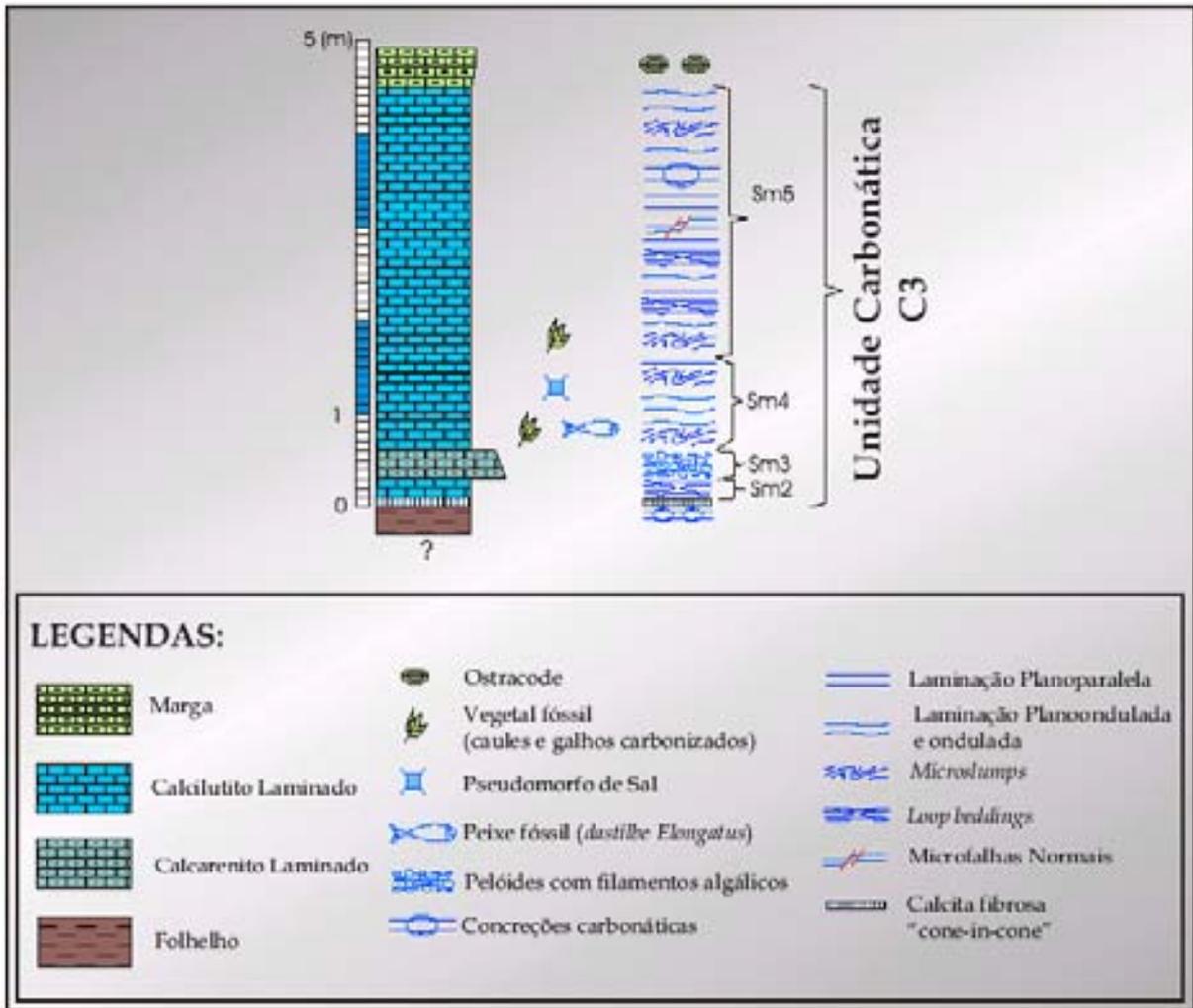


Figura III.7 – Desenho esquemático ilustrando as subfácies que ocorrem na unidade carbonática C3 no afloramento 3.

5 - Por último, ocorre um pacote com 2,9m de espessura de uma subfácies composta por lâminas plano-onduladas e planoparalelas, que Neumann (1999) e Silva *et al.* (2002) chamaram de Sm5. Neste intervalo foram também identificados níveis com *loop beddings* associados a microfalhas normais, finos níveis de escorregamentos, concreções carbonáticas centimétricas (Foto III.14), em cujo interior as lâminas aparecem deformadas, e ainda fósseis de vegetais carbonizados. Nestas concreções podem se desenvolver pequenas cavidades, em forma de geodos de calcita, que são classificadas como porosidade vugular (Foto III.15).

O limite superior da unidade C3 no Afloramento 1 se dá com a litofácies 2 descrita anteriormente.



Foto III.7 – Unidade Carbonática C3, no Afloramento 1. Os retângulos indicam a posição aproximada das fotos III.8 a III.15 no pacote.



Foto III.8 – Nível de calcita fibrosa com estrutura *beef* ou *cone-in-cone*, na base da unidade carbonática C6. Este nível é identificado em toda a área do afloramento. O retângulo indica a posição da foto III.9.



Foto III. 9 – Detalhe em lâmina delgada do nível de calcita fibrosa com estrutura tipo *beef*, no Afloramento 3. Associado aparece um ostracode inteiro. Aumento 4x, LPA.

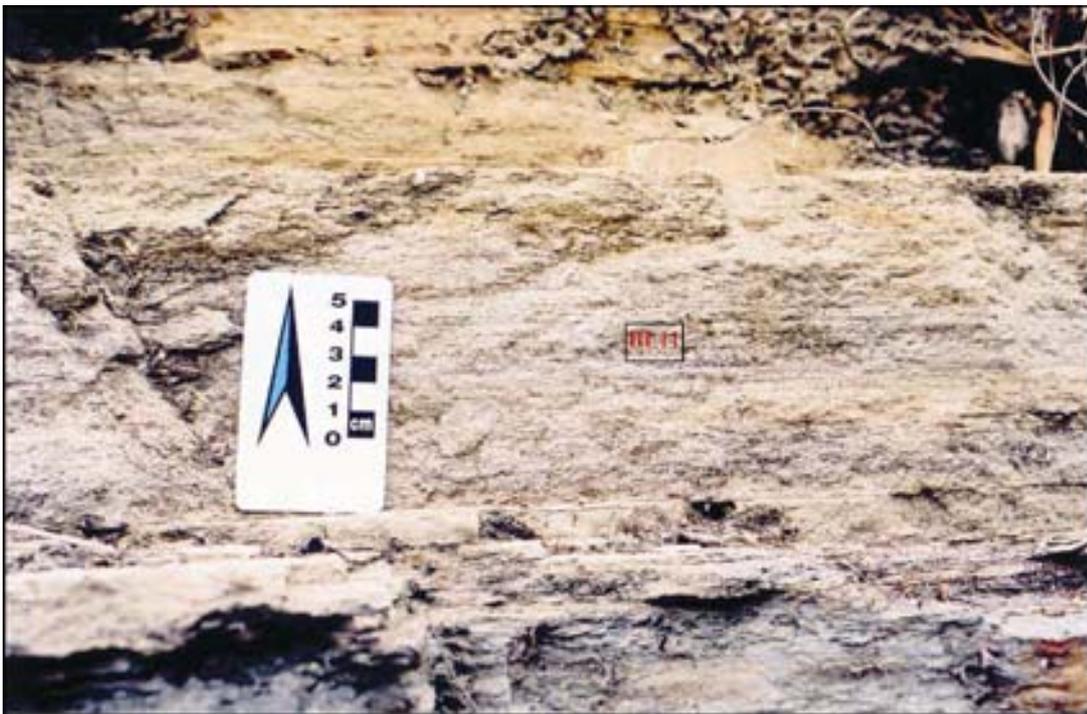


Foto III.10 – Litofácies de calcarenito peletoidal. Nível C3, Afloramento 1. Os pelóides variam de 1 a 4mm de diâmetro. O retângulo indica a posição da amostra coletada para confecção da lâmina mostrada nas Fotos III.11 e III.12.

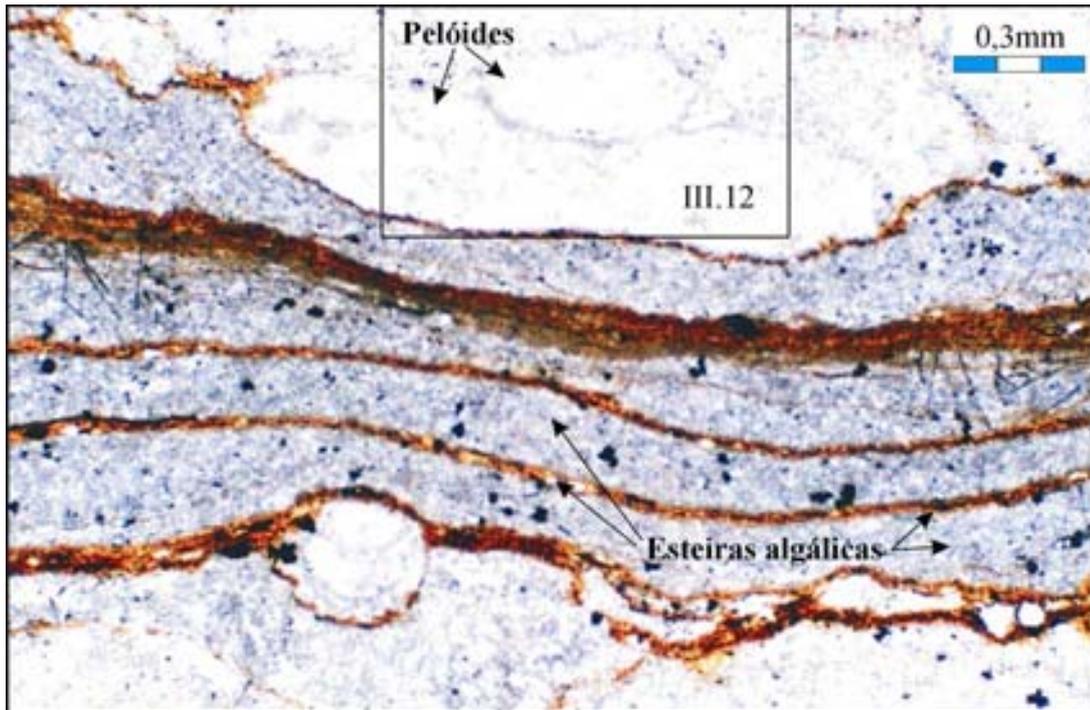


Foto III.11 – Fotomicrografia da subfácies de pelóides (Sm3), no Afloramento 3, com esteiras de algas filamentosas. O retângulo na parte superior localiza a Foto III.12. Aumento 4x, LPNA.

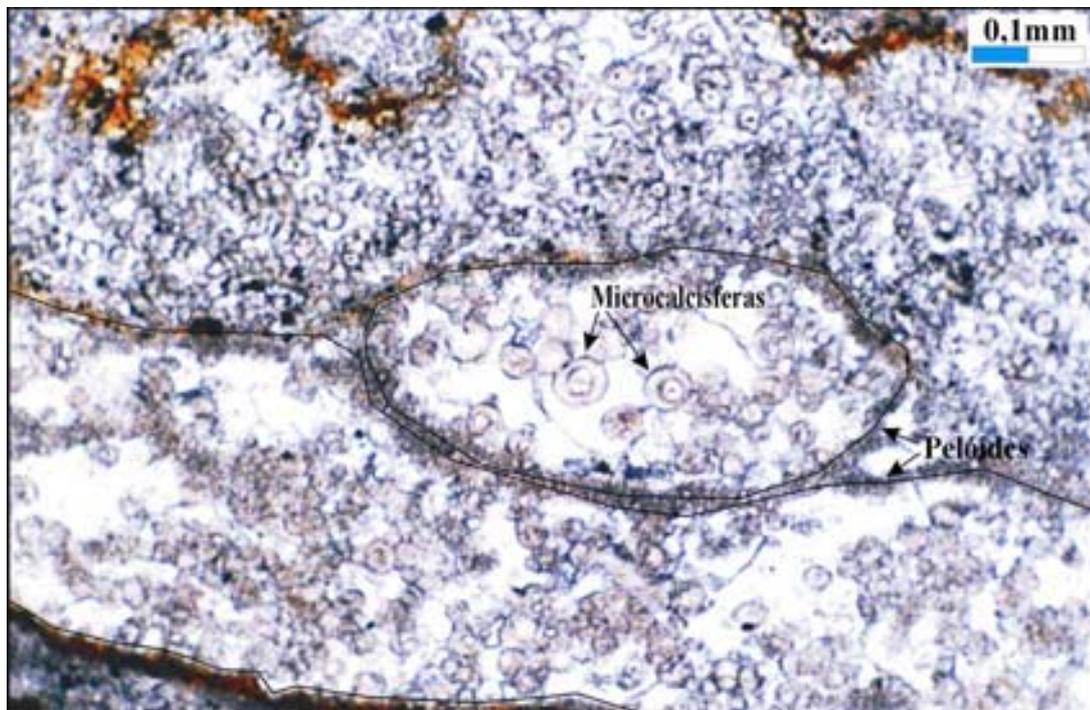


Foto III.12 – Detalhe da Foto 11, ilustrando as microcalcisferas que ocorrem no interior dos pelóides. Aumento 10x, LPNA.



Foto III.13 - A - Nível com escorregamentos na ordem decímetros, da subfácies Sm4. B - Detalhe mostrando as lâminas retorcidas no interior do nível com escorregamentos.



Foto III.14 – Concreção carbonática da subfácies Sm5 com laminação deformada em seu interior.



Foto III.15 – Porosidade vulgular com cerca de 5cm de diâmetro no eixo maior. No interior da cavidade encontram-se cristais de calcita recristalizada

Unidade Carbonática C4: A unidade C4 é constituída essencialmente por calcilitos laminados (Figura III.8, Foto III.16). Na base e no topo ocorre uma alternância entre os carbonatos e folhelhos negros pirobetuminosos. A seguir será apresentada a descrição das *subfácies* identificadas.

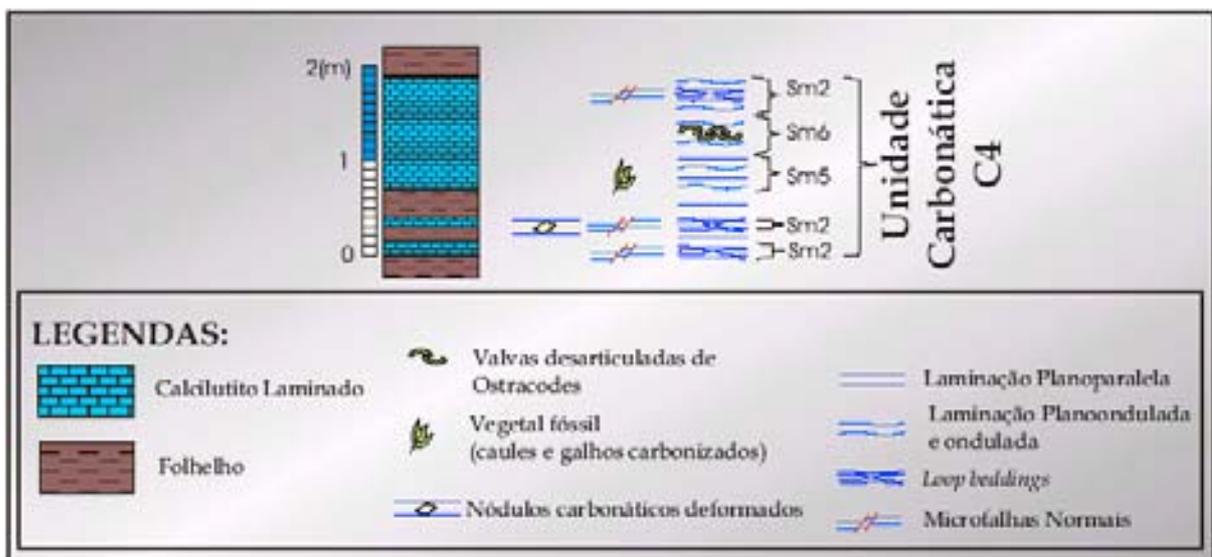


Figura III.8 – Desenho esquemático mostrando as *subfácies* ocorrentes na unidade carbonática C4, no afloramento 3.



Foto III.16 – Unidade Carbonática C4 no Afloramento 3. Note na parte basal a alternância entre duas camadas de calcilutitos com folhelhos negros pirobetuminosos ricos em ostracodes e conchostráceos. Os retângulos mostram as posições aproximadas dos detalhes ilustrados nas fotos III.17 a III.19.

1 - Na base da unidade C4 ocorre um nível com 15cm de espessura de uma litofácies de calcilutito com lâminas planoparalelas, plano-onduladas e onduladas, contendo *loop beddings*, com microfalhas associadas. Esta subfácies corresponde à microfácies Sm2 de Neumann (1999) e Silva *et al.* (2002) (Foto III.17).

2 - Depois aparece um nível, também com 15cm de espessura, de folhelho negro pirobetuminoso, rico em ostracodes e conchostráceos.

3 - Posteriormente aparece outro nível de calcilutito, semelhante ao anterior, com espessura de 0,10m, apresentando concreções carbonáticas milimétricas, com deformação rotacional. Estas concreções estão associadas aos pescoços dos *microbuddins*. No interior destas concreções se desenvolveram *vugs*, que foram preenchidos por calcita espática (Foto III.18).

4 - Uma camada mais espessa (0,30cm) de folhelho negro pirobetuminoso separa a camada de calcilutito descrito no parágrafo anterior da próxima camada. Este folhelho apresenta as mesmas características dos anteriores.



Foto III.17 – Lâminas planoparalelas, com alternância entre lâminas bege, com calcita micrítica, e marrons, com pirita, calcita micrítica e óxido de ferro, correspondente à subfácies Sm2. Aumento 4x, LPNA.

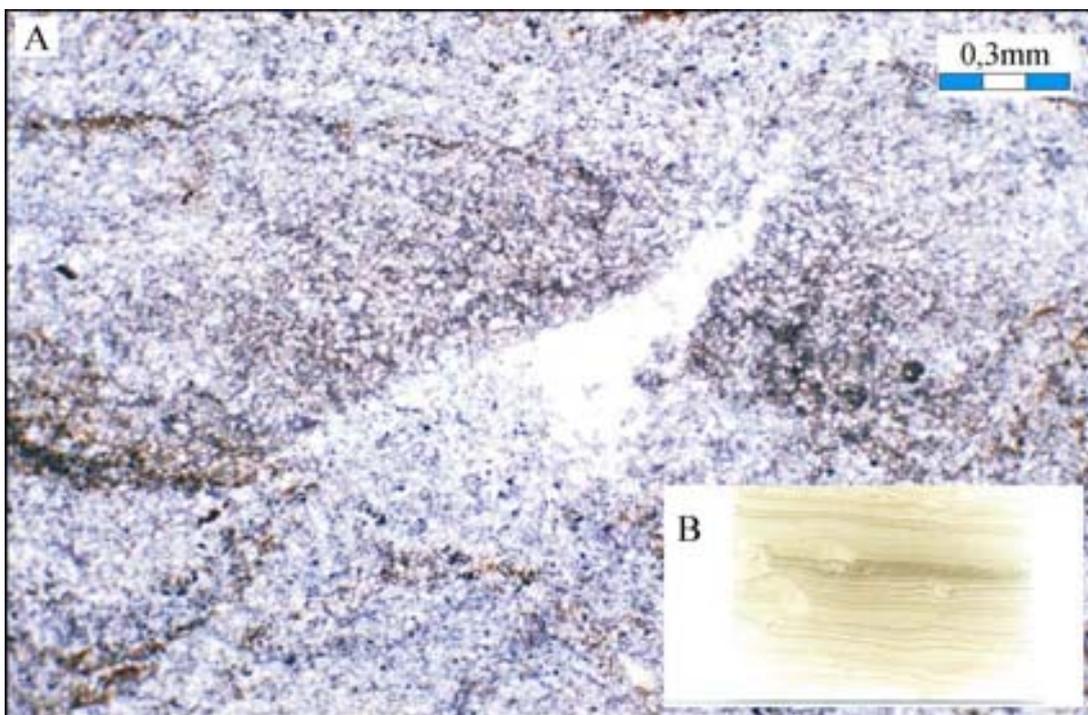


Foto III.18 – A – Interior de uma pequena concreção carbonática formando porosidade vugular preenchida por calcita espática. B –Lâmina delgada A, com concreções carbonáticas rotacionadas. Aumento 4x, LPNA.

5 - No topo, aparece um nível de 1,20m de espessura de calcilito cinza esbranquiçado. Ocorrem lâminas de folhelho negro na base deste nível, na ordem de 2cm de espessura. Dentro deste pacote ocorrem, da base para o topo, as *subfácies*: Sm5, com lâminas planoparalelas e plano-onduladas. As lâminas apresentam espessura de 0,5 a 1mm, com alternância de cor bege e marrom. As lâminas de cor bege são constituídas por calcita micrítica. As lâminas marrons contêm calcita micrítica, pirita framboidal e óxido de ferro; Sm6, com lâminas plano-onduladas e onduladas, com microfósseis de ostracodes; Sm2, com lâminas plano-onduladas e onduladas, apresentando *loop beddings* (Foto III.19) e mais raramente valvas e fragmentos de ostracodes.

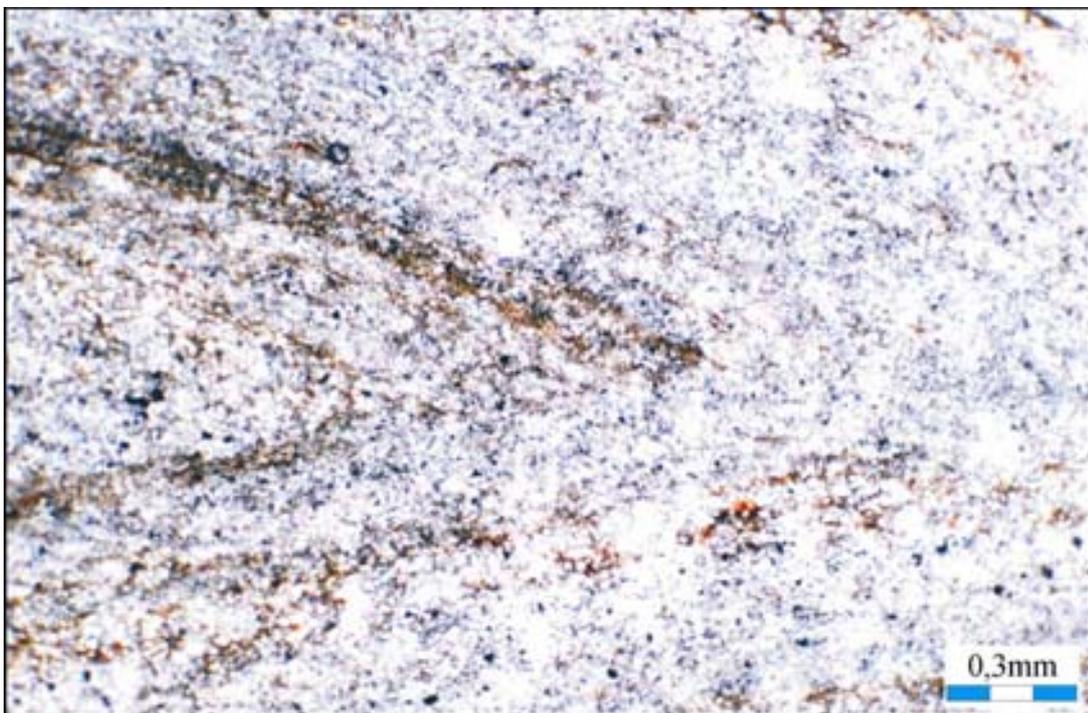


Foto III.19 - Fotomicrografia ilustrando a extremidade de uma estrutura do tipo *loop bedding*, localizada na parte superior da unidade carbonática C4. Aumento 4x, LPNA.

Unidade Carbonática C6: esta unidade aparece em um patamar acima da pedreira principal da Mina Caldas, com uma espessura de cerca de 4m. O topo da seqüência encontra-se bastante alterado por processos intempéricos. Está constituída pela *litofácies* de calcilitos laminados (Figura III.9, Foto III.20).

Da base até o topo foi identificada a *subfácies* Sm5, com lâminas plano-onduladas e onduladas, de cores bege e marrom. As lâminas de cor bege são constituídas por calcita micrítica. As lâminas de cor marrom são mais finas, e formadas por calcita micrítica, com proporções semelhantes de pirita framboidal que podem estar alteradas formando óxido de

ferro, e secundariamente por grãos de quartzo. Na porção média superior do nível C6 ocorrem dois horizontes com cerca de 15cm de espessura apresentando estruturas de escorregamentos.

No topo da unidade C6 pode ser identificada uma superfície que quando vista em planta, apresenta estruturas semelhantes a gretas de dessecação. Em corte, este nível apresenta laminação deformada, de caráter brechado, contendo concentrações de sílica na forma *chert*.

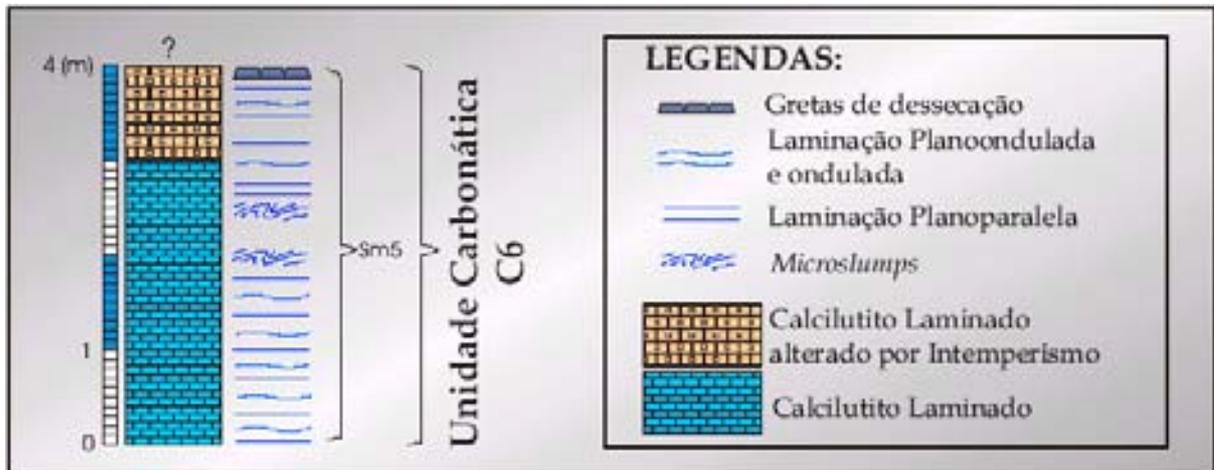


Figura III.9 – Unidade carbonática C6 no Afloramento 1. Foi identificada somente a microfície Sm5. No topo ocorre um nível perturbado com gretas de dessecação, evidenciando exposição subaérea.



Foto III.20 – Unidade Carbonática C6 no Afloramento 3, com cerca de 4m de espessura. O retângulo mostra a posição da foto III.21 que ilustra estruturas de escorregamentos.



Foto III.21 – Horizontes com escorregamentos dentro da Unidade Carbonática C6, no Afloramento 3. Na Foto III.20 pode ser identificada a posição desta foto. Estes horizontes são separados por um nível maciço, sem laminação proeminente.

III.1.1.d – Afloramento 4 (Mina Santa Rita, Barbalha-CE)

O Afloramento 4, que pode ser localizado na Figura I.3, apresenta características físicas semelhantes às do Afloramento 3 (Mina Caldas). Apresenta dimensões menores (120m de comprimento, e cerca de 30m de altura máxima) e posicionamento do corte principal no sentido NE-SW (65Az) (Figura III.10). Do mesmo modo que o anterior, este afloramento surgiu através da extração sistemática de calcário para o uso na fabricação de cimento. Nesta exposição ocorre o contato entre a unidade carbonática C6, da Formação Crato, e a Formação Ipubi. Neste ponto o nível C6 apresenta espessura variável em torno de 4m.

A unidade C6 (Foto III.22), apresenta da base até o topo, a *subfácies* Sm5 (Figura III.11). Na base ocorre um nível com cerca de 2,7m de calcilutito arenoso (Foto III.23) com lâminas planoparalelas, plano-onduladas e onduladas, alternando entre as cores bege e cinza escura, com espessura média de 0,9cm. As lâminas bege são constituídas por calcita micrítica e grãos de quartzo com tamanho areia muito fina (Foto III.24). As lâminas de cor cinza escura são formadas por calcita micrítica, com proporções semelhantes de pirita framboidal e secundariamente por grãos de quartzo, também tamanho areia muito fina. As piritas podem se alterar formando óxido de ferro. A cor cinza escura provém das piritas e do óxido de ferro.

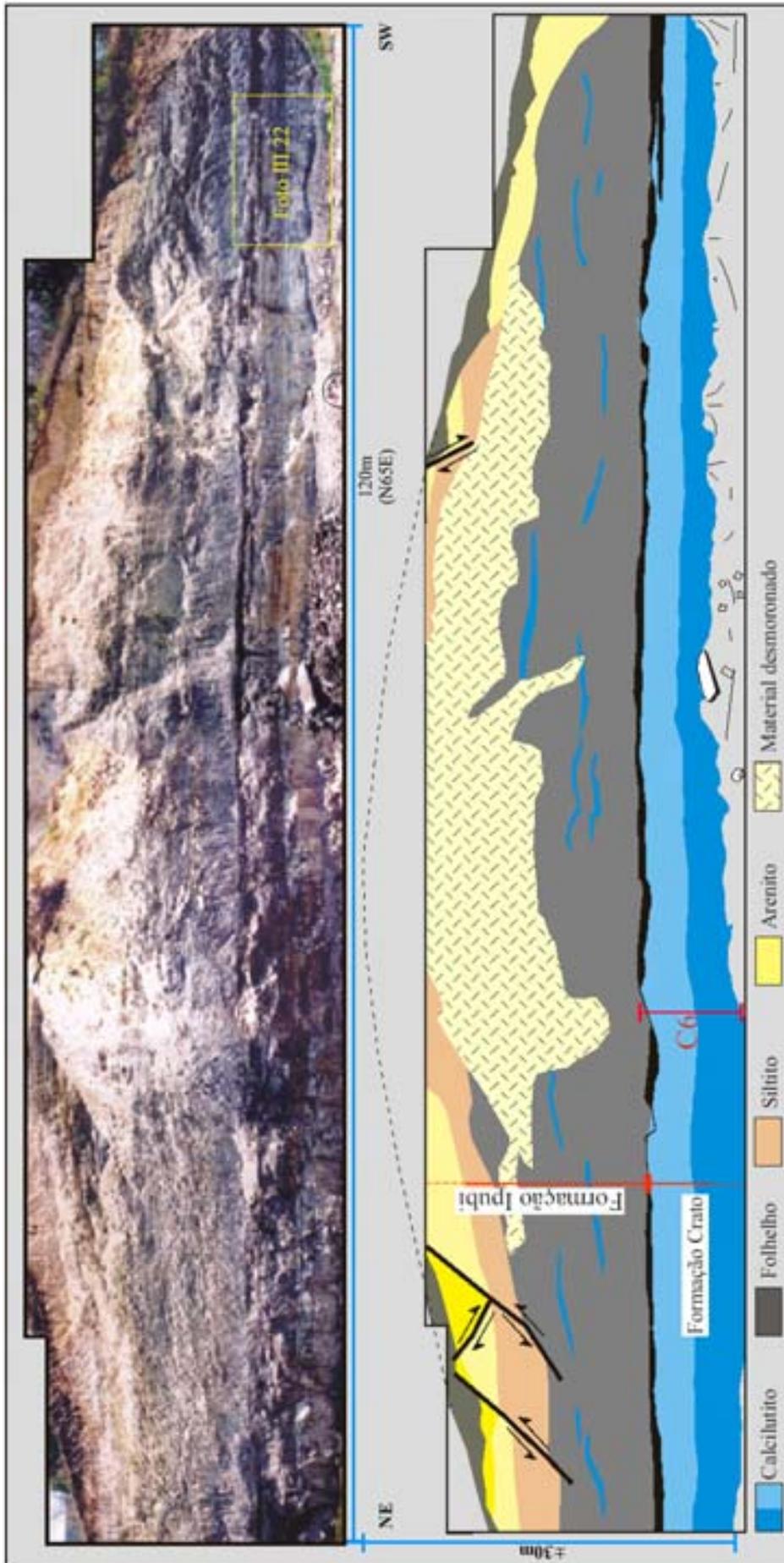


Figura III.10 - A - Fotomontagem parcial do Afloramento 4 (Mina Santa Rita, Barbalha). Na Base aparece a unidade carbonática C6 da Formação Crato, e no topo ocorre a Formação Ipubi. B - Desenho esquemático interpretativo das fácies identificadas em A. O retângulo em A mostra a posição da Foto III.22.

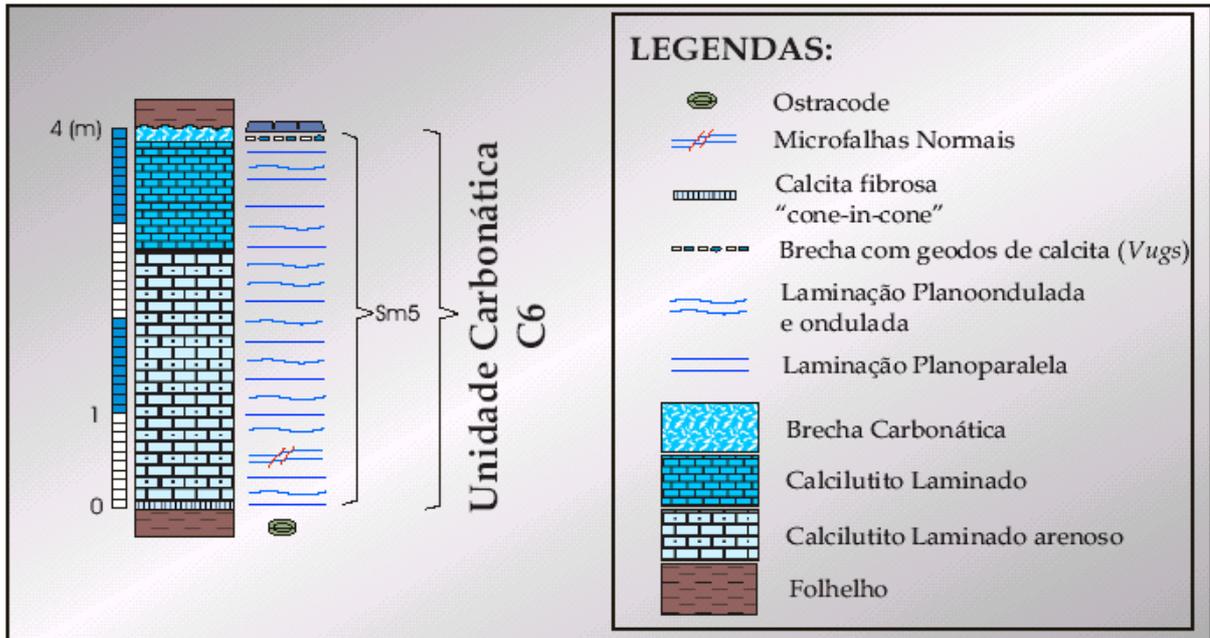


Figura III.11 - Desenho esquemático ilustrando as *subfácies* que ocorrem na unidade carbonática C6 no afloramento 4. No topo ocorre um nível com laminações deformadas, formando brechas carbonáticas. Neste mesmo nível ocorrem geodos (*vugs*) de calcita.

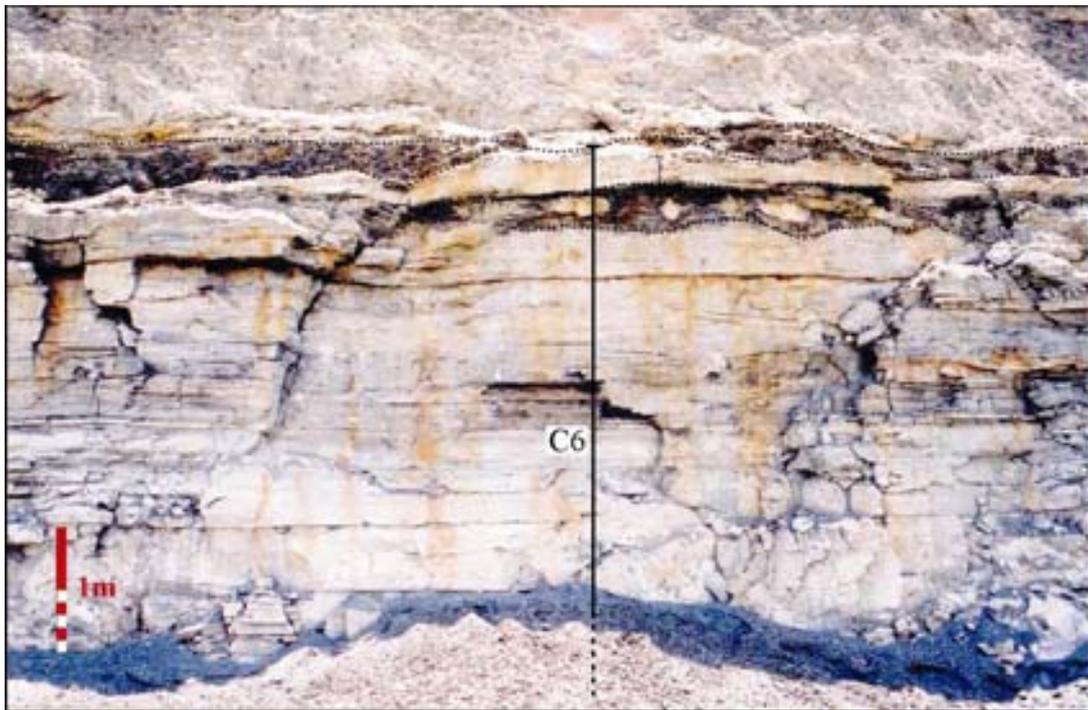


Foto III.22 – Unidade Carbonática C6 no afloramento 4. No topo ocorre um horizonte ondulado, com lâminas deformadas, com brechas carbonáticas e geodos de calcita (*vugs*), marcando uma superfície de exposição subaérea.



Foto III.23 – Calcilutito arenoso, com lâminas centimétricas de cor bege e cinza escuro. Estas lâminas estão cortadas por falhas normais. Base da unidade carbonática C6. O retângulo posiciona a Foto III.24.

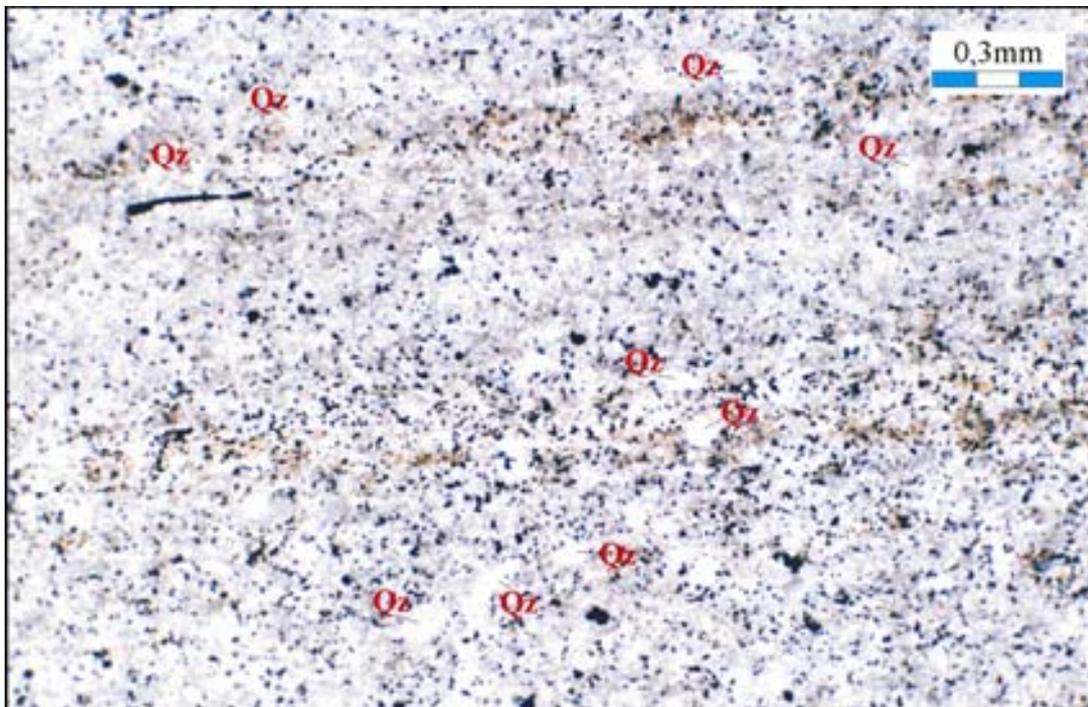


Foto III.24 – Fotomicrografia de uma lâmina bege da litofácies de calcilutito laminado arenoso. A amostra da qual foi feita esta lâmina delgada está ilustrada na Foto III.23. Qz= quartzo. Aumento 4x, LPNA.

Na base foram identificadas lentes descontínuas de calcita fibrosa com estrutura cone-in-cone, e espessuras variando de 2 a 3cm. Aparecem também microfalhas normais escalonadas. (Foto III.23).

Na parte superior ocorre um calcilitito também com a *subfácies* Sm5, com lâminas plano-onduladas e onduladas com composição semelhante a do nível inferior. Não foi notada a presença de quartzo nesta parte do nível C6.

O contato com a Formação Ipubi é marcado por uma superfície ondulada (Foto III.22) que separa os calcários da Formação Crato dos Folhelhos negros e cinzas da Formação Ipubi. Como já foi dito, esta superfície apresenta laminações deformadas, com brechações, geodos de calcitas (porosidade vugular), com características de paleosolos carbonáticos (caliches) formados em condições de exposição subaérea (Fotos III.25 e III.26). Às vezes, a calcita pode ter sido substituída por sílica (*chert*) durante a diagênese. Esta superfície marca, como já foi dito e demonstrado por Silva *et al.* (2003b), uma superfície de discordância regional, que sinaliza para um limite de seqüências entre as formações Crato e Ipubi, dentro do conceito de estratigrafia de seqüências. Estas idéias serão mais bem explicitadas na parte que trata da estratigrafia de seqüências no sistema lacustre Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe (seção III.1.2.c).



Foto III.25 – Brecha carbonática que aparece no topo da unidade carbonática C6, associada a laminações deformadas e geodos de calcita, marcando uma superfície regional de exposição subaérea. Este material pode representar um paleosolo carbonático (caliche), porém pode apresentar-se substituído por sílica (*chert*).



Foto III.26 – Cristais de calcita com até 1mm de comprimento em seu eixo maior, crescidos em um geodo localizado no contato entre as formações Crato e Ipubi, no nível de laminação deformada que marca uma superfície de exposição subaérea. Aumento 4x, LPA.

A Formação Ipubi, no Afloramento 3, é formada, na base, próximo ao contato com a unidade carbonática C6, por uma seqüência folhelhos, de cor negra a cinza escura, intercalados com lentes delgadas de calcilutitos maciços (Figura III.10). As lentes de calcilutitos são descontínuas e apresentam-se deformadas, formando dobras suaves com eixo caindo para SW e NE (Figura III.10) . No topo a seqüência passa a ser silto-arenosa, onde ocorrem falhas normais com rejeito na escala de metros (Figura III.10). Segundo informação verbal do engenheiro de minas Ivan Bezerra, da IBACIP, alguns furos foram realizados pela fábrica numa área acima do Afloramento 4, e testemunharam um nível de gesso, que é a litologia típica desta unidade geológica.

III.1.2 – Interpretação Paleoambiental dos Afloramentos Estudados

Neste sub-tópico serão feitas as interpretações paleoambientais que os dados apresentados anteriormente permitiram que se fizesse. Primeiro, será brevemente analisada a diagênese das unidades carbonáticas. Depois será feita a modelagem de *fácies* de acordo com o proposto por Platt & Wright (1991) e Tucker & Wright (1990), e apresentado anteriormente no item II.3.1.

Posteriormente será feita uma análise do sistema lacustre Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe com vistas aos atuais conceitos da estratigrafia de seqüências.

III.1.2.a- Diagênese nas Unidades Carbonáticas

Os processos diagenéticos que atuaram nas unidades carbonáticas da Formação Crato que foram estudadas nesta pesquisa, ocorreram em diferentes momentos da sua evolução geológica. Estes processos, segundo Choquette & Pray (1970) podem ser agrupados em estágios diagenéticos, que foram chamados por eles de Pré-deposicional, Deposicional e Pós-deposicional. Estes estágios são divididos de acordo com a porosidade da rocha. Os dois primeiros estágios acontecem em períodos de tempo relativamente mais curtos que o terceiro, podendo ser agrupados em um único estágio. Nas rochas carbonáticas do sistema lacustre constituído pela Formação Crato da Bacia do Araripe, os dois primeiros estágios foram agrupados em um, ficando separado o terceiro estágio, da seguinte maneira.

Estágio Pré-deposicional e Deposicional: Nestes estágios ocorrem a formação dos sedimentos carbonáticos e a sua deposição no ponto final antes do soterramento. Segundo Neumann (1999), a origem da matriz micrítica que constitui as unidades carbonáticas da Formação Crato são algas, cianobactérias, fitoplânctons e microcalcisferas, que apresentam inicialmente uma composição calcítica com baixo teor de magnésio.

A configuração laminada bem preservada dos sedimentos pode ter sido reforçada pela compactação mecânica que estas rochas sofreram. Porém, a alternância entre lâminas bege e marrom, ocorrentes nas *subfácies* Sm2, Sm4 e Sm5, podem ser resultantes da deposição sazonal (“várvida”) de elementos verão/inverno. Durante os períodos mais quentes (verão) se depositariam as lâminas de cor bege, compostas essencialmente por calcita micrítica e nos períodos mais frios (inverno) se depositariam as lâminas marrons ou cinzas, com pirita framboidal, indicativa de sulfato redução. A sulfato redução ocorre em lagos com fundos anóxicos. A anoxia ocorre mais comumente em lagos que apresentam fundos frios e densos. Em momentos de maior progradação dos sistemas marginais em direção ao lago, o par laminado formado no interior lacustre seria o ritmo argila-carbonato (Sm1).

Na deposição do material carbonático, a laminação precocemente formada pode ser deformada por pseudomorfos de sal e concreções carbonáticas (Foto III.14). Os pseudomorfos de sal devem ter se formado antes da litificação da rocha, num momento de máxima concentração salina nos interstícios da rocha, próximo a interface água-sedimento. Quando a

concentração era menor, e a quantidade de íons carbonatos dominava, formavam-se as concreções carbonáticas.

Estágio Pós-deposicional: Neste estágio os sedimentos já estão depositados e prontos para serem transformados em rocha. Os processos que irão atuar de agora em diante são a cimentação e a compactação, que reduzem a porosidade original, e posteriormente a dissolução, que aumenta a porosidade. Neumann (1999) cita ainda um processo de dolomitização pouco expressivo neste estágio. Pequenas quantidades de cimento esparítico aparecem preenchendo a porosidade vugular (Foto III.18) e o interior de ostracodes inteiros, demonstrando que o processo de cimentação foi pouco atuante nos carbonatos. A compactação atuou mais intensamente o que resultou em bioclastos (principalmente ostracodes), desarticulados e fragmentados, que ocorrem na *subfácies* Sm6. A manutenção da laminação, como já foi dito acima, também é um bom indicativo de compactação. A dissolução parece ter atuado em duas fases bem distintas e separadas por intervalos de tempos bastante consideráveis: a) num primeiro momento, antes da deposição da Formação Ipubi, a dissolução parece ter atuado na formação de porosidade vugular no topo da unidade carbonática C6. Este nível, como já foi dito anteriormente, apresenta características que indicam exposição subaérea, como laminações deformadas, brechas e geodos de calcitas (porosidade vugular). Os geodos de calcita devem ter se formado inicialmente pela dissolução, em profundidades superficiais, dos carbonatos expostos aos agentes intempéricos (sol, água meteórica, etc.). posteriormente, dentro destes *vugs* teriam crescidos os cristais de calcita apresentados na Foto III.26; b) a dissolução voltou a atuar nos carbonatos da Formação Crato quando ocorreu a exumação das rochas da fase Pós-rifte da bacia, que expôs novamente as rochas as condições atmosféricas. Nesta fase são descritos os processos de dissolução que formaram geodos de calcita, como o da Foto III.15, que estão distribuídos de forma errática em todos os níveis carbonáticos. Depois deste processo de soerguimento, ocorreram também os processos de oxidação, com a formação de óxido de ferro a partir das piritas. Neumann (1999) descreve ainda a dedolomitização dos cristais de dolomita formados anteriormente por recristalização. Nas pedreiras dos Afloramentos 1 e 2 podem ser notadas capas de calcita recristalizada nas frentes de lavra abandonadas, e ainda preenchendo fraturas de abertura centimétrica, relacionadas as fases mais recentes de diagênese. Nos níveis mais superiores dos afloramentos 1 e 2 ocorrem ainda processos pedogenéticos que alteram para argila os carbonatos da Formação Crato.

III.1.2.b - Modelo de *Fácies* Lacustre da Formação Crato.

Os modelos de *fácies* para lagos carbonáticos sugeridos por Platt & Wright (1991) e Tucker & Wright (1990) são úteis para o entendimento da morfologia lacustre, da energia atuante. Baseados em exemplos modernos e antigos, estes autores sugeriram então quatro modelos de *fácies* para carbonatos lacustres, conforme mostrado no item II.3.1., de acordo com a morfologia das margens lacustres (Figura III.12).

Na Figura III.12 estão colocadas lado a lado os quatro modelos de *fácies* de Platt & Wright (1991) e Tucker & Wright (1990) e a seqüência idealizada de *fácies* do sistema lacustre carbonático proposta por Neumann (1999) adaptada neste trabalho.

Como pode ser visto, a sucessão de *fácies* ideal da seqüência lacustre Aptiana-Albiana da Bacia do Araripe, constituída pela Formação Crato, é composta por uma repetição cíclica, às vezes não completa, de arenitos finos a médios de origem flúvio-deltaica, com rochas siltico-argilosas a margosas das margens lacustres, que passam para rochas carbonáticas formadas numa posição interna do sistema lacustre (Figura III.12.A).

Esta ciclicidade pode ser claramente notada no Afloramento 3 (Figuras III.4, III.5 e III.6), onde as unidades carbonáticas C3 a C6 se intercalam com sedimentos que variam entre termos lacustres mais internos (carbonatos) até os mais externos (arenitos).

Esta repetição de *fácies* lacustre pode ser também observada nos perfis dos furos de sondagens apresentados na parte de estratigrafia de seqüências (Figuras III.14 e III.15), obtidos por Scheid *et al.* (1978), principalmente no IPS-11-CE e no IPS-12-CE.

Para dar mais clareza e confiança a este fato, foi realizado um perfil estratigráfico no riacho que passa a poucos metros da frente de lavra principal do Afloramento 4 (Mina Santa Rita, Barbalha), que desce a encosta da Chapada do Araripe. O resultado obtido, apresentado na figura III.13, mostra mais uma vez a ciclicidade citada anteriormente, sendo que somado ao nível carbonático C6, que ocorre no Afloramento 4 (Mina Santa Rita), foram identificados outros cinco níveis carbonáticos, situados abaixo deste, sempre separados por litofácies areno-argilosas.

Segundo Platt & Wright (1991) e Tucker & Wright (1990), os lagos com margens de gradientes suaves são comumente rasos e as *fácies* marginais lacustres podem ser extensas, além de que pequenas flutuações do nível da água do lago pode causar a exposição de grandes áreas. Como pode ser notado na descrição dos afloramentos estudados nesta pesquisa e no perfil do riacho da Mina Santa Rita (Figura III.13), a espessura das *fácies* internas lacustres é menor do que o somatório das *fácies* marginais e das *fácies* flúvio-

deltaicas. Este dado serve para mostrar a dominância das áreas marginais e litorâneas sobre a bacia do Lago Araripe. Esta informação também é reforçada pela inexistência de *fácies* abissais, como turbiditos ou outros depósitos de fluxos gravitacionais.

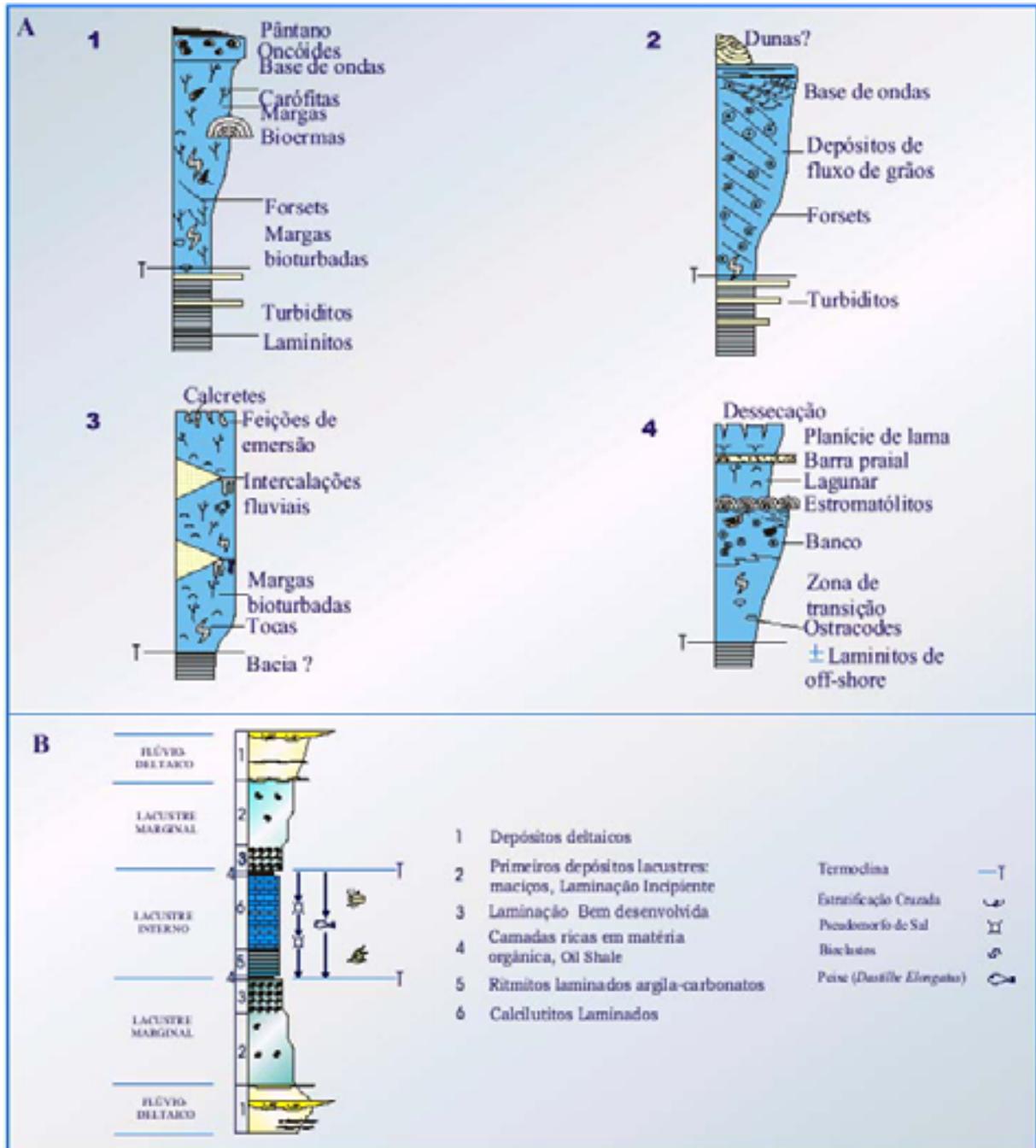


Figura III.12- A – Modelos de *fácies* carbonáticas lacustres propostos por Platt & Wright (1991). 1 - Margens tipo banco de baixa energia; 2 – margens tipo banco de alta energia; 3 – margens tipo rampa de baixa energia; e 4 – margens tipo rampa de alta energia. B – Sucessão vertical de *fácies* idealizada para a Formação Crato (adaptada de Neumann, 1999). O modelo de *fácies* em que melhor se enquadra a Formação Crato é o do tipo rampa de baixa energia.

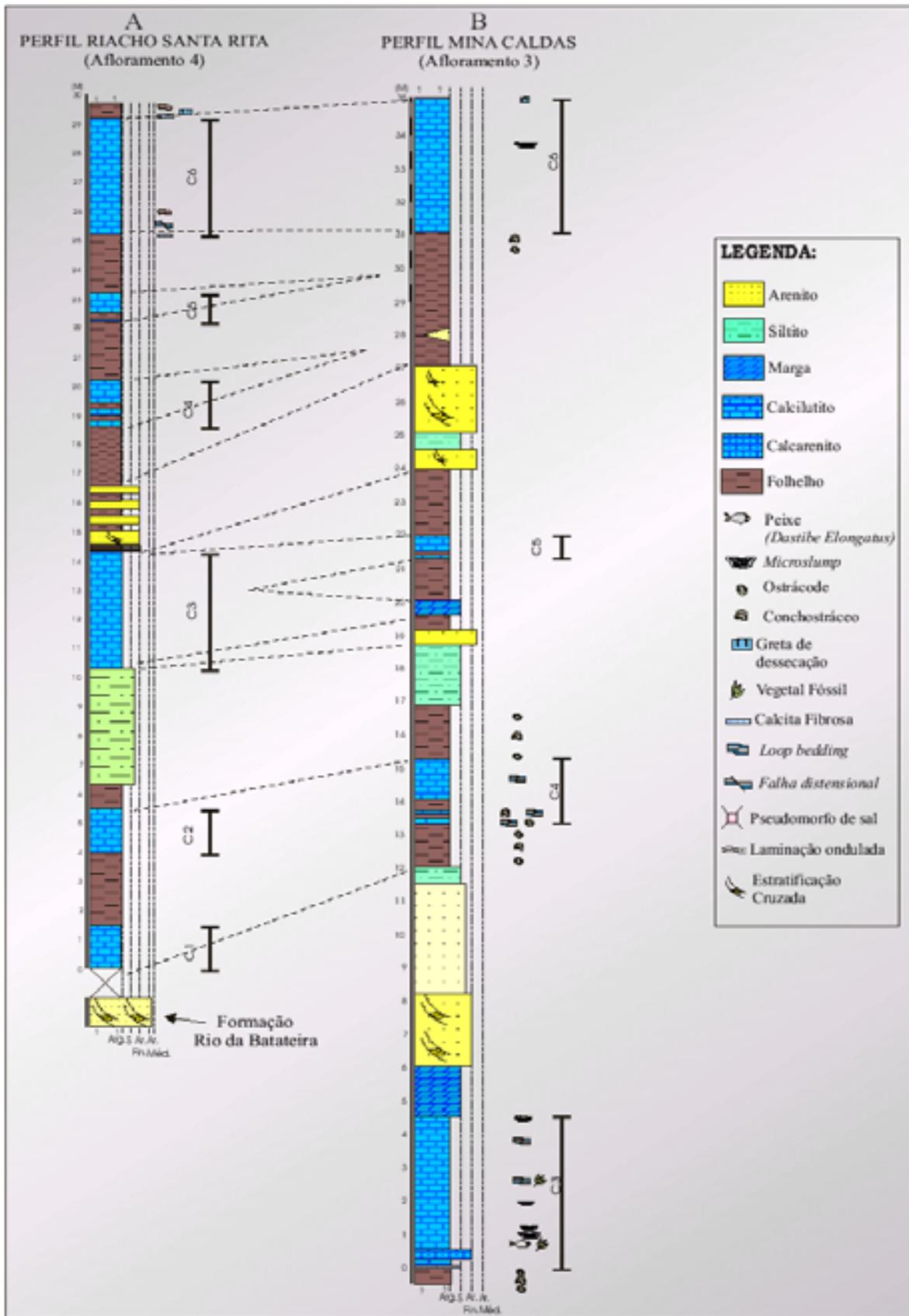


Figura III.13 - A – Perfil litofaciológico simplificado obtido no riacho que passa ao lado do Afloramento 4. B – Perfil obtido no Afloramento 3. Foi feita uma tentativa de correlação entre os dois perfis. Observe a ciclicidade de *fácies* carbonáticas e siliciclásticas.

Ainda segundo Platt & Wrigth (1991) e Tucker & Wright (1990), pequenas quantidades de evaporitos e intercalações de depósitos aluviais finos podem ser comuns em lagos com baixo gradiente e baixa energia. Na Formação Crato não ocorrem evaporitos, mas a existência de pseudomorfos de sal indica uma salinidade razoável durante o estágio deposicional diagenético. Já os depósitos aluviais são relativamente comuns se associarmos estes aos depósitos deltaicos.

Segundo os modelos propostos pelos autores citados acima, no topo das seqüências regressivas comumente ocorrem evidências de exposição subaérea produzida pela emergência dos depósitos lacustres durante tratos de lago baixo, e a pedogênese pode ser evidenciada por texturas tipo calcretes, brechações, e por “pseudocarstes” (pequenas cavidades irregulares e preenchimentos, produzidos pela bioturbação por plantas e ainda por dissolução). Não foram evidenciadas feições de exposição em todas seqüências regressivas do sistema lacustre da Aptiano-Albiano da bacia do Araripe, com exceção do topo do último nível carbonático (C6), onde estas estruturas foram identificadas regionalmente.

Assim, de acordo com exposto neste item, o sistema lacustre carbonático da Bacia do Araripe se encaixa melhor no modelo de *fácies* com margem do tipo rampa, com baixo gradiente e baixa energia (modelo 3 na Figura III.13).

III.1.2.c – Formação Crato e Estratigrafia de Seqüências

A estratigrafia de seqüências é uma ferramenta nova que vem revolucionando o estudo das bacias sedimentares no contexto nacional e mundial, em especial aquelas desenvolvidas nas margens continentais passivas. Foi neste tipo de bacia que surgiram os primeiros conceitos deste ramo da estratigrafia.

Apesar disso, a aplicação desta ferramenta ainda está sendo expandida, por diferentes autores, para situações deposicionais que não aquelas ocorrentes nas bacias marginais. Estudos voltados para a aplicação da estratigrafia de seqüências em diferentes bacias sedimentares, formadas em condições tectônicas distintas, vêm sendo realizados constantemente.

A aplicação da estratigrafia de seqüências em lagos ainda não é muito utilizada e poucos modelos de tratos de sistemas lacustres podem ser encontrados na literatura. Dentre os exemplos de aplicação de estratigrafia de seqüências nestes tipos de depósitos destacam-se os modelos genéricos de tratos de sistemas lacustres propostos por Scholz *et al.* (1990) e Scholz

& Rosendahl (1991) (Veja item II.3.2). Neste item será feita uma tentativa de se enquadrar as rochas da Formação Crato de acordo com estes modelos.

Para auxiliar nesta parte do trabalho, além do estudo dos afloramentos apresentados anteriormente, foram utilizados os perfis de raios gama dos furos do Projeto Santana do CPRM/DNPM (Scheid *et al.*, 1978), localizados na Figura III.14 e dispostos no perfil mostrado na Figura III.15. Estes furos foram utilizados com os mesmos objetivos por Silva *et al.*, (2003b), que realizaram um breve estudo sobre o tema estratigrafia de seqüências nas rochas do sistema lacustre Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe, utilizando-se da estratigrafia de seqüências. Estes autores definiram que os sedimentos da fase Pós-rifte da Bacia do Araripe, entre os quais a Formação Crato, compreendem duas seqüências, que foram chamadas de SQ1 e SQ2. A seqüência SQ1 compreende o intervalo entre a Formação Rio da Batateira e o topo da Formação Crato. A segunda corresponde à Formação Ipubi, sendo que no trabalho não foi identificada sua continuidade com a Formação Romualdo, acima. Um limite de seqüência (LS na Figura III.15) separa as duas seqüências. Esta superfície é marcada por uma discordância de âmbito regional, que ocorre no topo da unidade carbonática C6 e descrita nos afloramentos 3 e 4, às vezes com características erosivas, apresentando desenvolvimento de brechações e talvez peleolosos.

De acordo com Neumann & Cabrera (1999) a Formação Rio da Batateira corresponde a depósitos fluviais que passam tanto verticalmente como lateralmente para sistemas deltaicos. Scholz *et al.*, (1990) mostram que para os lagos do Sistema de Riftes do Leste Africano, os sistemas deltaicos de nível de lago baixo (deltas de *lowstand*) são os que têm maior potencial de preservação, o que nos leva a crer que os sedimentos da Formação Rio da Batateira, principalmente os da porção superior, de origem deltaica, fazem parte de um trato de sistema de lago baixo (Lowstand – LST1 na Figura III.15).

Segundo Neumann *et al.*, (2002) e Silva *et al.*, (2002) e de acordo com o que foi mostrado neste trabalho, as unidades carbonáticas C1 a C6 são separadas entre si, tanto lateralmente como verticalmente, por margas, folhelhos, siltitos e arenitos de origem lacustre marginal e deltaico-lacustre, relacionados à Formação Rio da Batateira (Figura III.15).

Neumann (1999) e Neumann *et al.* (2002) mostram que as unidades carbonáticas da Formação Crato representam períodos de expansão do lago “Araripe”, sendo que o nível C6 é aquele com maior extensão lateral e vertical na bacia. Esta expansão lacustre teria acontecido em pulsos, ciclicamente controlados pelo clima, em especial pela pluviosidade.

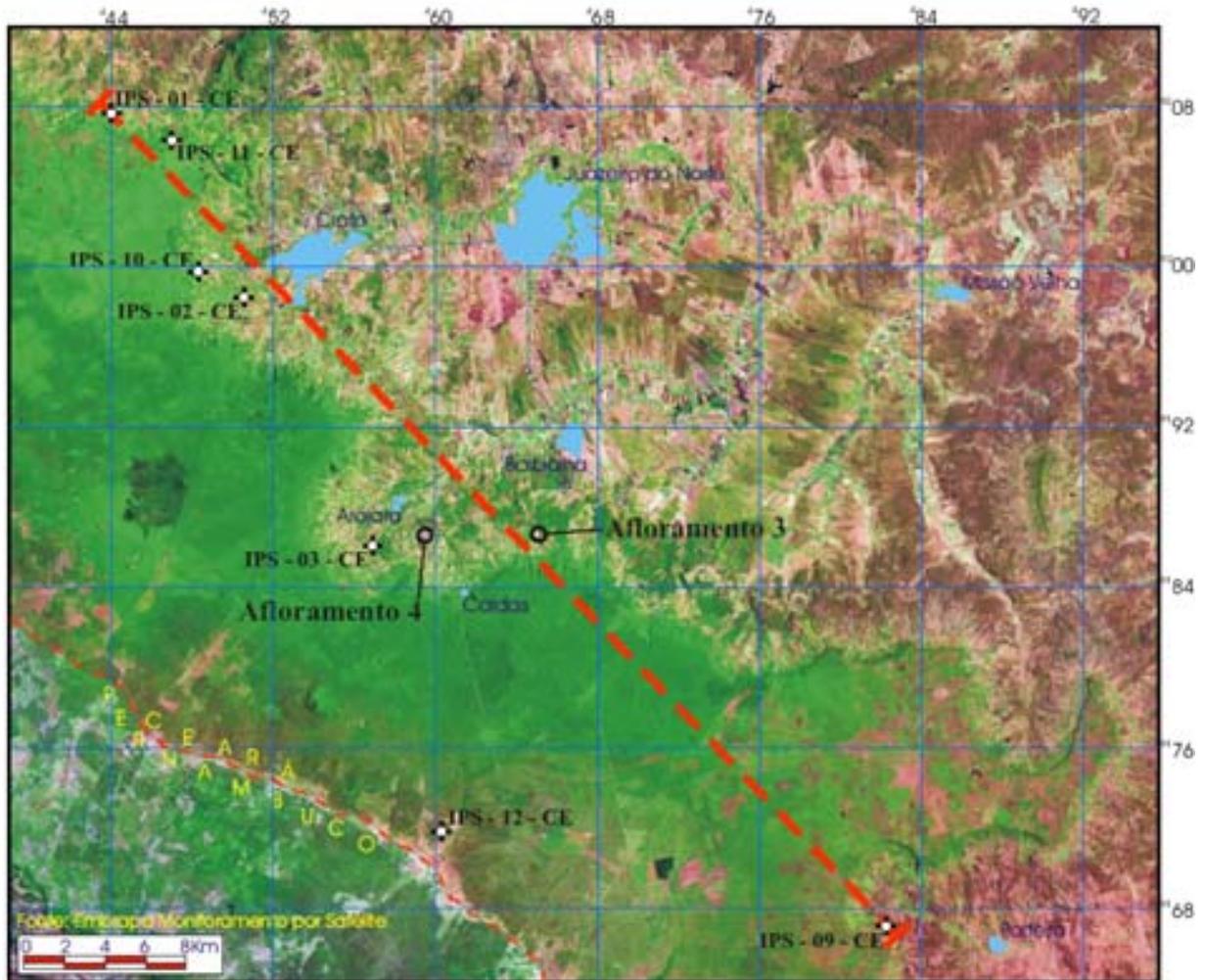


Figura III.14 – Imagem de satélite localizando os furos e afloramentos utilizados para a confecção do perfil mostrado na Figura III.15. (Fonte: Embrapa Monitoramento por Satélite)

A morfologia do lago Araripe é caracterizada, como foi mostrada anteriormente, por uma margem do tipo rampa, com baixa energia e pequena profundidade. Estas características morfológicas fazem com que as variações no nível do lago sejam importantes para expor ou inundar grandes áreas marginais.

A deposição das unidades carbonáticas pode ser representada por ciclos individuais de subida e descida do nível do lago, influenciados principalmente pelo clima (Figura III.16). O principal elemento do clima a influir na variação do nível lacustre e na deposição carbonática, principalmente se o lago for um sistema fechado (sem *outlet*), é a pluviosidade, já que esta permite uma maior ou menor entrada de sedimentos clásticos no lago. Como se sabe a deposição carbonática pode ser anulada pela presença de clásticos.

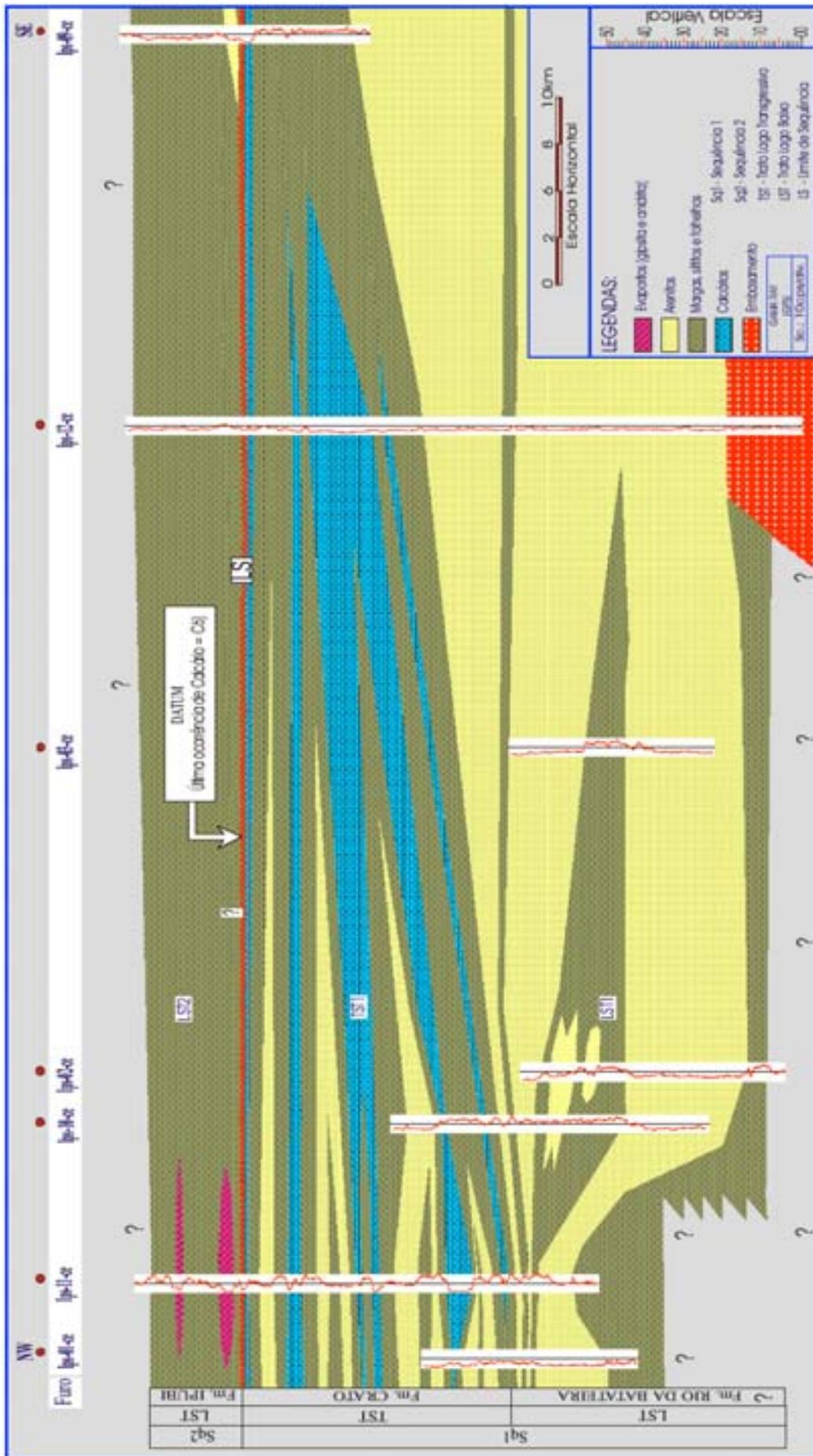


Figura III.15 - Perfil litostratigráfico modificado de Silva *et al.* (2003b). Os furos foram realizados para o Projeto Santana do CPRM/DNPM (Scheid *et al.*, 1978). No perfil foram analisadas as unidades da fase Pós-Rifte da Bacia do Araripe (com exceção das Formações Romualdo, Arajara e Exu), para as quais foram definidas duas seqüências de ordem de tempo maior.

Assim, em momentos de maior quantidade de chuvas, o nível do lago se elevaria, até um máximo (1 na Figura III.16). Durante esta fase chuvosa inicial, a entrada de material clástico nas margens do lago anulava ou tornava pequena a deposição carbonática, devido a turbidez elevada da água. Quando da diminuição das chuvas e estabilização do nível do lago em um patamar mais elevado, as águas tornam-se menos turvas (principalmente no centro do lago), permitindo um momento de crescente taxa de deposição carbonática. Nas margens lacustres se desenvolveriam depósitos flúvio-deltaicos de expressão limitada, devido a entrada de pouca água no sistema.

Devido a baixa taxa pluviométrica, o nível do lago começa a se rebaixar (2 na Figura III.16). Os depósitos deltaicos formados no momento anterior são erodidos e resedimentados para o interior lacustre. Com o rebaixamento constante do nível do lago, a progradação dos deltas de *Lowstands*, como os previstos por Scholz *et al.* (1990) e Scholz & Rosendahl (1991), é cada vez maior, alcançando as áreas mais centrais do lago, podendo recobrir as *fácies* carbonáticas depositadas anteriormente. Este é o momento em que o lago alcança o seu patamar mais baixo (3 na Figura III.16).

Com o retorno e aumento contínuo das taxas de pluviosidade o nível lacustre volta a subir, fazendo com que os sistemas costeiros marginais retrogradem em direção ao continente (4 na Figura III.16). Neste mesmo momento é reiniciada a deposição carbonática no centro lago, em baixas taxas de sedimentação, porém crescente, podendo estar associada a sedimentos argilosos (margas) devido a influência terrígena. Com o aumento contínuo da pluviosidade e conseqüentemente do nível lacustre, situações diferentes ocorrem no centro e nas margens lacustres. No centro, a turbidez diminui continuamente, devido a retirada dos sistemas deltaicos, tornando as taxas de deposição carbonática cada vez maior. Nas margens, ocorre a deposição dos sistemas deltaicos, porém com retrogradação devido ao recuo da linha de costa (5 na Figura III.16). O ciclo se fecha quando a pluviosidade volta a diminuir, provocando a estabilização do nível lacustre em um patamar elevado, a diminuição da turbidez nas zonas centrais e marginais do lago, e o avanço em direção as margens de uma nova unidade carbonática, por sobre os sedimentos finos (geralmente folhelhos) depositados anteriormente (6 na Figura III.16).

Desta forma, cada unidade carbonática representa, então um ciclo de ordem de tempo menor, depositadas principalmente com o nível do lago elevado. As rochas siliciclásticas intercaladas representam fases de nível mais baixo (deltas de *Lowstands*), variando de marga até arenito o ciclo regressivo completo, de rebaixamento do nível do lago (seqüência regressiva).

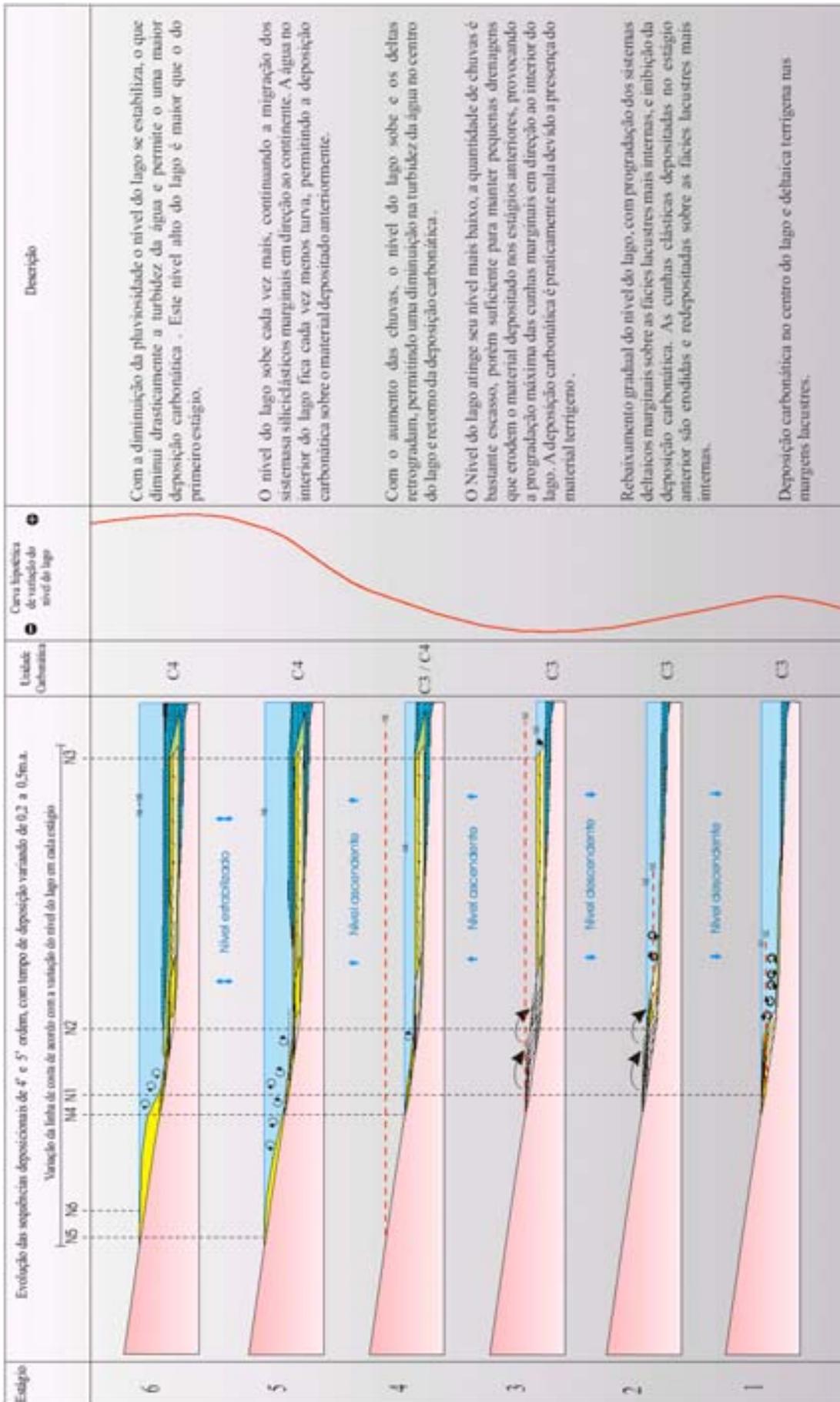


Figura III.16 - Esquema evoluiu ilustrando as mudanças de *fácies* no sistema lacustre carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe, de acordo com a variação do nível do lago. As unidades carbonáticas tem seu maior desenvolvimento durante os estágios de nível alto do lago (*Highstands*), diferentemente das *fácies* siliciclásticas que tem maior chance de preservação durante os momentos de nível baixo (*Lowstands*).

O conjunto formado por todas as unidades carbonáticas (C1 a C6) mostram níveis lacustres cada vez mais elevados. Por exemplo, a unidade carbonática C1 ocorre em uma área mais restrita que a unidade seguinte C2, mostrando uma expansão lacustre entre uma unidade e outra. Este mesmo fato acontece com as outras unidades, sendo que o nível C6 é o que mostra o maior alcance das *fácies* carbonáticas centrais do lago, ocorrendo por toda a área da bacia.

As rochas da Formação Crato representam então um trato de sistema transgressivo (TST1 na Figura III.17), enquadrado dentro de uma seqüência de ordem de tempo maior (SQ1), e as unidades carbonáticas (C1 a C6) representam seis tratos de sistemas de lago alto, dentro de seqüências de ordem de tempo menor. Neumann (1999), baseado em dados de Ponte (1992) e Ponte & Ponte Filho (1996), sugeriu a duração dos pulsos de expansão-retração carbonática em 1 a 3m.a. para o pulso maior, correspondente ao trato transgressivo TST1, e em 0,5 a 0,2m.a. , para os pulsos menores, representados pelas seqüências regressivas que englobam as unidades carbonáticas C1 a C6. Para os lagos atuais do sistema de riftes do leste africano, Scholz & Rosendahl (1991) mostram que a frequência e a amplitude da variação do nível dos lagos são muito maiores que as variações do nível de base marinho nas bacias de margens passivas, já que estes são muito mais susceptíveis as variações climáticas e tectônicas. Assim, preferiu-se neste trabalho não definir a ordem da variação cíclica do nível dos lagos de acordo com os chamados ciclos de Vail (Vail *et al.*, 1991), propostos para as variações cíclicas das bacias desenvolvidas em margens passivas.

O trato de sistema de lago alto (HST) da seqüência SQ1 provavelmente teve seus sedimentos retrabalhados, já que não foi possível o identificar. Segundo Scholz *et al.*, (1990) as *fácies* desenvolvidas durante os períodos de nível do lago alto, em especial os costeiros, tem menos chances de se preservarem, devido aos processos erosivos desenvolvidos nos estágios de lago baixo.

O contato entre as formações Crato e Ipubi é marcado por uma discordância regional, que foi previamente reconhecida (Neumann *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2003b) e que marca o limite de seqüências (LS na Figura III.15) entre SQ1 e SQ2. Assim, a Formação Ipubi mostra claramente que foi depositada em condições de nível de lago baixo extremo, assim como Scholz *et al.*, (1990) descrevem para os lagos do SRLA, com *fácies* evaporíticas (gipsita/anidrita) associadas a sedimentos lutáceos e secundariamente arenáceos.

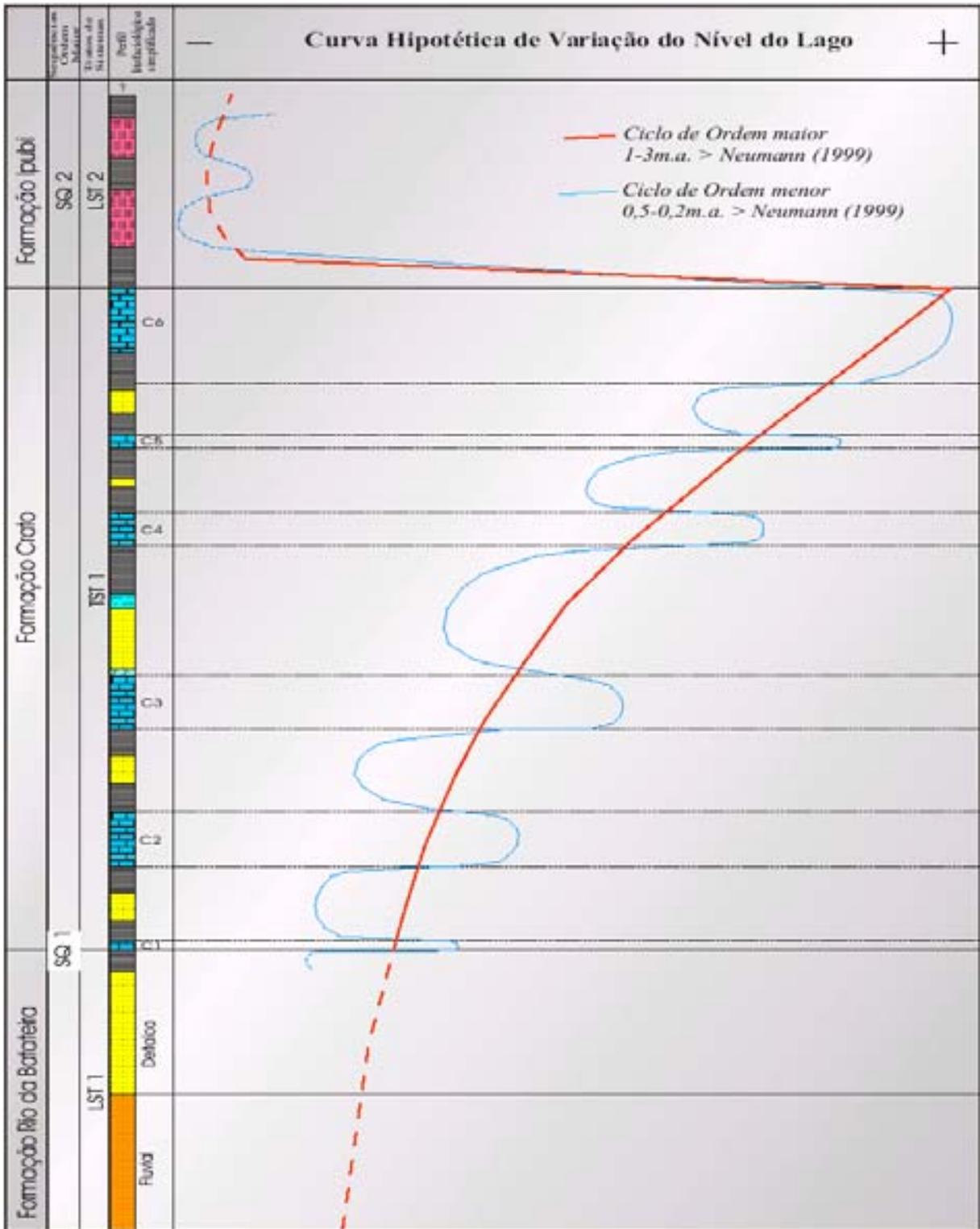


Figura III.17 – Desenho esquemático ilustrando a variação hipotética do nível de base do sistema lacustre Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe. A curva vermelha e mais espessa representa o ciclo transgressivo de ordem de tempo maior, no qual se situa toda a Formação Crato. A linha azul e menos espessa ilustra as variações de ordem de tempo menor (maior frequência), nos quais se enquadram as unidades carbonáticas (C1 a C6) da Formação Crato.

III.2 – DEFORMAÇÃO NAS UNIDADES CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO CRATO

O estudo da deformação neste trabalho foi feito com o objetivo de reconhecer, descrever e interpretar os eventos deformacionais que atuaram nas rochas da Formação Crato. As medidas estruturais estão apresentadas todas em notação do tipo Clar. Neste tipo de notação o número anterior a barra é o azimute da direção do mergulho, que varia de 0 a 359, e o número posterior a barra é o valor do ângulo de mergulho, que vai de 0 a 90. Por exemplo, um plano que mergulha 30° para a direção N45E, aparecerá na forma 45/30.

III.2.1 - Descrição das Estruturas Identificadas

Silva *et al.* (2003a) definiram preliminarmente três padrões principais de estruturas deformacionais nos calcários laminados da Formação Crato, quais sejam microfalhas rúpteis distensionais, microfalhas dúcteis-rúpteis compressionais e fraturas. Neste presente trabalho foram feitos avanços com relação aos dados propostos por Silva *et al.* (2003a), sendo que foram individualizados os eventos deformacionais que afetaram as rochas da Formação Crato e identificadas novas estruturas.

Nesta pesquisa foram identificados três eventos deformacionais nas rochas da Formação Crato, que foram chamados de D1, D2 e D3. O evento D1, de caráter distensional rúptil-dúctil, é sin-deposicional e como resultado gerou pequenas microfalhas normais, *microslumps* e os *loop beddings*, que são observados apenas em alguns níveis pouco espessos dentro das unidades carbonáticas C3, C4 (Afloramento 3, fotos III.13 e III.19), e C6 (afloramentos 1, 2 e 4, fotos III.1, III.3, III.23 e III.27). As microfalhas rúpteis distensionais de Silva *et al.* (2003a) estão agrupadas no grupo de estruturas geradas durante o evento D1.

Nas unidades carbonáticas C3 e C4 do Afloramento 3 (Mina Caldas) foram identificadas principalmente as estruturas de *loop bedding* (Foto III.27) e de *slumps* (Foto III.13), ambas relacionadas ao evento D1. Mais raramente, as estruturas de *looping* aparecem com pescoços cortados por microfalhas normais milimétricas. No nível C6, nos afloramentos 1 (fotos III.1 e III.3) e 4 (Foto III.23) ocorrem microfalhas normais de caráter rúptil-dúctil que são observadas cortando lâminas da parte basal deste pacote, principalmente os ritmitos argila-carbonato, como mostrado na Foto III.1. A Foto III.27 mostra estruturas do tipo *loop bedding*, localizadas na parte média do nível C3 no Afloramento 3.



Foto III.27 – Lâminas milimétricas da unidade carbonática C3 (Afloramento 1) com estrutura do tipo *loop bedding* (contrações nas lâminas), geradas no evento D1.

As microfalhas do evento D1 estão mais bem desenvolvidas no nível C6 do Afloramento 1, e foram identificadas somente na base desta unidade carbonática. Neste afloramento estas estruturas são caracterizadas como falhas normais, às vezes escalonadas (Foto III.1), em escala centimétrica, observadas em alguns níveis pouco espessos dentro das unidades carbonáticas.

Foi observado ainda que as falhas normais geradas em D1 não apresentam apenas caráter rúptil, como proposto anteriormente, mas na maior parte das vezes elas são rúpteis-dúcteis. No trabalho de Silva *et al.* (2003a) foi descrito que estas estruturas não se dispõem em uma atitude preferencial, porém neste trabalho foram feitas novas medidas estruturais que mostraram três domínios principais de distribuição destas falhas (Figura III.18). Apesar de não terem sido feitas centenas de medidas, já que as estruturas não são muito comuns e este estudo não foi estendido a muitos afloramentos, pode-se perceber que existem três domínios principais de disposição das estruturas geradas em D1, um mergulhando para SW, outro para NW e outro, com dados mais dispersos, para ENE-SE.

O evento D2 de caráter compressional, gerou as falhas do tipo dúcteis-rúpteis compressionais, que foram identificadas somente no Afloramento 1, cortando toda a unidade carbonática C6. Foram identificadas por Silva *et al.* (2003a) como falhas compressionais, com deformação plástica. Neste trabalho foi observado que estas falhas cortam toda a unidade C6

da Formação Crato, diferente do que descreveram Silva *et al.* (2003a), que limitavam sua ocorrência apenas a parte média e superior de C6. Não foi identificado se estas falhas cortam as rochas situadas acima do nível C6, pertencentes a Formação Ipubi. Estas falhas são identificadas por planos com inclinação média, por volta de 40°, que apresentam lâminas com terminações com *drag* de falha reverso mostrando uma plasticidade considerável (Foto III.28). Aqui se confirma os dados propostos por Silva *et al.* (2003a) de que estas estruturas estão dispostas em dois sentidos preferenciais, com atitudes médias voltadas para SW e NNE (Figura III.19).

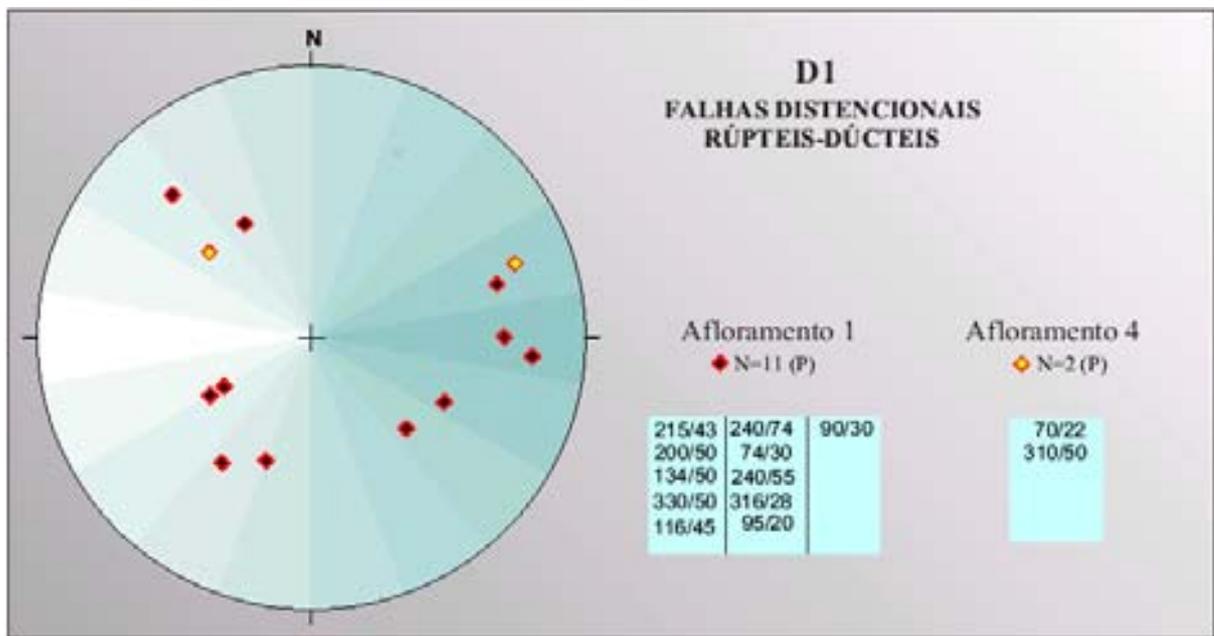


Figura III.18 – Estereograma de pontos das medidas das falhas distensionais rúpteis-dúcteis resultantes do evento D1. Os losangos pretos foram adquiridos no Afloramento 1 e os amarelos no afloramento 4.

O evento D3, semelhante ao primeiro, é caracterizado por uma tectônica distensional que gerou falhas normais com rejeito médio de três centímetros, que cortam todo o nível de calcário C6 (Foto III.29). Estas falhas reativaram as superfícies de descontinuidades previamente geradas no evento D2 (Foto III.29 e III.30). Segundo Passchier & Trouw (1996), muitas zonas de cisalhamento ou de falhas podem ter um longo período de atividade ou podem ser reativadas, o que torna difícil o reconhecimento dos eventos anteriores, devido a sobreposição de estruturas mais jovens. Desta forma, a disposição espacial destas estruturas (Figura III.20) é coincidente com a das falhas reversas geradas em D2.

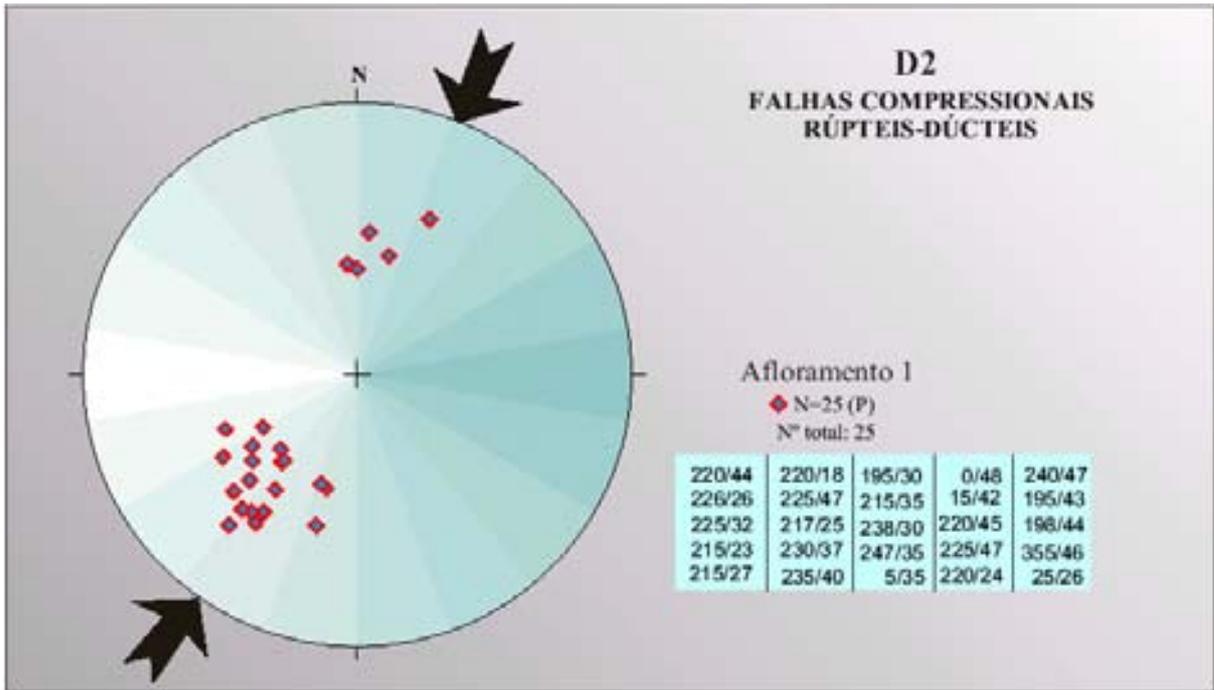


Figura III.19 - Estereograma de pontos das falhas compressoriais geradas no evento D2. As setas mostram o sentido principal dos esforços. Medidas feitas apenas no Afloramento 1.



Foto III.28 – Foto mostrando uma falha de empurrão (compressional) gerado no evento D2. Muitas destas falhas foram reativadas no evento D3 por uma tectônica distensional, como mostrado na Foto III.29.

Foi difícil de se diferenciar as estruturas de D3 daquelas geradas em D1, já que ambas apresentam as mesmas características distensionais. Além disso, na grande maioria das vezes, o plano de falha destas estruturas é o mesmo das falhas reversas geradas em D2, sendo que no campo o que diferencia as falhas normais (D3) das falhas reversas (D2), é o deslocamento normal dos conjuntos de lâminas e o *drag* de falha reverso, que é contrário ao movimento esperado. A Foto III.30 mostra uma falha normal gerada em D3 aproveitando o mesmo plano de falha gerado previamente pelo evento D2, que mostra *drag* reverso.

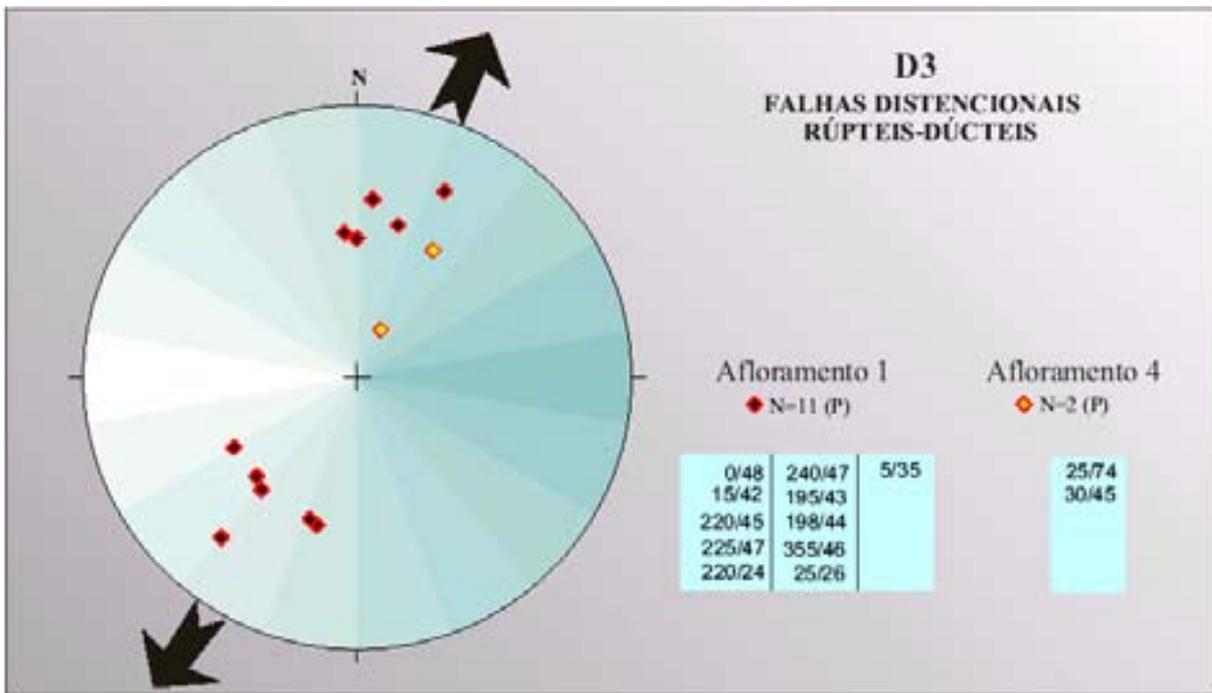


Figura III.20 – Estereograma da falhas normais rúpteis geradas em D3. Note a concordância com o estereograma de D2 (Figura III.19). Estas falhas reativaram as os planos de falha gerados por D2. As setas indicam o sentido de estiramento.

A interação entre as estruturas geradas em D2 (falhas reversas) e em D3 (falhas normais) geraram estruturas muito semelhante àquelas propostas por Grasemann *et al.* (2003) como indicadoras de sentido de cisalhamento em zonas de cisalhamento, e que foram chamadas por eles de estruturas de “*flanking*” (Figura III.21). Nestas estruturas, apesar de ocorrer uma forte deformação cisalhante, podem gerar-se *drags* de falhas opostos aos deslocamentos visualizados entre as camadas marcadoras de movimento (D e F, na Figura III.21). Porém, não se pode definir as estruturas ocorrentes na Formação Crato como estruturas de “*flanking*”, já que estas só ocorrem em zonas com elevadas taxas de deformação.



Foto III.29 – Falha com deslocamento normal gerada no evento D3, porém apresentando *drag* de falha de empurrão gerado no evento anterior D2. Note que estas falhas cortam toda a área da foto, se estendendo por toda a unidade C6.

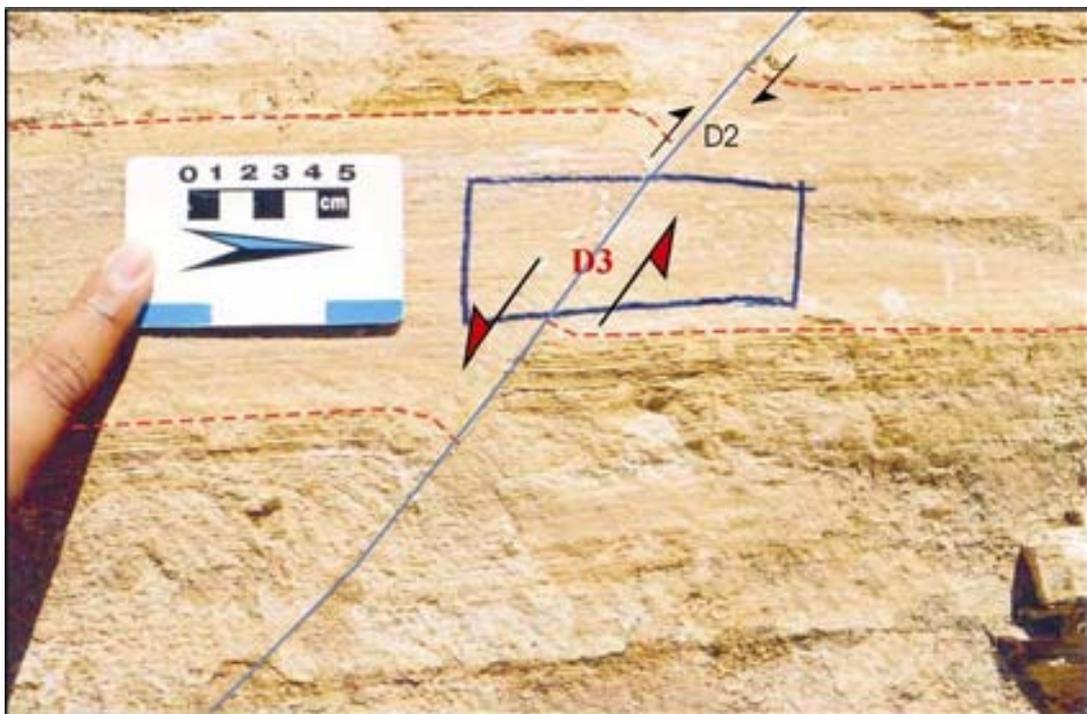


Foto III.30 – Detalhe de uma falha normal (D3) reativando o plano de uma falha de empurrão (note o *drag* de falha reverso - D2).

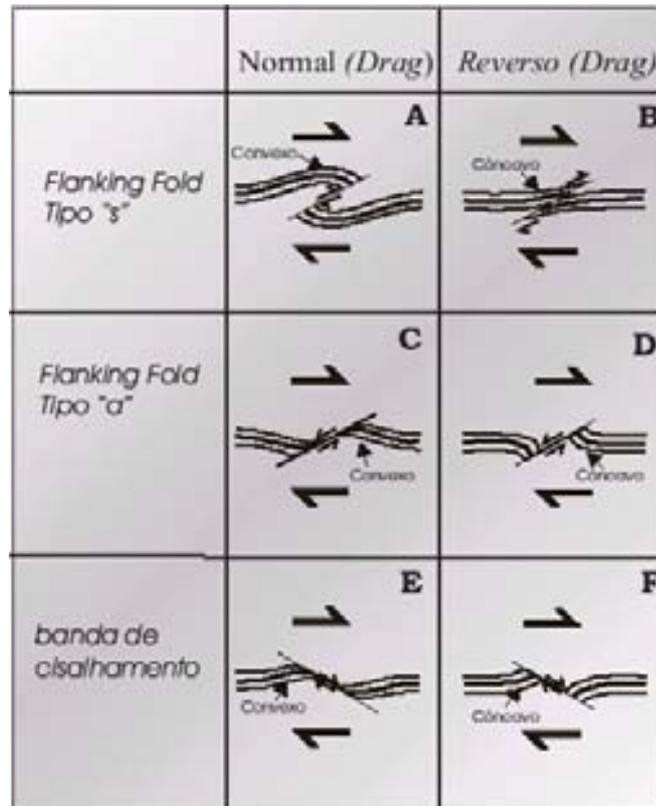


Figura III.21 – Geometria e terminologia das estruturas de “flanking” propostas por Grasemann *et al.* (2003). A relação entre as falhas reversas de D2 e as falhas normais de D3 geram estruturas semelhantes as das letras D e F, ilustradas acima.

Neste trabalho foram identificados dois sistemas de fraturas nas rochas carbonáticas da Formação Crato: abertas e fechadas. As fraturas abertas mostram espaçamentos entre as paredes variando de poucos milímetros até cerca de 15cm. Foram identificadas em todos os afloramentos, com exceção do Afloramento 3, onde prevalecem fraturas fechadas. Estas fraturas podem estar preenchidas por calcita recristalizada, e às vezes por óxido de ferro originado da alteração da pirita framboidal contida nas lâminas escuras dos calcilutitos laminados. Na Figura III.22 estão apresentadas a distribuição espacial das fraturas medidas. Em geral, as fraturas abertas apresentam-se verticalizadas, apresentando uma maior dispersão no Afloramento 4, onde podem mergulhar em ângulos suaves para a direção NE.

As fraturas fechadas são mais comuns do que as abertas. Ocorrem em todos os afloramentos, com exceção do Afloramento 4. Muitas das fraturas abertas evoluem a partir dos processos de dissolução das fraturas fechadas. Na Figura III.22 está apresentada a distribuição espacial das fraturas fechadas, que não é muito diferente das abertas, sendo que apenas apresentam-se mais dispersas, mergulhando fortemente para N, NE ou NW (afloramentos 3 e 1) e ainda para SW (Afloramento 1).

III.2.2 – Significado das Estruturas Reconhecidas

As estruturas descritas anteriormente foram geradas em momentos específicos dentro da história evolutiva do sistema lacustre Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe. A seguir serão feitas algumas considerações sobre o tema.

O evento D1 (Figura III.23) gerou estruturas de pequeno porte (microfalhas normais, *loop beddings*, *microslumps*), que não ocorrem além de alguns níveis dentro das unidades carbonáticas. Em geral, as estruturas geradas nesta fase ocorrem em níveis perturbados separados por outros sem perturbação. Isto pode indicar eventos esporádicos de pulsos sísmicos separados por longos intervalos de tempo. As camadas depositadas que estavam ainda inconsolidadas entravam em desequilíbrio quando um pulso sísmico ocorria, gerando as estruturas reconhecidas. Depois, uma nova camada sem perturbação se depositava por sobre o nível deformado, e assim por diante.

O evento D2 (Figura III.23) marca um momento de tectônica compressional nas rochas da Formação Crato. Não existem elementos diretos que demonstrem o momento em que este evento ocorreu. As evidências sedimentológicas encontradas na bacia sugerem que este evento possa ter ocorrido no final da deposição da unidade carbonática C6, gerando um leve soerguimento da área devido a uma leve inversão tectônica. As estruturas compressionais características deste evento somente foram identificadas cortando o nível C6, além disso, uma grande descontinuidade regional ocorre no topo desta unidade, marcando um momento de exposição subaérea na bacia, como já vem sendo descrito neste trabalho. Outra evidência indireta seria uma concentração salina no lago com a deposição de evaporitos da Formação Ipubi, típicos de trato de lago extremamente baixo, como mostrado por Scholz & Rosendahl (1991) para os lagos do Sistema de Riftes do Leste Africano. Esta teoria aqui explicitada não encerra este fato, sendo que serão precisos ainda estudos mais detalhados sobre a deformação na Formação Crato, em especial o evento D2, para que estas questões possam melhor entendidas.

O evento D3 marca provavelmente o fim da inversão tectônica na bacia e a volta das condições distensivas, agora numa taxa de deformação maior e mais contínua que a primeira. Este evento é marcado pela reativação das falhas reversas geradas em D2, que agora passam a mostrar rejeito normal. Estes falhamentos normais podem estar associados as falhas que ocorrem na Formação Ipubi (III.10) e na Formação Romualdo, onde atingem rejeitos na ordem de metros. Se confirmado este fato pode-se sugerir que este evento foi o responsável pelo retorno das condições lacustres mais amplas na base da Formação Romualdo, que

culminaria na invasão marinha registrada no topo desta unidade, ou na implantação de um sistema lacustre mais semelhante a um sistema marinho. Este evento também precisa ser melhor estudado, já que também foi identificado somente no Afloramento 1. Outros autores podem até mesmo interpretar que este é anterior a D2 ou mesmo parte do mesmo evento D1.

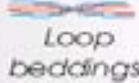
Evento Tectônico	Caráter do Evento	Estruturas Geradas	Descrição	Significado Evolutivo
D1	Distensional, sin-deposicional, pouco ativo. Provavelmente vários pulsos sísmicos pequenos, que gerariam as estruturas em sedimentos pouco consolidados. Estes níveis com estruturas são recobertos por outros sem estruturas, gerados em fases mais calmas.	 Microfalhas Normais  Loop beddings  Microslumps	<p>Microfalhas normais observadas apenas em alguns níveis dentro da unidade carbonática C6, no Afloramento 1.</p> <p>Loop beddings observados apenas em certos níveis dentro das unidades carbonáticas.</p> <p>Microslumps observados apenas em certos níveis dentro das unidades carbonáticas.</p>	Expansão da bacia lacustre, com pouca influência tectônica e desenvolvimento cíclico de fácies carbonáticas e terrígenas, controlado pela variação climática.
D2	Compressional. Pouco ativo. Marca provavelmente uma leve inversão tectônica na bacia lacustre, o que levou ao rebaixamento do nível do lago, e geração do limite de sequência (LS) identificado acima do	 Falhas Reversas	Falhas reversas cortando toda a unidade C6, apenas no Afloramento 1.	Grande rebaixamento do nível lacustre, devido a influência tectônica, com desenvolvimento de feições de exposição subaérea (brechações, geodos de calcita, gretas de dessecação (?), Paleossolos (?)). Concentração salina no lago e deposição de fácies evaporíticas.
D3	Distensional. Relativamente mais ativo. Pode ter permitido uma reabertura contínua na bacia, o que possibilitaria a invasão marinha registrada no topo da Formação Romualdo.	 Falhas Normais	Falhas normais com rejeito centimétrico reativando as falhas reversas geradas em D2, na unidade C6, no Afloramento 1. Podem estar relacionadas as falhas normais ocorrentes nas Formações Ipubi (Afloramento 4) e Romualdo (Mina Pedra	Reinício da expansão lacustre que culminaria numa invasão marinha, ou em um grande lago com semelhanças marinhas, durante a deposição da Formação Romualdo.

Figura III.23 – Interpretação do significado evolutivo das estruturas reconhecidas em campo e sua resposta na evolução do sistema lacustre Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe.

Silva *et al.* (2003a) associaram as falhas de D2 à movimentos compressionais gerados pela propagação contínua da abertura do proto-oceano Atlântico Sul nas bacias marginais do nordeste brasileiro. Esta idéia parece ser a mais plausível para explicar estas estruturas. Porém, os processos distensionais que geraram D3 são mais difíceis de se fazer correlação. Para responder estas questões seria necessário que se realizasse novas pesquisas de âmbito regional, procurando reconhecer e correlacionar estes eventos em outras bacias sedimentares do nordeste brasileiro.

III.3 – AQUISIÇÃO E APRESENTAÇÃO DOS DADOS DE GPR

O uso do GPR (*Ground Penetrating Radar*) nesta pesquisa teve como objetivo avaliar a sensibilidade deste método no reconhecimento indireto de estruturas rúpteis que afetam as unidades carbonáticas da Formação Crato no afloramento 3 (Mina Caldas) para que em pesquisas futuras possam ser gerados modelos tridimensionais de afloramentos que possam ser usados na simulação computacional de fluxo de fluídos. Nesta pesquisa foi realizado um levantamento de uma linha bidimensional, chamada de A1, na bancada C3 do Afloramento 3.

O GPR é um método geofísico em que uma antena emissora libera uma onda eletromagnética que penetra no subsolo. Ao se chocar com superfícies de heterogeneidades, como por exemplo, superfícies de camadas ou fraturas, a onda eletromagnética é refletida e retorna à superfície sendo interceptada por uma antena receptora. A outra parte da onda continua se propagando, porém, à medida que a energia se propaga ocorrem perdas e a amplitude se torna tão pequena que se confunde com os ruídos ambientais. Essa perda é proporcional à frequência utilizada. Devido a este fato a profundidade que se pode mapear é inversamente proporcional à frequência. Por outro lado, a resolução é proporcional à frequência. Isto é, quanto maior a frequência menor a profundidade de investigação, porém a resolução é melhor, e vice-versa. Com antenas de 16MHz pode-se mapear profundidades da ordem de 50m, já com antenas de 2000MHz a profundidade investigada é de apenas alguns centímetros. Neste trabalho foi utilizada a antena de 400MHz, que pode mapear até 5m, profundidade ideal para o objetivo da pesquisa. A Figura III.24 ilustra as etapas do método utilizado na aquisição GPR.

O equipamento utilizado no levantamento da linha A1 no Afloramento 3 foi o SIR-2 (*Subsurface Interface Radar* - geração 2) fabricado pela GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc.*) acoplado a uma antena de 400MHz. O SIR-2 é constituído por um único módulo portátil, cujas dimensões são 29cm x 27cm x 14cm, apresentando um peso 6,3 Kg. É composto por um

micro-processador 486, um processador de radar *motorola DSP-56002* e uma tela de cristal líquido de 21cm x 21cm. Usa como fonte uma bateria própria de 12 Volts ou pode também ser utilizada bateria veicular. O sistema de antenas utilizado, de 400MHz (antenas emissora e receptora), é montado em uma caixa plástica cujas dimensões aproximadas são 32cm x 32cm x 20cm, pesando aproximadamente 8 Kg. O sistema de antenas opera conjugado com um sistema de odômetro que controla a emissão de pulsos eletromagnéticos em distâncias igualmente espaçadas e pré-definidas.

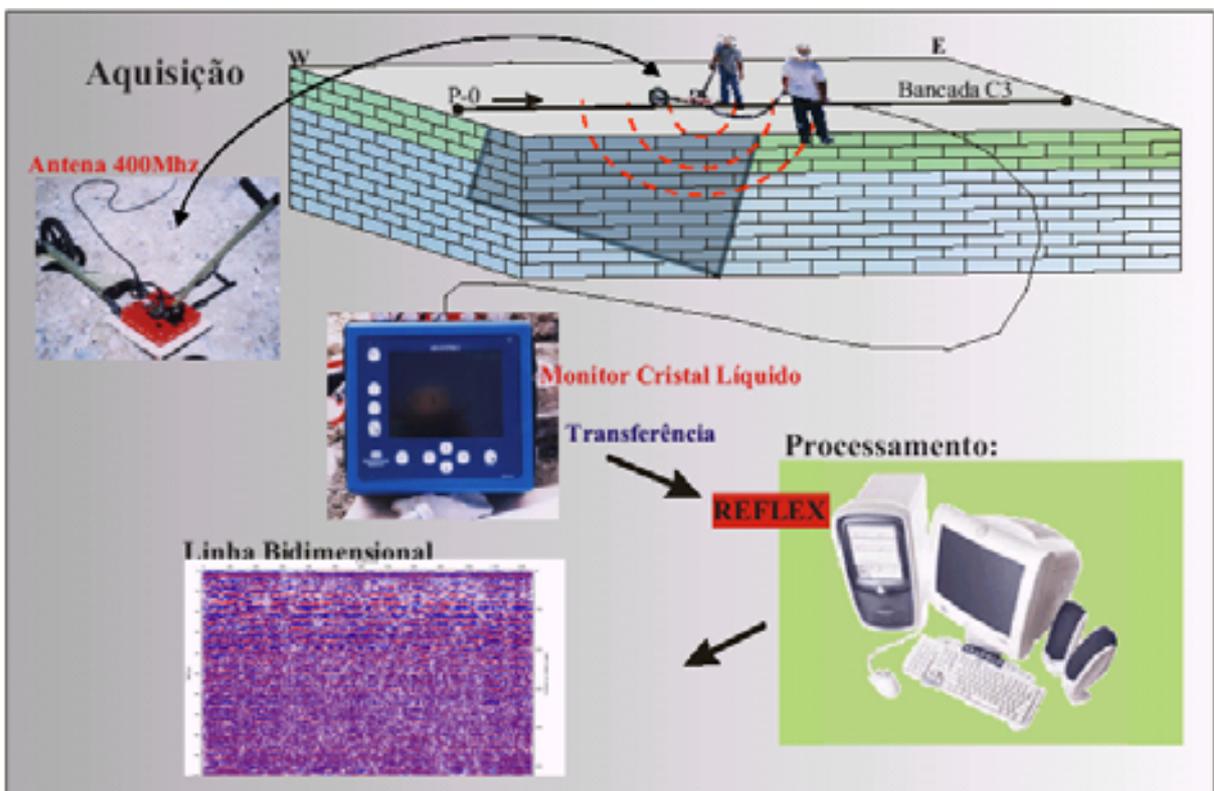


Figura III.24 – Desenho esquemático ilustrando todas as etapas do método GPR, desde a aquisição até a obtenção das linhas tratadas em laboratório.

III.3.1 - Aquisição dos Dados

A aquisição dos dados de GPR feita na bancada C3 do Afloramento 3 (Mina Caldas) (Foto III.31). Primeiramente foram feitas a escolha do local e a orientação da adquireda a ser adquirida. As coordenadas do ponto de origem da linha (P-1 na Figura III.25) são: X 459.563,487 e Y 9.186.724,179, com altitude de 585.1m de caminhamento de W para E. A Figura III.25 ilustra esquematicamente a localização da linha A1 na bancada C3. P-0 é o ponto de origem do levantamento.

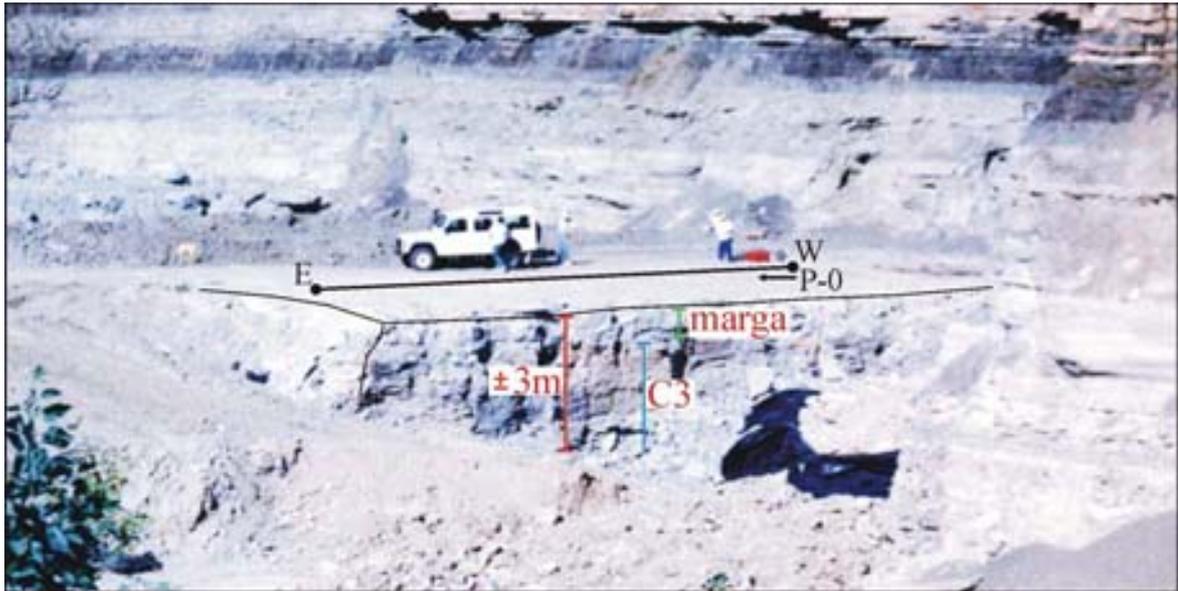


Foto III.31 – Bancada C3 no Afloramento 3. A linha A1 foi adquirida no sentido W para E, e o ponto P-0 é o ponto de origem da linha. Na parte superior ocorre um nível com cerca de 1m de marga, e logo abaixo se encontra a unidade carbonática C3, com 4m de espessura.



Figura III.25 – Desenho esquemático ilustrando a localização da linha A1 na bancada C3 do Afloramento 3.

Depois de feita a coleta das linhas em campo, os dados foram transferidos para um microcomputador, onde foram tratados. Foi utilizado o *software Reflex* para o tratamento das linhas. O tratamento consistiu da utilização de filtros e outros processos digitais com a finalidade de melhorar a qualidade da linha, eliminando ruídos indesejáveis.

III.3.2 - Apresentação dos Dados

Os dados de GPR obtidos nesta pesquisa serão apresentados de forma preliminar, servindo como um indicador para trabalhos futuros. O resultado obtido na linha adquirida nos trabalhos de campo foi de uma qualidade muito boa, podendo ser identificados os contatos e os elementos deformacionais presentes. A linha de GPR aqui apresentada foi adquirida na Unidade Carbonática C3 do Afloramento 3 (Mina Caldas) (Figura III.25), onde as estruturas rúpteis (falhas e fraturas abertas) estão praticamente ausentes, estando presentes apenas algumas das estruturas do evento deformacional D1 (níveis com *loop beddings* e *slumps*) e algumas fraturas fechadas, como descrito na seção III.2. Considera-se que o objetivo da aplicação deste método nesta pesquisa, que foi o de avaliar a sensibilidade deste na identificação de estruturas rúpteis em subsuperfície, foi alcançado, portanto recomendamos o uso do método em pesquisas futuras. Na linha apresentada (Figura III.26 e III.27) não foram identificadas falhas e fraturas, devido ao fato de que nesta bancada C3, as mesmas quase não ocorrem ou, quando ocorrem apresentam-se fechadas, mas, apesar disto, acredita-se que estas poderão ser facilmente reconhecidas em novas aquisições realizadas em afloramentos onde a presença destas possa ser previamente confirmada.

Na linha A1 adquirida no afloramento 3 (Mina Caldas), como ilustrado nas Figuras III.26 e III.27 que a apresentam na forma não interpretada e interpretada, respectivamente, pode ser identificado facilmente o contato entre a camada superior de marga, descrita no Afloramento 1, e a camada de calcilito que representa a Unidade Carbonática C3 (Fotos III.7 e III.31). A linha amarela contínua na Figura III.27, ilustra este contato, que se situa em 1,2m de profundidade a partir da superfície de aquisição, que coincide, neste caso, com a superfície do topo da bancada C3.

Nas Figuras III.26 e III.27 a camada de marga é representada por refletores mais espessos, enquanto que a unidade C3 é marcada por refletores mais finos, às vezes contínuos (A, B, C e D, na Figura III.27) e às vezes conturbados (intervalos contidos entre os níveis A, B, C e D, na Figura III.27). Essa alternância entre níveis conturbados e níveis não conturbados representa a variação entre níveis deformados durante pulsos sísmicos do evento D1 (com estruturas dos tipos *loop bedding* e *slumps*), e níveis sem deformação atuante. Alguns *slumps* foram identificados na Figura III.27 nos campos indicados pela letra S.

Alguns poucos alinhamentos entre as descontinuidades de alguns refletores podem sugerir a presença de fraturas, como ilustrado pela linha preta tracejada na Figura III.27.

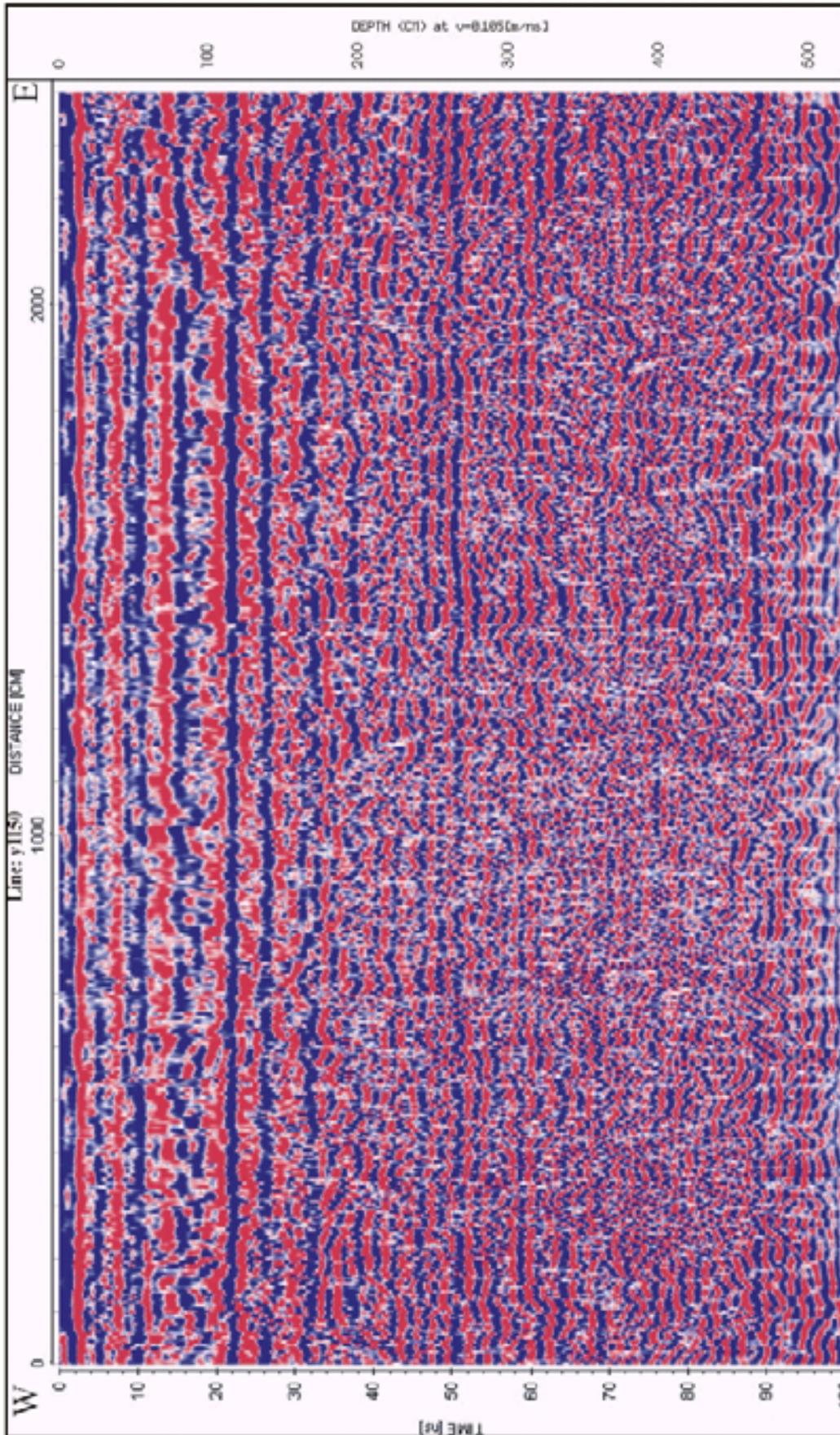


Figura III.26 - Linha A1 não interpretada (400MHz). Interpretação na Figura III.27.

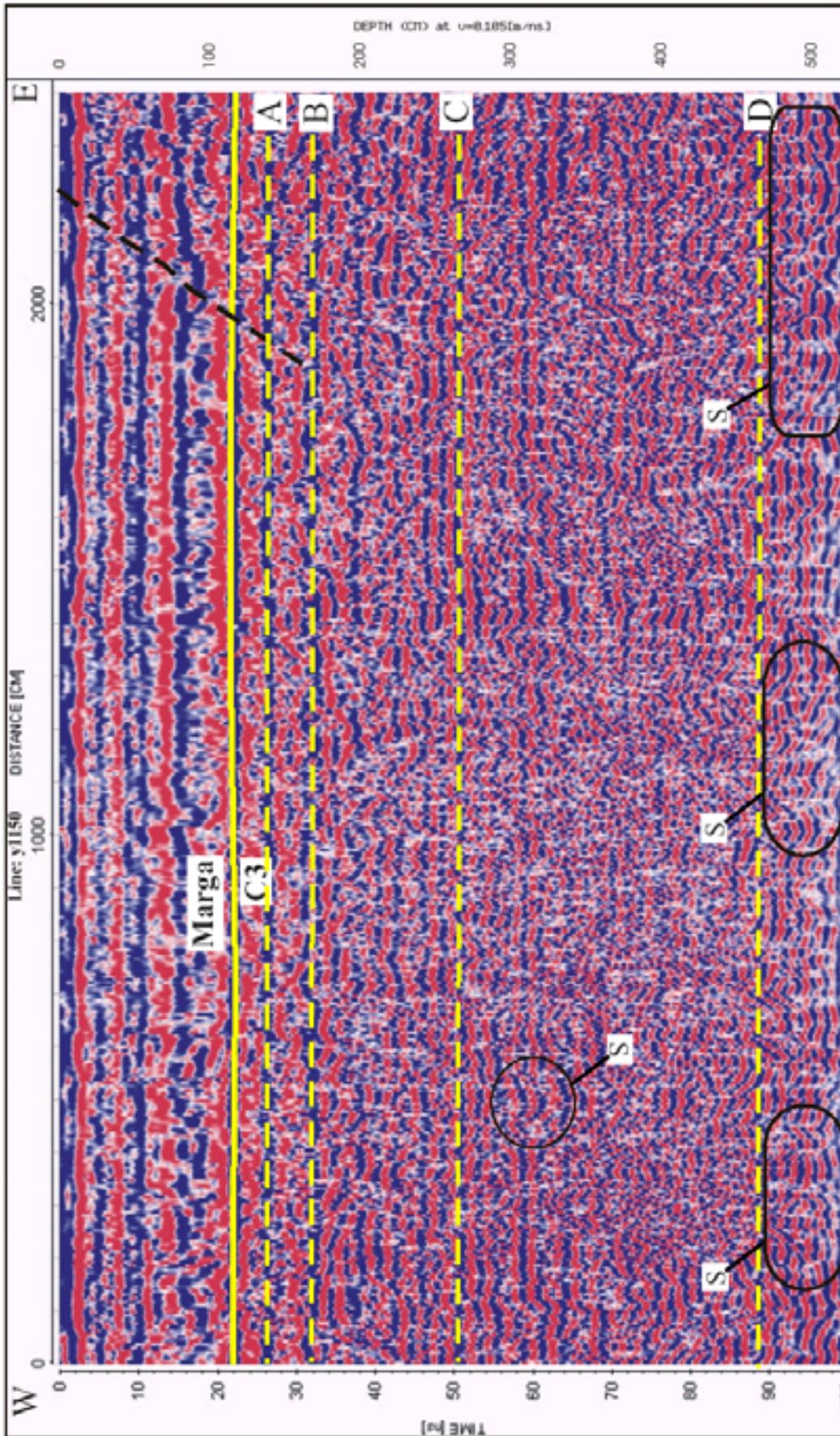


Figura III.27 Linha A1 interpretada (400MHz). O contato entre a camada superior de marga com os carbonatos da Unidade Carbonática C3 ficou bastante evidente (linha amarela contínua). Ficou claro também a existência de refletores contínuos (A, B, C e D) que representam níveis de calcáritos não deformados, separados por zonas com refletores descontínuos e conturbados, que representam níveis deformados (com *loop beddings* e *slumps* (S)) durante pulsos sísmicos do evento D1. Uma fratura está representada pela linha preta tracejada na parte superior leste da linha. Apesar de praticamente não ocorrer falhas e fraturas neste afloramento, acredita-se que estas poderão ser identificadas com facilidade em afloramentos onde estejam presentes com mais frequência.



Por fim, conclui-se que a aplicação do método GPR na identificação de estruturas rúpteis em carbonatos fraturados é perfeitamente possível. Para novas pesquisas sugerimos a execução de levantamentos de GPR 3D, que consiste na aquisição de uma série de linhas bidimensionais (como a apresentada neste trabalho) com espaçamento pequeno entre elas, delimitadas em uma grade de aquisição previamente demarcada.

O tratamento computacional de uma malha de GPR 3D permitirá a interpolação entre as linhas adquiridas, podendo ser geradas novas linhas dentro da área de aquisição. Para antenas de 400MHz sugere-se um espaçamento máximo de 0,2m entre as linhas a serem adquiridas. Com o levantamento de GPR 3D será possível gerar um modelo digital tridimensional do afloramento em questão, a partir do qual serão realizadas simulações computacionais de fluxo de fluídos que poderão ser aplicadas nas pesquisas de otimização de produção de hidrocarbonetos em reservatórios carbonáticos análogos em subsuperfície, principalmente em campos maduros de petróleo e gás, como é o caso do calcário Trairi, da Bacia do Ceará.

Outro ponto fundamental para o sucesso dos trabalhos a serem realizados futuramente é a seleção de um afloramento que melhor apresente as estruturas deformacionais.

CAPÍTULO IV

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Durante este trabalho foram tratados temas diversos sobre o sistema lacustre carbonático Aptiano-Albiano da Bacia Sedimentar do Araripe. Os resultados finais obtidos serão agora apresentados de forma resumida e sugestões para trabalhos futuros serão mencionadas.

Com relação ao modelo de *fácies* lacustre ficou definido que a Formação Crato apresenta *fácies* verticais que se encaixam no modelo de margem do tipo rampa com baixa energia. No tocante à estratigrafia de seqüências foi mostrado que o sistema lacustre carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe se formou em um trato de sistema transgressivo de ordem de tempo maior (provavelmente 3ª Ordem), e que as unidades carbonáticas C1 a C6 representam ciclos de ordem de tempo menor que marcam momentos de nível de lago elevado. As unidades carbonáticas mostram uma contínua expansão lacustre, até o topo da unidade C6, onde uma discordância de cunho regional sugere um forte rebaixamento do nível do lago, com evidências de exposição subaérea.

Estudos envolvendo outras técnicas, como inclusões fluídas e isótopos estáveis, podem ser realizados com o intuito de obter novas respostas para as questões paleoambientais que envolvem a Formação Crato ou para confirmar as idéias hoje existentes.

A deformação atuou nas rochas carbonáticas da Formação Crato em três eventos distintos, que foram chamados de D1, D2 e D3. O evento deformacional D1 é caracterizado por uma tectônica distensiva caracterizada por microfalhas normais, *microslumps* e *loop beddings*, formados durante a deposição carbonática. Estas estruturas aparecem sempre isoladas dentro de alguns níveis nas unidades carbonáticas, separados por níveis sem deformação. Este fato nos permite afirmar que D1 foi marcado por pequenos pulsos sísmicos que ocorriam separados por intervalos de tempo espaçados um dos outros. O evento D2 evidencia uma inversão momentânea na bacia, com uma tectônica compressional marcada por falhas reversas dúcteis-rúpteis, geradas por esforços orientados na direção NE/SW. Este evento teve uma influência muito forte na bacia, provocando um forte rebaixamento do nível lacustre, provocando a exposição subaérea do topo da unidade C6. O evento D2 pode ter sido o



responsável pela deposição das *fácies* evaporíticas da Formação Ipubi devido a uma alta concentração salina ocorrida com a diminuição do volume de água do lago. No evento D3 uma tectônica de natureza distensional retorna à bacia. Este evento é caracterizado pela reativação das falhas de empurrão geradas em D2 agora como falhas normais.

O estudo da deformação na Bacia do Araripe deve ter continuidade, sendo que para isso sugere-se a realização de pesquisas de cunho regional, envolvendo novos afloramentos e até mesmo as outras bacias do nordeste brasileiro para efeito de comparação. A relação da deformação com as rochas do embasamento deve ser também melhor entendida.

Na aquisição de uma linha de GPR numa bancada em que ocorre a unidade carbonática C3 no Afloramento 3 (Mina Caldas) pôde-se identificar os principais elementos ali ocorrentes. O contraste marcado pelo contato margas/carbonato ficou bem visível na linha adquirida. Puderam ser identificados também níveis com reflexões conturbadas, que representam níveis deformados no evento D1, que por sua vez são separados por níveis com reflexões contínuas e sem deformação. A ausência de estruturas rúpteis no local da aquisição não permitiu seu reconhecimento, porém em novos afloramentos acredita-se que estas poderão ser identificadas sem maiores problemas.

Para trabalhos futuros, com objetivo de analogia, sugere-se a aquisição de malhas de GPR 3D, com o intuito de se gerar modelos digitais tridimensionais de afloramentos, a partir dos quais serão feitas simulações computacionais de fluxo de fluídos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 1977. *Províncias Estruturais Brasileiras*. In: Anais VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, pg. 363-391.
- Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Souza, A. A. S.; Lima Neto, F. F.; Moraes, A.; Keller Filho, O.; Costa, P. R. C.; Silva, F. C. A.; Medeiros, W. E. 2003. *O Campo de Xaréu (Bacia do Ceará – Nordeste do Brasil): Caracterização Estrutural Através de uma Abordagem Multi-escala*. In: Bol. de Resumos IX Simp. Nac. Estudos Tectônicos e III International Symp. on Tectonics. Búzios-RJ. Pg. 412-414.
- Assine, M. L. 1990. *Sedimentação e Tectônica da Bacia do Araripe (Nordeste do Brasil)*. Rio Claro-SP. UNESP. Dissertação de Mestrado. 117pg.
- Assine, M. L. 1994. Paleocorrentes e Paleogeografia na bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. de Geoc.*, 4:223-232.
- Beurlen, K. 1962. A Geologia da Chapada do Araripe. *Anais Acad. Bras. Ciências*. Rio de Janeiro. 3:365-370.
- Beurlen, K. 1963. *Geologia e Estratigrafia da Chapada do Araripe*. In.: XVII Congr. Bras. Geol. Recife. 47p.
- Beurlen, K. 1971. As Condições Ecológicas e Faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais Acad. Bras. Ciências*. Rio de Janeiro. 43(supl):411-415.



- Braun, O. P. G. 1966. Estratigrafia dos Sedimentos da parte interior da Região Nordeste do Brasil (bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). *Dep. Nac. Prod. Min. Bol n° 236*, 75p.
- Brito Neves, B. B. 1990. *A Bacia do Araripe no contexto Geotectônico Regional*. In.: 1º Simp. Sobre a Bc. Araripe e Bc. Inter. do Nordeste. DNPM. Crato-CE., p. 43-51.
- Brito Neves, B. B.; Santos, E. J.; Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Soc. Brás. Geol., Rio de Janeiro, 1:151-182.
- Castro, D. L. & Castelo Branco, R. M. G. 1999. Caracterização da Arquitetura Interna das Bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em Modelagem Gravimétrica 3-D. *Brazilian Journal of Geophysics*. 17(2,3):129-145.
- Chang, H. K.; Koswmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F. 1988. New Concepts on the Development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*., 11(3):194-192.
- Cohen, A.S., 1989. Facies relationships and sedimentation in large rift lakes and implications for hydrocarbon exploration: examples from Lakes Turkana and Tanganyika. In: Talbot, M.R., & Kelts, K. (eds), *The Phanerozoic Record of Lacustrine Basins and their Environmental Signals*. *Peleocol. Cap. 70*:65-80.
- Choquette, P. W. & Pray, L. C. 1970. *Gologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates*. *Am. Ass. Petrol. Geol.* **54**:207-250.
- Crepani, E. 1987. *Análise de fracturas através de imagens fotográficas de baixa resolução da Chapada do Araripe-NE do Brasil*. Tese de Doutorado. USP. 139p.
- Gaspary, J. & Anjos, N. F. R. 1964. Estudo Hidrogeológico de Juazeiro do Norte, Ceará. *SUDENE, Série Hidrogeologia, Recife, boletim 3*, 25p.



- Ghignone, J. I.; Couto, E. A.; Assine, M. L. 1986. *Estratigrafia e Estruturas das Bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe*. In: Anais XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia-GO. 1:271-285.
- Grasemann, B.; Stüwe, K.; Jean-Claude, V. 2003. Sense and non-sense of shear in flanking structures. *Journal of Structural Geology*. **25**:19-34.
- Guerra, S. M. S. 1986. *Análise Morfoestrutural da Bacia do Araripe*. In: 3º Congr. Bras. do Petróleo. IBP/PETROBRÁS. Rio de Janeiro. TT-119, 12p.
- Hashimoto, A. T.; Appi, C. J.; Soldan, A. L.; Cerqueira, J. R. 1987. O Neo-Alagoas nas Bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): Caracterização Estratigráfica e Paleoambiental. *Rev. Bras. Geoc.* 17(2):118-122.
- Lima, M. R. 1978. *Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)*. Tese de Doutorado. USP. 335pg.
- Mabesoone, J. M. & Tinoco, I. M. 1973. Paleogeology of the Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **14**:97-118.
- Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, 11(4):766-791.
- Martill, D. M. 1993. *Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil*. The Paleontological Association; (London) Field Guides to Fossils. n.5, 159p.
- Miranda, L. O. S.; Ferrari, M. P.; Viana, R. B. 1986. *Prospecção Sísmica de Reconhecimento na Bacia do Araripe*. In.: 3º Congr. Brás. do Petróleo. IBP/PETROBRÁS. Rio de Janeiro. TT-158, 11p.
- Moraes, J. F. S.; Santos, J. S. A; Mascarenhas, J. C. 1976. Projeto Santana. Rel. Final Etapa I. *DNPM/CPRM*. Recife. 8vol.



- Neumann, V. H. M. L. 1999. *Estratigrafía, Sedimentología, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptienses-Albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil)*. Tese de Doutorado. Universidade de Barcelona. Barcelona. 244p.
- Neumann, V. H. & Cabrera, L. 1999. *Una Nueva Propuesta Estratigráfica para la Tectonosecuencia post-rifte de la Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil*. In: Bol. 5º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio Sobre el Cretácico de América Del Sur. Serra Negra-SP. UNESP, Rio Claro. Pg. 279-285.
- Neumann, V. H.; Cabrera, L.; Mabesoone, J. M.; Valença, L. M. M.; Silva, A. L. 2002. *Ambiente Sedimentar e Fácies da Seqüência Lacustre Aptiana-Albiana da Bacia do Araripe, NE do Brasil*. In: Bol. 6º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 3º Simpósio Sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro-SP. UNESP, Rio Claro. Pg. 37-41.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. Shear Zones. In: Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. *Microtectonics*. Springer-Verlag. Berlim. Pg 97 – 129.
- Platt, N.H. & Wright, V.P., 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: Anadón, P., Cabrera, L., Kelts, K. (eds), *Lacustrine facies analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, cap. 3:57-74.
- Ponte, F. C. 1992. Origem e Evolução das pequenas Bacias Cretácicas do Interior do Nordeste do Brasil. In: 2º Simp. Bacias. Cret. Brasil. Rio Claro. UNESP/IGCE. Resumos Expandidos. Pg. 55-58.
- Ponte, F. C. 1996. Arcabouço Estrutural da Bacia do Araripe. In: Bol. 4º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil. Águas de São Pedro-SP. UNESP, Rio Claro. Pg. 169-177.
- Ponte, F. C. & Appi, C. J. 1990. *Proposta de Revisão da Coluna Litoestratigráfica da Bacia do Araripe*. Anais XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal-RN,
- Ponte, F. C. & Ponte Filho, F. C. 1996. *Evolução Tectônica e Classificação da Bacia do Araripe*. In: Bol. 4º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil. Águas de São Pedro-SP. UNESP, Rio Claro. Pg. 123-133.

- Rand, H. M. & Manso, V. A. V. 1984. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. In: Anais XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro. **4**:2011-2016.
- Scheid, C.; Munis, M. B.; Paulino, J. 1978. Projeto Santana. Rel. Final Etapa II. *DNPM/CPRM*. Recife. 131p.
- Scholz, C. A. Rosendahl, B. R.; Scott, D. L. 1990. Development of coarse-grained *fácies* in lacustrine rift basins: examples from east Africa. *Geology*, **18**: 140-144.
- Scholz, C.A. & Rosendahl, B.R. 1991. Coarse-clastic *Fácies* and Stratigraphic Sequence Models From Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. In: Katz, B. J. (ed.) *Lacustrine basin Exploration – Case Studies and Modern Analogs*. Tulsa, AAPG, p. 151-168, (AAPG Memoir # 50).
- Severiano Ribeiro, H. J. P. (org.). 2001. *Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações*. Ed. Unisinos. São Leopoldo-RS. 428p.
- Silva, M. D. 1976. *Ostracodes não-marinhas da Formação Santana (Cretáceo Inferior) do Grupo Araripe, Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado. UFPE. Recife. 326p.
- Silva, M. A. M. 1983. *The Araripe Basin, Northeastern Brazil: Regional Geology and Fácies Analysis of a Lower Cretaceous Evaporitic Depositional Complex*. Columbia University. Ph. D. Thesis.
- Silva, M. A. M. 1986. Lower Cretaceous Sedimentary Sequences in the Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(3):306-310.
- Silva, A. L.; Neumann, V. H.; Cabrera, L. 2002. *Fácies Carbonáticas Laminadas da Formação Crato (Aptiano), Bacia do Araripe: Litofácies, Microfácies e Microestruturas*. In: Bol. 6º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 3º Simpósio Sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro-SP. UNESP, Rio Claro. Pg. 37-41.
- Silva, A.L. & Newmann, V.H. 2002. *Estratigrafia Física e Deformação do Sistema Lacustre Carbonático Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe*. Boletim do 2º Workshop PRH-



ANP/MCT dos Programas de Formação de Recursos Humanos para o Setor de Petróleo e Gás da UFPE. Recife. UFPE. Pg 15-18.

Silva, A. L. & Neumann, V. H. 2003. *Formação Crato da Bacia do Araripe: Um Reservatório Análogo ao Calcário Trairí (Formação Paracuru), Bacia do Ceará*. CD Rom do 2º Congr. Brás. P&D em Petr. & Gás. Rio de Janeiro.

Silva, A. L.; Neumann, V. H.; Moura, D. H. L.; Melo, R. P. 2003a. *Estudo Preliminar da Deformação do Sistema Lacustre Aptiano-Albiano (Formação Crato) da Bacia do Araripe*. In: Bol. de Resumos IX Simp. Nac. Estudos Tectônicos e III International Symp. on Tectonics. Búzios-RJ. Pg. 324-326.

Silva, A.L.; Neumann, V.H.; Lima Filho, M. F.; Valença, L. M. M.; Moura, D. H. L.; Melo, R. P. 2003b. *Sequence Stratigraphy of the Araripe Basin Post-Rift Phase With Aid of Gamma Ray Logs and Outcrop Analysis*. Abstracts of Latinoamerican Congress of Sedimentology. Belém/ Brazil. Pg. 150-152.

Small, H. L. 1913. *Geologia e Suprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piauí*. Rio de Janeiro, Inpet. Fed. De Obras contra as secas. Série 7D. Publicação nº 25:80p.

Souto, P. R. F. 2002. *Significado Paleobiológico dos Ostracodes Associados aos Coprólitos da Formação Santana (Eocretáceo) da Bacia do Araripe, NE do Brasil*. In: Bol. 6º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 3º Simpósio Sobre el Cretácico de América Del Sur. São Pedro-SP. UNESP, Rio Claro. Pg. 107-111.

Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.

Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N. & Perez-cruz, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy and sedimentation – an overview. In: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. (eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 617-659.



Viana, M. S. S. 1990. Estratigrafia e Paleontologia da Formação Santana, Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. UFRJ. 107pg.

Viana, M. S. S. & Cavalcanti, V. M. M. 1991. Sobre a Estratigrafia da Formação Santana, Bacia do Araripe. *Revista de Geologia*. UFC. Fortaleza. 4:51-60.

www.cdbrasil.cnpemembrapa.br/txt/apre.htm, (25/03/2003, 14:35h,)