



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GEOLOGIA**

**FELIPE HOLANDA DOS SANTOS
JUAN MOREIRA DE AZEVEDO**

**EVOLUÇÃO SINGENÉTICA E DIAGENÉTICA DE UMA SEÇÃO DO
MEMBRO CRATO (CRETÁCEO INFERIOR) DA BACIA DO ARARIPE EM
NOVA OLINDA-CE**

**FORTALEZA
2014**

FELIPE HOLANDA DOS SANTOS
JUAN MOREIRA DE AZEVEDO

EVOLUÇÃO SINGENÉTICA E DIAGENÉTICA DE UMA SEÇÃO DO
MEMBRO CRATO (CRETÁCEO INFERIOR) DA BACIA DO ARARIPE EM
NOVA OLINDA-CE

Relatório de Graduação apresentado ao
Curso de Geologia da Universidade
Federal do Ceará, como requisito parcial
para obtenção do Título de Bacharel em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Daniel Rodrigues
do Nascimento Júnior.

FORTALEZA
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Central do Campus do Pici

-
- S233e Santos, Felipe Holanda dos.
Evolução singenética e diagenética de uma seção do membro crato (cretáceo inferior) da Bacia do Araripe em Nova Olinda- CE / Felipe Holanda dos Santos, Juan Moreira de Azevedo. – 2014.
81 f. : il. color.
- Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Departamento de Geologia, Fortaleza, 2014.
Orientação: Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Júnior
1. Geologia estrutural. 2. Araripe, Bacia geográfica do. I. Azevedo, Juan Moreira de. II. Título.

CDD 551

FELIPE HOLANDA DOS SANTOS
JUAN MOREIRA DE AZEVEDO

EVOLUÇÃO SINGENÉTICA E DIAGENÉTICA DE UMA SEÇÃO DO
MEMBRO CRATO (CRETÁCEO INFERIOR) DA BACIA DO ARARIPE EM
NOVA OLINDA-CE

Relatório de Graduação apresentado ao
Curso de Geologia da Universidade
Federal do Ceará, como requisito parcial
para obtenção do Título de Bacharel em
Geologia.

Aprovado em ____ / ____ / ____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Daniel Rodrigues do Nascimento Júnior (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Wellington Ferreira da Silva Filho
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Msc. Daniel Bezerra das Chagas
Universidade Federal do Ceará (UFC)

*Ora, a fé é a certeza daquilo que esperamos
e a prova das coisas que não vemos.
(Hebreus 11:1).*

AGRADECIMENTOS

Deixamos aqui registrados nossos sinceros agradecimentos a todas as pessoas que de alguma maneira foram importantes nessa caminhada. Não sabemos se todos serão lembrados, por isso, desde já, pedimos desculpas por aqueles que não forem citados nessas humildes palavras.

Primeiramente agradecemos as nossas famílias, por representarem o alicerce fundamental na formação do nosso caráter e por ser a maior inspiração para chegarmos até aqui.

As nossas companheiras Ana Clara e Margarida (Guida), pela paciência, companheirismo e carinho durante todo esse tempo. Eu, Felipe, quero deixar um agradecimento especial à minha Clarinha, pela ajuda no Autocad, formatação e sugestões de texto, sua ajuda foi fundamental na construção desse trabalho, agradeço também por toda força e compreensão nos momentos de ausência. Enfim, sem você tudo seria mais difícil.

Ao nosso INCANSÁVEL orientador, Daniel Rodrigues do Nascimento Júnior, por suas orientações, confiança, atenção, disposição e por ser tão bom quanto amigo como é como professor.

Ao professor Wellington Ferreira da Silva Filho e o geólogo Daniel Bezerra das Chagas por terem aceitado com alegria o convite para compor a banca examinadora.

Ao corpo docente da Universidade Federal do Ceará, em especial aos professores Afonso Rodrigues de Almeida, César Ulisses Veríssimo, Clovis Vaz Parente, Michael Vandesteem Silva Souto, Cynthia Romariz, Beltrão Sabadia, Belmino Romero, Wagner Amaral, Teresa, Martinelli, Zeca.

Aos nossos amigos e colegas de graduação, por termos sido vítimas das mesmas angustias acadêmicas e compartilhado de tantas recordações geológicas, em especial aos companheiros de turma: André, Augusto, Daniel Ponti, Douglas Teixeira, Débora Nogueira, Almir Santiago, Ramon Lino, Lola, Viktor, Melina, Carlos, Marcelo, Jaime, Maria Clara, Emanuel Tabosa, Ana Olívia, Aerson, Flora, Neto, Joel, Marco Antônio, Rodrigo, Jamille, Weber, Phaloma, Xikin, José Alisson e Nilberto.

RESUMO

O Membro Crato é uma das unidades estratigráficas mais importantes da Bacia Sedimentar do Araripe, reconhecida principalmente por seus calcários laminados ricos em fósseis diversos de idade aptiana a albiana, o que lhe confere *status* de *fossil Konservat-Lagerstätte*. Menos famosas, ocorrem na mesma unidade camadas tabulares decimétricas de rochas arenáceas finas intercaladas por folhelhos verdes e calcários, constituindo uma sedimentação mista. No presente estudo, objetivou-se a análise faciológica integrada a estudos petrográficos, mineralógicos e químicos das rochas terrígenas e carbonáticas em uma seção geológica contínua do Membro Crato, na localidade de Massapê, Nova Olinda-Ceará. Foram reconhecidas cinco fácies deposicionais: folhelho margoso (Fm); calcilito laminado (Cl); arenito quase maciço (Aqm); siltito com laminação cruzada cavalgante (Scc); e evaporito colunar (Ec). As análises petrográficas permitiram caracterizar as rochas carbonáticas como calcilitos pseudo-microesparíticos e as rochas arenáceas terrígenas como quartzo-*wackes*. A deposição das rochas arenáceas no Membro Crato, em particular, deve ter ocorrido de maneira episódica, alimentadas por fluxos de sedimento imaturo de áreas-fontes elevadas próximas e rumo a uma bacia lacustre, esta sujeita a períodos de expansão e retração do nível do lago. A diagênese sobre as rochas deve ter sido branda, com pouca evidência de compactação mecânica e transformação química incipiente. Há indícios de ocorrência de evento hidrotermal *sensu strictu* no intervalo Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe, dados pela presença de calcilitos silicificados e constatação de nontronita em folhelhos. Os dados apresentados corroboram para a interpretação de uma passagem transicional entre as formações Barbalha e Santana, com preenchimento sedimentar retrogradacional no intervalo descrito para a Bacia do Araripe.

PALAVRAS-CHAVE: Bacia do Araripe, Membro Crato, diagênese, petrografia.

ABSTRACT

The Crato Membre is one of the main stratigraphic units of the Araripe Sedimentary Basin, renowned mainly for the laminated limestone rich in diversified fossils of Albian-Aptian age, worth a title of *fossil Konservat-Lagerstätte*. In the same unit, less famous massive layers of some tabular, decimetres-thick fine sandstones occur interlayered with green shales and limestones, composing an mixed sedimentation. In this study, the main goal was to perform facies analysis integrated to petrography, mineralogy and chemical analyses of the terrigenous and carbonatic rocks in a continuous geologic section of the Crato Membre, on the locality of Massapê, in Nova Olinda city (Ceará, Brazil). Five depositional systems were recognized: marly shale (Fm), laminated calcilutite (Cl), almost-massive arenite (Aqm), siltstone with climbing ripples (Scc), and columnar evaporite (Ec). The petrographic analyses allowed characterising the carbonatic rocks as pseudo-microsparitic calcilutites, and the terrigenous sandstones as quartz-wackes. Particularly, the deposition of the sandstones in the Crato Membre must have occurred episodically, fed by immature fluxes from high source areas near towards a lacustrine basin that, for its turn, was subjected to periods of expansion and retraction of the lake level. The diagenesis on the rocks must have been mild, with little evidence of mechanic compaction and incipient chemic transformation. There are suspicions on favouring occurrence of a *strictu sensu* hydrothermal event in the Aptian-Albian interval of the Araripe Basin, chiefly by the presence of silicified calcilutites and the occurrence of nontronite in the shales. The presented data corroborate to an interpretation of a gradual transition between Barbalha and Santana formations, with a retrogradational sedimentary fill in the period reported for the Araripe Basin.

KEYWORDS: Araripe Basin, Crato Membre, diagenesis, petrography.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – (a) Localização do município de Nova Olinda-CE; (b) A Bacia do Araripe no contexto do continente Sul-Americano; (c) Mapa com a distribuição litoestratigráfica e seqüências sedimentares da Bacia do Araripe FONTE: Adaptado de Assine 2007.....	17
Figura 1.2 – Mapa de localização da área de estudo com indicação do perfil escolhido para estudo.....	20
Figura 2.1 – Corte utilizado para confecção de lâmina delgada.....	23
Figura 2.2 – Diagrama de estimativa percentual de componentes terrígenos (arcabouço, matriz e cimento). FONTE: Terry & Chillingar (1955).	24
Figura 2.3 – Tipos de segregação granular. FONTE: Traduzido de Griffiths (1967).	25
Figura 2.4 – Grau de seleção. FONTE: Modificado de Folk (1968).....	25
Figura 2.5 – Diferentes tipos de graus de esfericidade e arredondamento. FONTE: Compton (1962).....	26
Figura 2.6 – Diferentes tipos de textura de cimento. FONTE: Nichols (2009).	26
Figura 2.7 – Ilustração dos tipos de contato entre grãos do arcabouço. FONTE: Pettjohn <i>et al.</i> (1972).	27
Figura 2.8 – Classificação nominal de rochas arenáceas. FONTE: Modificado de Dott Jr. (1964).....	27
Figura 2.9 – Classificação de rochas carbonáticas. FONTE: Traduzido de Folk (1962) por Boletim de Geociências da Petrobrás (2009).	28
Figura 2.10 – Classificação de rochas carbonáticas. FONTE: Traduzido de Dunham (1962) por Boletim de Geociências da Petrobrás (2009).	28
Figura 3.1 – Mapa de localização da bacia do Araripe.	31
Figura 3.2 – Esquema ilustrativo da evolução tectônica das bacias riftes do Vale do Cariri. FONTE: Modificado de Matos (1999).....	33
Figura 3.3 – Arranjo estrutural e distribuição das bacias riftes do Vale do Cariri no Nordeste central do Brasil. Linhas espessas representam os principais lineamentos estruturais Proterozóicos; 1, Distribuição dos riftes Neocomianos. 2, Sedimentos Paleozóicos – Bacia do Parnaíba; 3, Sedimentos Pós-riftes; A, Bacia do Araripe; A1, Sub-Bacia de Feira Nova; A2, Sub-bacia do Crato; I, Iguatu; MV, Malhada Vermelha; LC, Lima Campos; Icó, Bacia de Icó; RP, Bacia Rio do Peixe, RP1, Sub-bacia Brejo das Freiras; RP2, Sub-bacia de Souza. FONTE: Modificado de Matos (1999).	34

Figura 3.4 – Carta cronoestratigráfica da Bacia do Araripe. Simplificada de Assine (2007).	37
Figura 4.1 – Mapa geológico simplificado com indicação do perfil estudado FONTE: Adaptado de Relatório de Campo I (2013) – Equipe Viktor.....	41
Figura 4.2 – Seção geológica da localidade de Massapê.	42
Figura 4.3 – (a) Folhelho calcífero verde levemente oxidado. (b) Detalhe do contato entre o folhelho e o arenito.	43
Figura 4.4 – Contato entre as fácies Fm (folhelho margoso) e Cl (calcilutito laminado). O calcilutito apresenta-se bastante alterado.....	44
Figura 4.5 – Fotos de calcilutitos da fácies Cl. (a) Laminação plano-paralela milimétrica; (b) Destaque para o calcilutito com cimentação ferruginosa; (c) Pseudormofo de cristal de hábito desenvolvido no calcilutito (visão em corte planar); (d) Laminação convoluta.....	45
Figura 4.6 – Fotos de arenitos quase maciços da fácies Aqm. (a) Vista geral de um dos afloramentos, com camadas de aspecto tabular; (b) Contato gradacional entre uma camada de arenito fino com laminação plano-paralela e um siltito; (c) Arenito fino com icnitos de bioturbação; (d) Ilustração da foto anterior (c), com enfoque na presença dos tubos verticais; (e) Intraclastos de lama (folhelho calcífero verde) dentro do arenito fino.....	47
Figura 4.7 – Fotos de siltitos da fácies Sc. (a) Camada de arenito fino em contato brusco com camada de siltito; (b) Siltito em camada tabular de espessura decimétrica; (c) Siltito com laminação cruzada cavalgante de fluxo subcrítico; (d) Moldes de gastrópodes encontrados nos siltitos.	49
Figura 4.8 – Laminação cruzada cavalgante de fluxo subcrítico, a direita abaixo interpretação da estrutura.....	50
Figura 4.9 – Evaporitos da fácies Ec. (a) Gipsita colunar em associação sintaxial a cristais fibrosos (anidrita?); (b) Detalhe dos cristais de gipsita; (c) Vista geral do afloramento de evaporito em lajedo.	51
Figura 4.10 – Fotomicrografias das amostras CRA-18.1, CRA-18, CRA-2. (a) Detalhe do maior tamanho dos cristais noemórficos na amostra CRA-18.1 (microespato). (b) Calcilutito laminado com acamamento levemente ondulado (setas vermelhas) e com níveis ricos em óxi-hidróxido de ferro (setas amarelas). (c) Setas indicam cimento de calcita espática em preenchimento de fraturas. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da direita, e a polarizadores cruzados na coluna da esquerda.....	54

Figura 4.11 – Fotomicrografias das amostras CRA-12, CRA-13. (a) Setas indicando valvas articuladas de ostracode (b) Micro-falha indicada em calcilito. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da direita, e a polarizadores cruzados na coluna da esquerda.....55

Figura 4.12 – Fotomicrografias das amostras CRA-5 e CRA-7. (a) Seta amarela indica mica amassada (pseudomatriz) e seta vermelha ressalta bolsão com acúmulo de protomatriz. (b) Setas amarelas mostram diversos grãos subarredondados dispostos flutuantes na protomatriz. (c) Seta amarela ressalta o cimento carbonático e a seta vermelha destaca grão de microclina no arcabouço. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da direita, e a polarizadores cruzados na coluna da esquerda.57

Figura 4.13 – . Fotomicrografias das amostras CRA-15 e CRA-7. (a) Seta amarela evidencia fragmentos líticos de quartzo policristalino e a seta vermelha indica cimento carbonático em preenchimento de microfratura. (b) Segregação granular por composição e tamanho, esta última na forma de gradação normal. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da direita, e a polarizadores cruzados na coluna da esquerda.58

Figura 4.14 – Fotomicrografias das amostras CRA-15 e CRA-7. (a) Grãos moderadamente orientados segundo seu eixo maior, em visão de corte planar. (b) Setas amarelas indicam preenchimento de microfratura por cimento carbonático (c) Setas amarelas ressaltam cimento de óxi-hidróxidos de ferro de baixa cristalinidade e a seta vermelha mostra textura tipo grão-envolvente. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da direita, e a polarizadores cruzados na coluna da esquerda.....59

Figura 4.15 – Fotomicrografias da amostra CRA-16.2. (a) Aspecto geral da amostra ressalta a abundância em cimento calcítico (b) Grãos angulosos a subangulosos. Seta vermelha chama atenção para contatos pontuais dos grãos do arcabouço. (c) Ao centro, grãos de quartzo policristalino, em parte, envolvidos pelo cimento carbonático ressaltam uma textura grão-envolvente. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da direita, e a polarizadores cruzados na coluna da esquerda.61

Figura 4.16 – Fotomicrografias da amostra CRA-15.2. (a) Aspecto geral da amostra com setas amarelas indicando valvas desarticuladas de ostracodas. (b) Seta amarela ressalta seção radial tênue (ghost) de molde externo de gastrópode, quase totalmente preenchido por matriz mecanicamente infiltrada. Seta vermelha indicando preenchimento de poros por cimento de óxi-hidróxidos de ferro de baixa cristalinidade. (c) Seta amarela indica porosidade móldica reduzida, com preenchimento de calcita e

gipsita, em seção longitudinal à concha de gastrópode. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da direita, e a polarizadores cruzados na coluna da esquerda.....	63
Figura 4.17 – Difratoograma referente à amostra CRA 4.	69
Figura 4.18 – Difratoograma referente à amostra CRA 6.	69
Figura 4.19 – Difratoograma referente à amostra CRA 8	70
Figura 4.20 – Difratoograma referente à amostra CRA 10.	70
Figura 4.21 – Difratoograma referente à amostra CRA 14.	71
Figura 4.22 – Difratoograma referente à amostra CRA 19.	71

LISTA DE FLUXOGRAMA E TABELAS

Fluxograma 1 – Fluxograma de execução das etapas laboratoriais do relatório.	24
Tabela 1 – Fases minerais e suas respectivas fórmulas químicas identificadas por DRX.66	
Tabela 2 – Óxidos identificados por FRX e seus respectivos valores.....	68
Tabela 3 – Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 4.	69
Tabela 4 – Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 6.	69
Tabela 5 – Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 8.	70
Tabela 6 – Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 10.	70
Tabela 7 – Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 14.	71
Tabela 8 – Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 19.	71
Tabela 9 – Resumos dos principais eventos diagenéticos observados através do estudo petrográfico e químico das rochas carbonáticas e arenáceas.....	77

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	17
1.1 – Considerações Iniciais	17
1.2 – Objetivos	18
1.3 – Justificativa	19
1.4 – Localização da área de estudo e vias de acesso	19
2 – MATERIAIS E MÉTODOS	22
2.1 – Pesquisa bibliográfica	22
2.2 – Etapa de campo	22
2.3 – Imagens e mapas	22
2.4 – Análises laboratoriais	23
2.5 – Petrografia	24
2.6 – Difratomia de raios-X (DRX)	28
2.7 – Fluorescência de raios-X (FRX)	29
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	31
3.1 – Bacia do Araripe	31
3.2 – Sequência litroestratigráfica	34
3.3 – Formação Santana	35
3.4 – Membro Crato	38
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	40
4.1 – Caracterização faciológica	40
4.1.1 – <i>Folhelhos margos (Fm)</i>	43
4.1.2 – <i>Calcilito laminado (Cl)</i>	44
4.1.3 – <i>Arenito quase maciço (Aqm)</i>	46
4.1.4 – <i>Silito com laminação cruzada cavalgante (Scc)</i>	48
4.1.5 – <i>Evaporito colunar (Ec)</i>	50
4.2 – Caracterização petrográfica	52
4.2.1 – <i>Rochas Carbonáticas</i>	52
4.2.2 – <i>Rochas siliciclásticas</i>	55
4.2.2.1 – <i>Amostras CRA 5, 7 e 15</i>	55
4.2.2.2 – <i>CRA-16.2</i>	60

4.2.2.3 – CRA-15.2	62
4.3 – Análises Químicas e Mineralógicas.....	65
5 – CONCLUSÕES.....	74
5.1 – Interpretação paleogeográfica.....	74
5.2 – Sucessão de eventos diagenéticos	75
5.3 – Considerações estratigráficas	78
BIBLIOGRAFIA	79

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

1.1 Considerações Iniciais

A Bacia do Araripe, localizada entre os estados nordestinos do Ceará, Pernambuco, Piauí e Paraíba, com aproximadamente 8.500 km² de extensão e 1.700 m de espessura, corresponde a uma bacia sedimentar de idade predominantemente cretácea e mundialmente famosa por seu conteúdo fossilífero (Figura 1.1). Neste âmbito, destaca-se o Membro Crato da Formação Santana, uma unidade reconhecida tanto por sua diversidade em fósseis como por seu excelente estado de preservação, à qual é atribuído o status de *fossil Konservat Lagerstätte*. Os fósseis concentram-se principalmente nas camadas calcárias, com destaque para pequenos peixes (principalmente *Dastilbe elongatus*), insetos, crustáceos, aracnídeos, quelônios, lagartos e pterossauros (MABESOONE & TINOCO, 1973; ASSINE, 2007). Nos folhelhos, a ocorrência fossilífera seria limitada a ostracodes (NEUMANN, 1999).

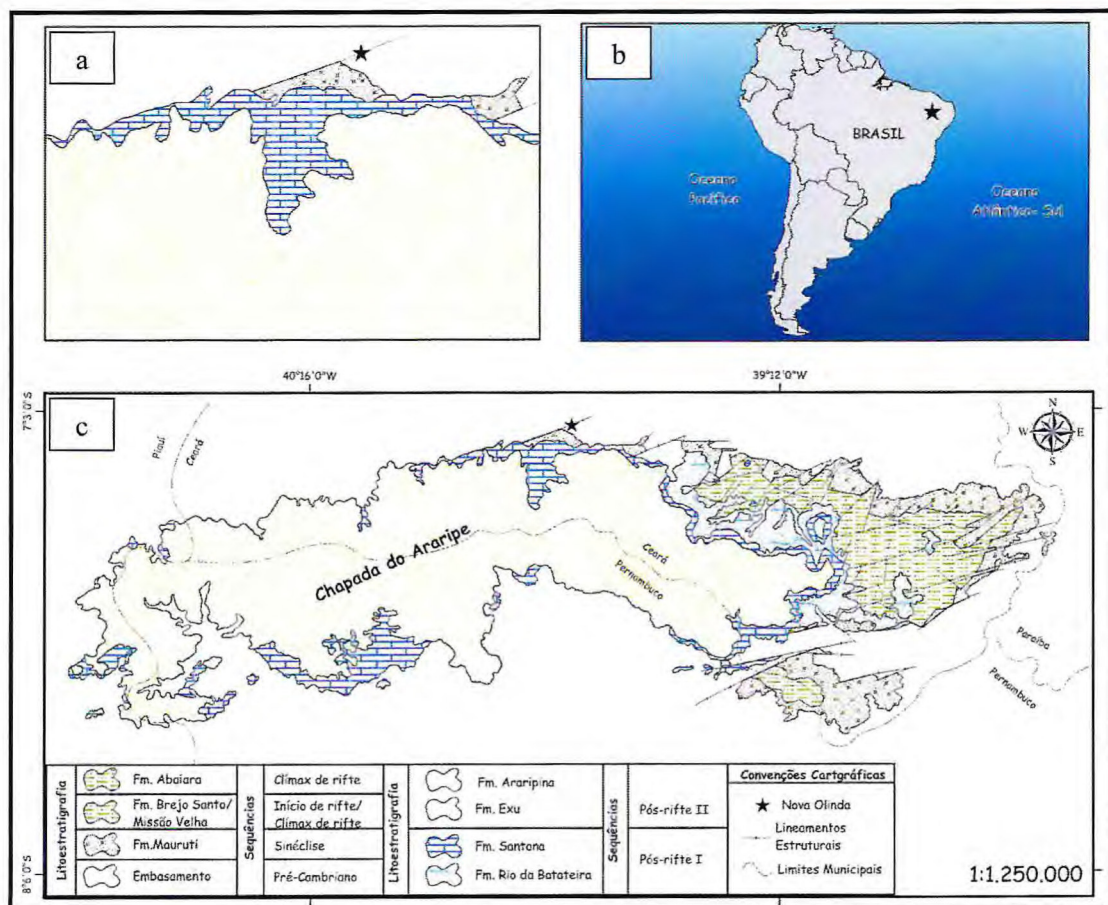


Figura 1.1: (a) Localização do município de Nova Olinda-CE; (b) A Bacia do Araripe no contexto do continente Sul-Americano; (c) Mapa com a distribuição litoestratigráfica e sequências sedimentares da Bacia do Araripe. FONTE: Adaptado de Assine 2007.

Já do ponto de vista econômico, a unidade tem seus calcários explorados principalmente como rocha ornamental e como material de revestimento usado em pisos, paredes e utensílios domésticos. Trata-se de rochas laminadas com características de corte, tratamento e manuseio relativamente fáceis. De ampla ocorrência na região do Vale do Cariri, a exemplo do município de Nova Olinda (CE), estes calcários são por isso conhecidos como “Pedra Cariri”, uma das rochas ornamentais mais famosas e comercializadas do Estado do Ceará (DNPM, 2012).

Em parte pelas razões históricas e econômicas apresentadas, as pesquisas em torno dessa unidade chamaram menor atenção para assuntos relacionados à estratigrafia e sedimentologia (NEUMANN, 1999), capazes de elucidar questões ligadas a seus sistemas deposicionais (singenéticas) e à história de soterramento da bacia (diagenéticas). Isso tem incluído carência de estudos em outras litologias além do famoso calcário, como rochas margosas, folhelhos e, principalmente, arenitos, todas relacionadas à história deposicional do Membro Crato. Por este motivo, estudos sedimentológicos com enfoque na diversidade litológica e sua variação no espaço-tempo seriam de grande contribuição ao estudo de um dos intervalos temporais (Andar Alagoas) mais importantes da Bacia do Araripe no Cretáceo. Tal importância é ressaltada, sobretudo, pelo fato das camadas ocorrerem no intervalo equivalente ao do chamado “Pré-Sal” das bacias de margem costeira do Brasil. Isso coloca o Mb. Crato em situação de análogo potencial das rochas do Pré-Sal, cuja compreensão auxilia na modelagem de reservatórios das bacias produtoras.

1.2 Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo principal ou geral o de **avaliar as condições sedimentológicas de deposição e soterramento de rochas do Membro Crato em uma seção geológica no município de Nova Olinda (CE)**. Entre os objetivos específicos, destacam-se:

1. Levantar a estratigrafia do Membro Crato em uma seção geológica contínua no município de Nova Olinda (CE);
2. Realizar petrografia de seus calcários e arenitos ao microscópio polarizador por métodos convencionais de interpretação de texturas, mineralogia e sua correlação;
3. Analisar a mineralogia e o **quimismo** de amostras de folhelhos por métodos de difratometria de raios-X (DRX) e fluorescência de raios-X (FRX);

4. Analisar o quimismo de feições específicas em amostras de calcários e arenitos por microscopia eletrônica de varredura ambiental acoplado a espectrômetro de energia dispersiva (MEV-EED).
5. Comparar resultados qualitativos (descrição em campo) e quantitativos (laboratório) entre si e com estudos prévios e paralelos na região de estudo;
6. Contribuir para a interpretação da evolução singenética e diagenética na seção geológica considerada para o Membro Crato.

1.3 Justificativa

Ainda são muito escassos os estudos voltados para petrografia aliada a análises mineralógicas e químicas em unidades de bacias sedimentares em geral no Brasil, e isso se aplica também à unidade estratigráfica apresentada neste texto. Como discutido, estes estudos mais detalhados são capazes de elucidar algumas questões onde a estratigrafia convencional não é capaz de avançar, relacionadas tanto ao período de deposição (singenético), como ao pós-deposicional (diagenético). Isto inclui questões de tectônica, proveniência, alterações químicas e outras mais. A carência de estudos com esse enfoque justifica a execução desse trabalho.

1.4 Localização da área de estudo e vias de acesso

A área de estudo localiza-se a oeste do município de Nova Olinda, localidade de Massapê, extremo sul do estado do Ceará. O acesso terrestre, a partir da cidade de Fortaleza, dista cerca de 506 km da área de estudo, se dá preferencialmente por meio da rodovia CE-122 em direção ao município de Nova Olinda, num trecho de aproximadamente 500 km. Desta localidade, o acesso é dado através da CE-292, num trecho de aproximadamente 6 km. A partir daí, segue em uma estrada carroçável, percorrendo cerca de 1,5 km e então se chega à área em questão (Figura 1.2.).

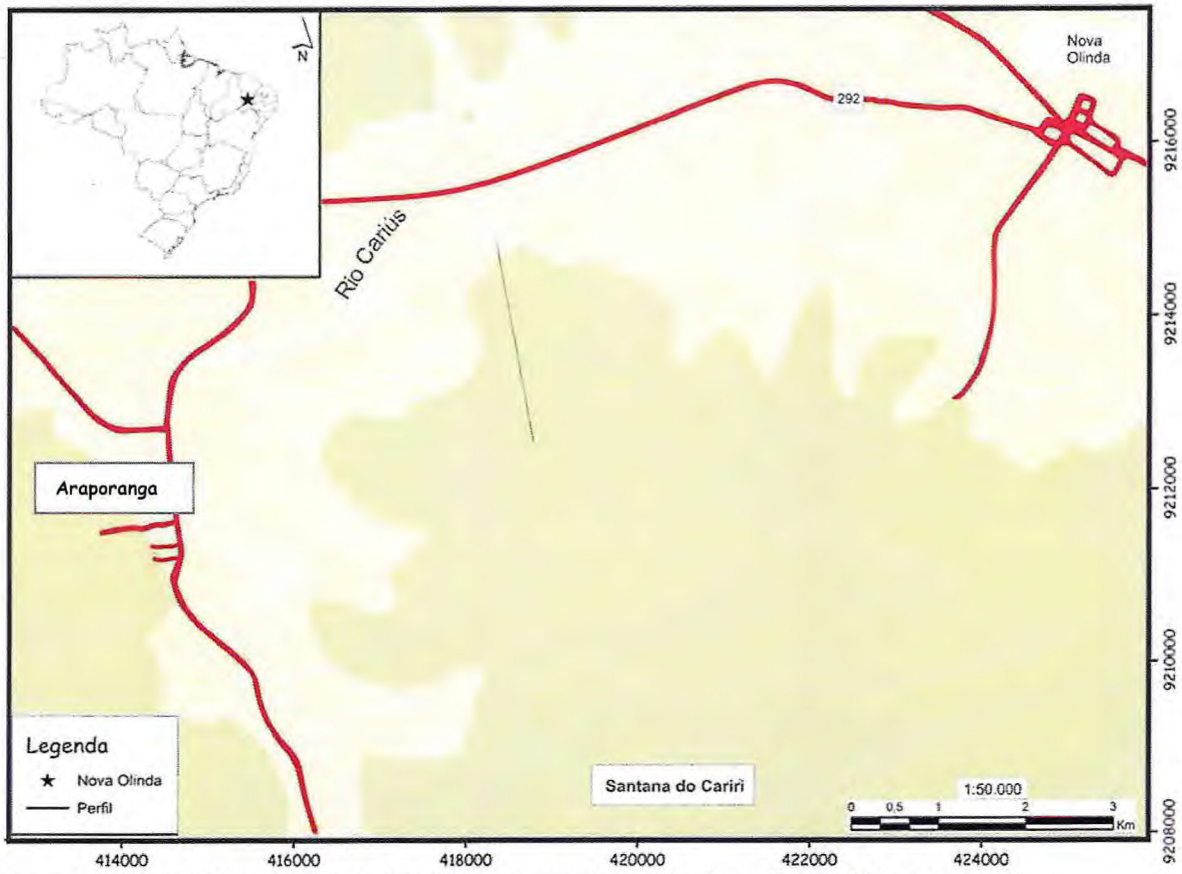


Figura 1.2: Mapa de localização da área de estudo com indicação do perfil escolhido para estudo.

CAPÍTULO 2

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi realizada durante toda a execução do trabalho aqui desenvolvido, contemplou cada diferente etapa do mesmo e consistiu na aquisição de teses, dissertações, relatórios de conclusão de curso e artigos diversos. O foco principal da pesquisa realizada foi estratigrafia, sedimentação e diagênese das rochas da unidade proposta.

2.2 Etapa de Campo

A pesquisa de campo foi realizada em uma área previamente selecionada para execução de uma seção geológica contínua de aproximadamente 2,5 km. A escolha da localidade se deu em função das boas exposições de rochas pertencentes ao Mb. Crato e da facilidade de acesso. Durante o campo, enfatizou-se a coleta sistemática de amostras de carbonatos, folhelhos e rochas arenáceas, sempre com localização da coleta e anotação de dados barométricos e horário do levantamento com GPS (*Global Positioning System*). Priorizou-se também a realização de um levantamento lito-estratigráfico sistemático, para caracterização de feições primárias segundo critérios da análise faciológica (SELLEY, 1970; ANDERTON, 1986; WALKER, 1992). Todas as informações foram anotadas em caderneta de campo e posteriormente digitalizadas. Foram também coletadas amostras representativas de mudanças faciológicas mais evidentes que posteriormente foram levadas para análises petrográficas e químicas.

2.3 Imagens e Mapas

Foram utilizadas imagens da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) obtidas gratuitamente no site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (<http://www.dsr.inpe.br/topodata/>). O uso dessas imagens serviu de base altimétrica para confecção de seções geológicas com exagero vertical de 10x. Para o mapa de localização e acessos utilizaram-se imagens do Serviço Geológico Americano (USGS). A integração desses dados com os obtidos em campo gerou como produto final um mapa geológico de detalhe na escala de 1:10.000. Utilizou-se o *software ESRI® ArcMap™*, em que todas as imagens, dados

de afloramentos coletados em campo e coordenadas foram inseridas no programa. O sistema de coordenadas utilizado foi UTM com *datum* horizontal SIRGAS 2000, zona 24S. A base topográfica foi extraída do GEOBANK (<http://geobank.sa.cprm.gov.br>) da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Para execução da seção geológica foi necessário corrigir a altimetria segundo uma referência de nível conhecida.

Após a correção, confeccionou-se um perfil topográfico para elaborar uma seção geológica, através da inserção dos pontos de coordenadas referentes aos afloramentos em suas respectivas cotas. Após a inserção desses pontos no perfil, seu rebatimento contra a superfície do terreno foi feita por correção do ângulo de mergulho do acamamento segundo sua posição aparente e exagero vertical de 10x.

2.4 Análises Laboratoriais

Foram separadas oito amostras de calcários e sete de rochas arenáceas para confecção e estudo petrográfico de lâminas delgadas, e seis de folhelhos para análises mineralógicas e químicas (Fluxograma 2.1). Para as rochas arenáceas e calcários separados para petrografia ótica convencional, optou-se pela execução de dois cortes para cada amostra durante etapa de laminação (Foto 2.1), a fim de obterem-se possíveis informações adicionais das posições planar e em seção durante a análise. A escolha das posições de corte obedeceu inicialmente critérios de campo e, num segundo momento, feições específicas de interesse ora encontradas nas análises petrográficas das lâminas.



Figura 2.1: Corte utilizado para confecção de lâminas delgadas.



Fluxograma 2.1: Fluxograma de execução da etapa laboratorial do relatório.

2.5 Petrografia

A petrografia das rochas arenáceas e carbonáticas seguiu requisitos texturais e mineralógicos convencionais das análises de rochas terrígenas e carbonáticas. As amostras foram descritas em fichas contendo características essenciais à descrição. Inicialmente, nas rochas arenáceas, buscou-se separar e quantificar percentualmente seus componentes principais (arcabouço, matriz e cimento), com estimativa visual da porcentagem baseada no diagrama de Terry & Chillingar (1955) (Figura 2.2).

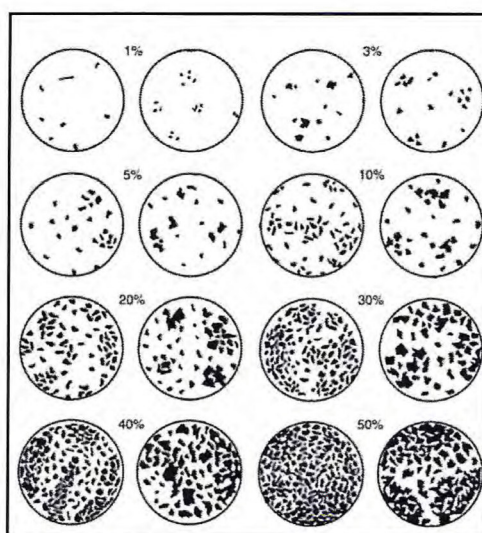


Figura 2.2: Diagrama de estimativa percentual de componentes terrígenos (arcabouço, matriz e cimento). FONTE: Terry & Chillingar (1955).

Feições características do arcabouço, assim como segregação granular, empacotamento, granulometria modal, desvio padrão, seleção granulométrica, esfericidade e arredondamento foram todas descritas (Figuras 2.3, 2.4 e 2.5). Quanto à matriz realizou-se uma classificação genética segundo Dickinson (1970) em protomatriz, ortomatriz, pseudomatriz e epimatriz. O cimento foi caracterizado segundo critérios estabelecidos por Nichols (2009) (Figura 2.6) e, para efeitos da compactação mecânica e química das rochas, adotou-se Pettijohn, Potter & Siever (1972) (Figura 2.7). Por fim tornou-se necessário indicar a maturidade textural (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1987) e mineralógica (FOLK, 1974) das rochas, assim como classificá-las nominalmente segundo Dott Jr. (1964) (Figura 2.8).

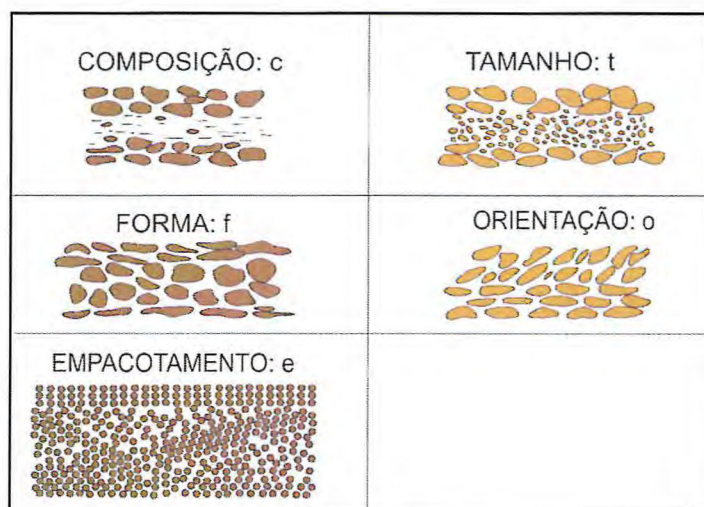


Figura 2.3: Tipos de segregação granular. FONTE: Traduzido de Griffiths (1967).

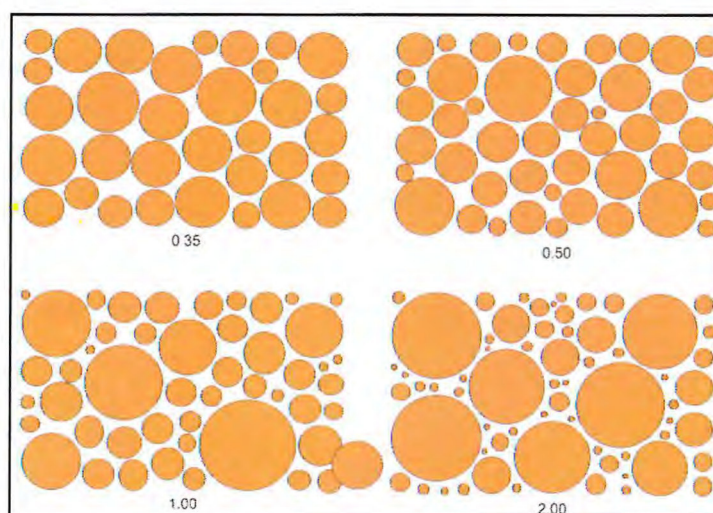


Figura 2.4: Grau de seleção. FONTE: Modificado de Folk (1968).

high sphericity						
low sphericity						
	very angular 1.5 p	angular 2.0 p	subangular 3.0 p	subrounded 4.0 p	rounded 6.0 p	well-rounded 8.5 p

Figura 2.5: Diferentes tipos de graus de esfericidade e arredondamento. FONTE: Compton 1962.

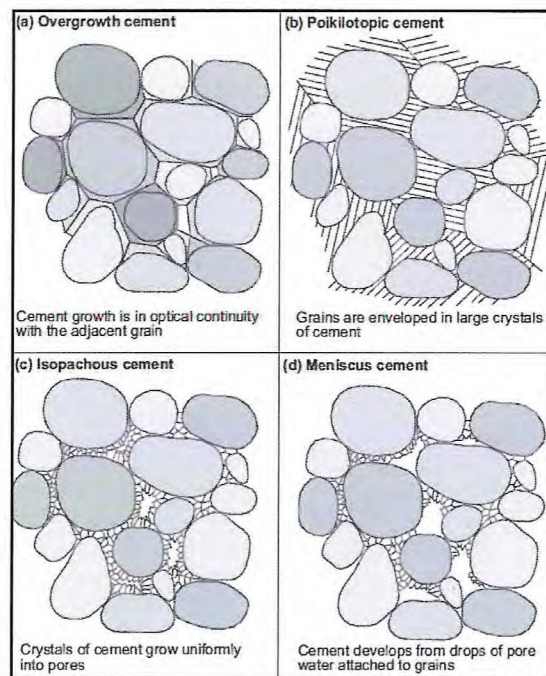


Figura 2.6. Diferentes tipos de textura de cimento. FONTE: Nichols (2009).

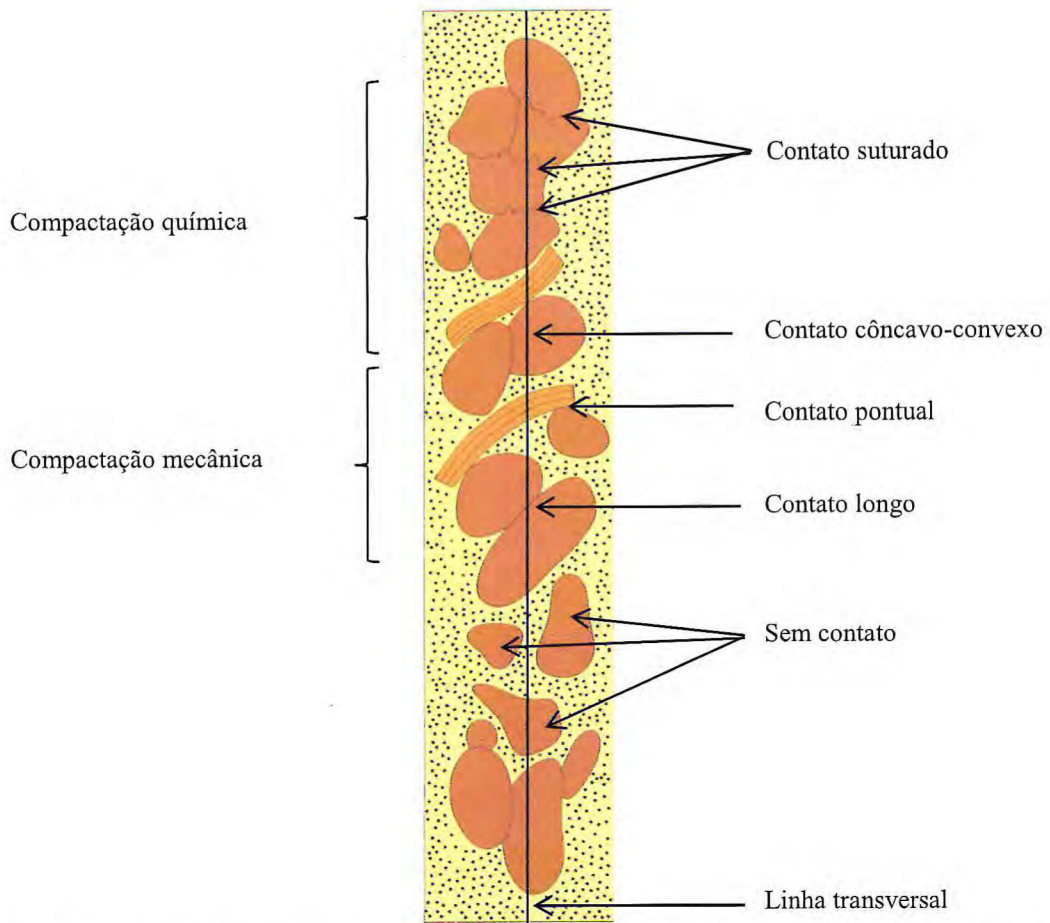


Figura 2.7: Ilustração dos tipos de contato entre grãos do arcabouço. FONTE: Modificado de Pettijohn *et al.* (1972).

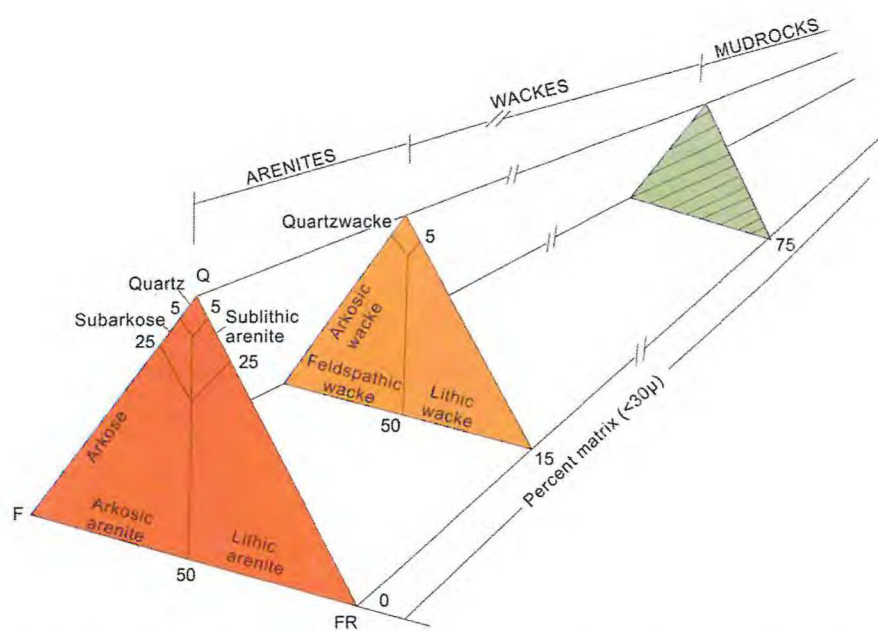


Figura 2.8. Classificação nominal de rochas arenáceas. FONTE: Modificado de Dott Jr. 1964

Para as rochas carbonáticas, os componentes do arcabouço (quando presente) foram classificados de acordo com a presença de material alobioquímico e/ou terrígeno, enquanto a matriz e o cimento foram classificados granulometricamente em micrito (<5µm), microespato (30-5µm) e espato (>30µm). Por fim, classificaram-se as rochas carbonáticas segundo Folk (1962) e Dunham (1962) (Figura 2.9 e 2.10).

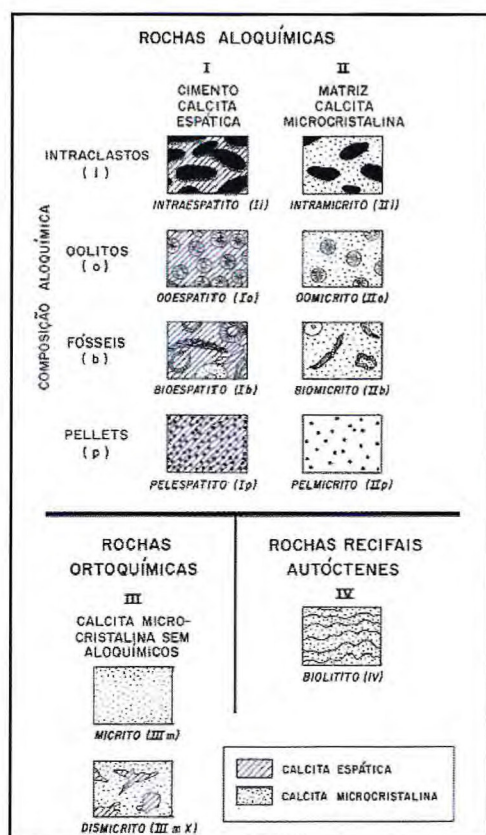


Figura 2.9: Classificação de rochas carbonáticas. FONTE: Traduzido de Folk (1962) por Boletim de Geociências da Petrobrás (2009).

2.6 Difratometria de raios-X (DRX)

A difratometria foi utilizada com o intuito de identificar a mineralogia e determinar os argilominerais e seus tipos presentes nas amostras de folhelhos, coletados durante a etapa de campo. As amostras foram moídas em graal de porcelana até a fração argila, após o qual o pó gerado foi prensado até que fosse gerada uma ‘pastilha’. Em seguida a ‘pastilha’ foi enviada ao aparelho para análise. Empregou-se para esta análise um difratômetro para amostras policristalinas modelo *XPert Pro MPD – Panalytical* (Laboratório de raios-X, Departamento

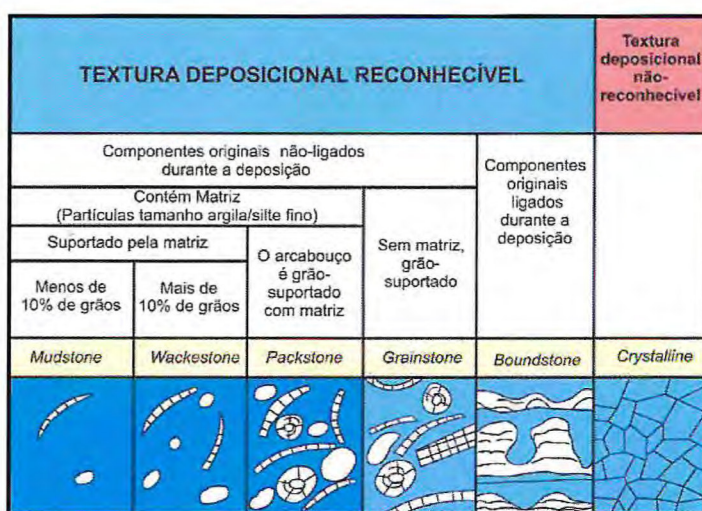


Figura 2.10: Classificação de rochas carbonáticas. FONTE: Traduzido de Dunham (1962) por Boletim de Geociências da Petrobrás (2009).

de Física – UFC), que é equipado com contador proporcional e analisador de altura de pulso por meio de fonte radioativa de cobre (Cu K- α ; $\alpha = 1,5406 \text{ \AA}$) operante sob voltagem de 112 keV e corrente elétrica de 31 mA. Para tratamento e interpretação dos dados obtidos foi usado o software *X'PertHighScore*, fornecido pela fabricante do equipamento.

A interpretação se baseia no perfil de difração dos minerais de melhor adequação do difratograma gerado a um modelo (do banco de dados do aparelho). A interpretação do difratograma foi auxiliada por análise química semi-quantitativa prévia, obtida por espectrometria de energia dispersiva de raios-X ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV-EED).

2.7 Fluorescência de raios-X (FRX)

Empregou-se para esta análise o espectrômetro de fluorescência de raios-X *Xsequencial* marca PANALYTICAL (PHILIPS) PW-2400, pertencente ao Laboratório de raios-X do Departamento de Física da UFC, e os respectivos acessórios de preparação de amostras para análise. Os dados obtidos serão interpretados com o software SemIO PW2452, versão 2.10, fornecido pelo fabricante do equipamento. As amostras foram prensadas em matriz de ácido bórico na forma de pastilha e levadas ao aparelho para análise. A análise forneceu a composição química do material, de maneira qualitativa, com indicação de todos os elementos detectáveis na amostra.

CAPÍTULO 3

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1. A Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe localiza-se na região de confluência entre os estados do Ceará, Pernambuco, Piauí e Paraíba, com uma área total aproximada de 8.500 km² da qual mais de 50% sobre território cearense (Figura 3.1). A bacia se destaca na paisagem da região do Vale do Cariri pela presença da Chapada do Araripe, uma feição como forma de tabuleiro, alinhada E-W, e cujo topo é suavemente inclinado para oeste e limitado por escarpas íngremes (ASSINE, 2007).

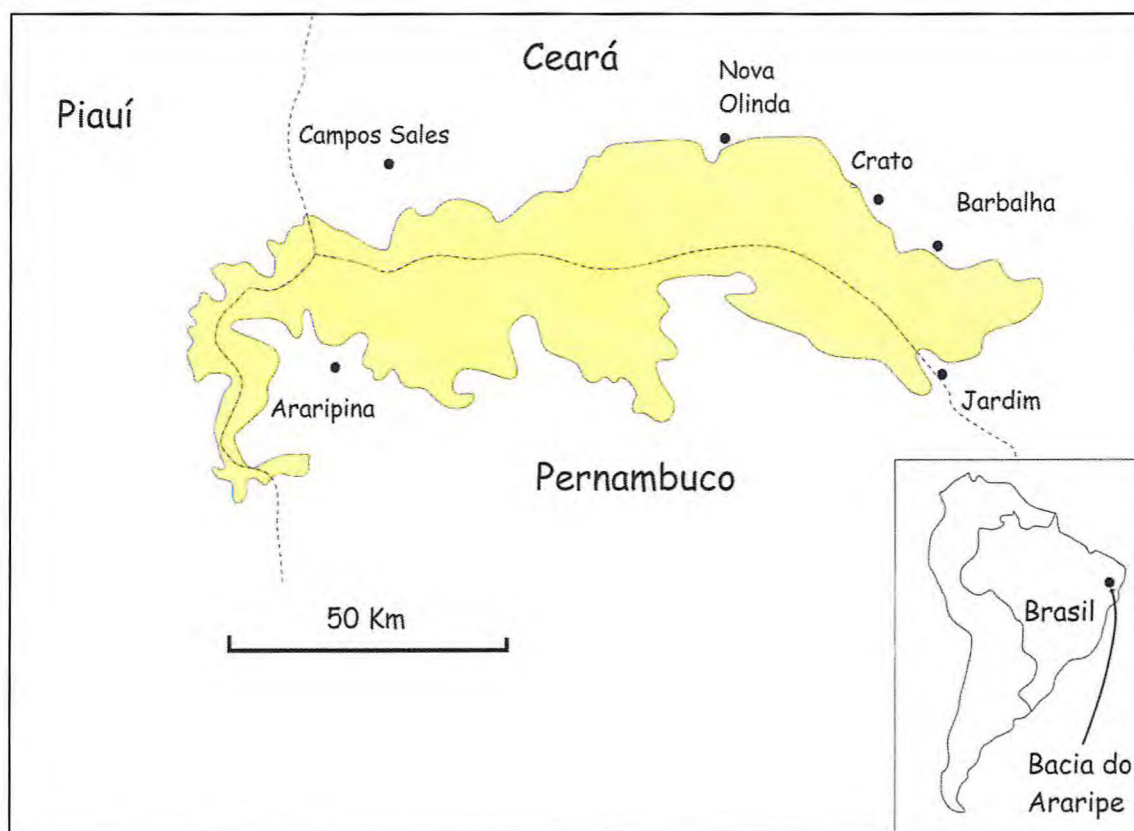


Figura 3.1: Mapa de localização da Bacia do Araripe com suas principais localidades e limites territoriais indicadas. FONTE: Adaptado de Martill 2007.

Em termos estruturais, a Bacia do Araripe está sotoposta a terrenos pré-cambrianos da Província Borborema, onde diversos lineamentos mostram uma trama complexa, sobretudo com direções predominantes E-W e NE-SW. Seus lineamentos principais, limitantes, são o de Patos, a norte, e o de Pernambuco, a sul (BRITO NEVES

et al., 2000), o que posiciona a bacia em quase sua totalidade na chamada Zona Transversal (PONTE & PONTE FILHO, 1996).

A Bacia do Araripe enquadra-se no contexto das bacias interiores do Nordeste do Brasil, e delas se destaca como a mais representativa das exposições de rochas cretáceas (CARVALHO & BERTINI, 2000). A bacia teria se formado a partir de eventos tectônicos responsáveis pela fragmentação do paleocontinente Gondwana e abertura do oceano Atlântico Sul (MATOS, 1992) (Figura 3.2). A abertura deste oceano, em particular, seria responsável pela formação dos riftes mesozóicos do nordeste do Brasil, cuja arquitetura deposicional é representada por uma série de blocos falhados, formando grábens e *horsts* que posteriormente foram recobertos por depósitos sedimentares de idade Aptiano-Albiano (PONTE & PONTE FILHO, 1996). Na Bacia do Araripe, há uma forte compartimentação estrutural (FREITAS, 2010) devido a reativações de falhas do embasamento Pré-Cambriano. Isto permite individualizá-la em duas sub-bacias: Cariri (ou Leste) e Feitoria (ou Oeste; também chamada de sub-bacia de Feira Nova) (MATOS, 1992), separadas por um alto estrutural denominado de Dom Leme. Acredita-se que toda a estruturação foi fortemente ativa durante a fase rifte, não tendo afetado, pelo menos de maneira significativa, o Andar Aptiano da bacia (FREITAS, 2010) (Figura 3.3).

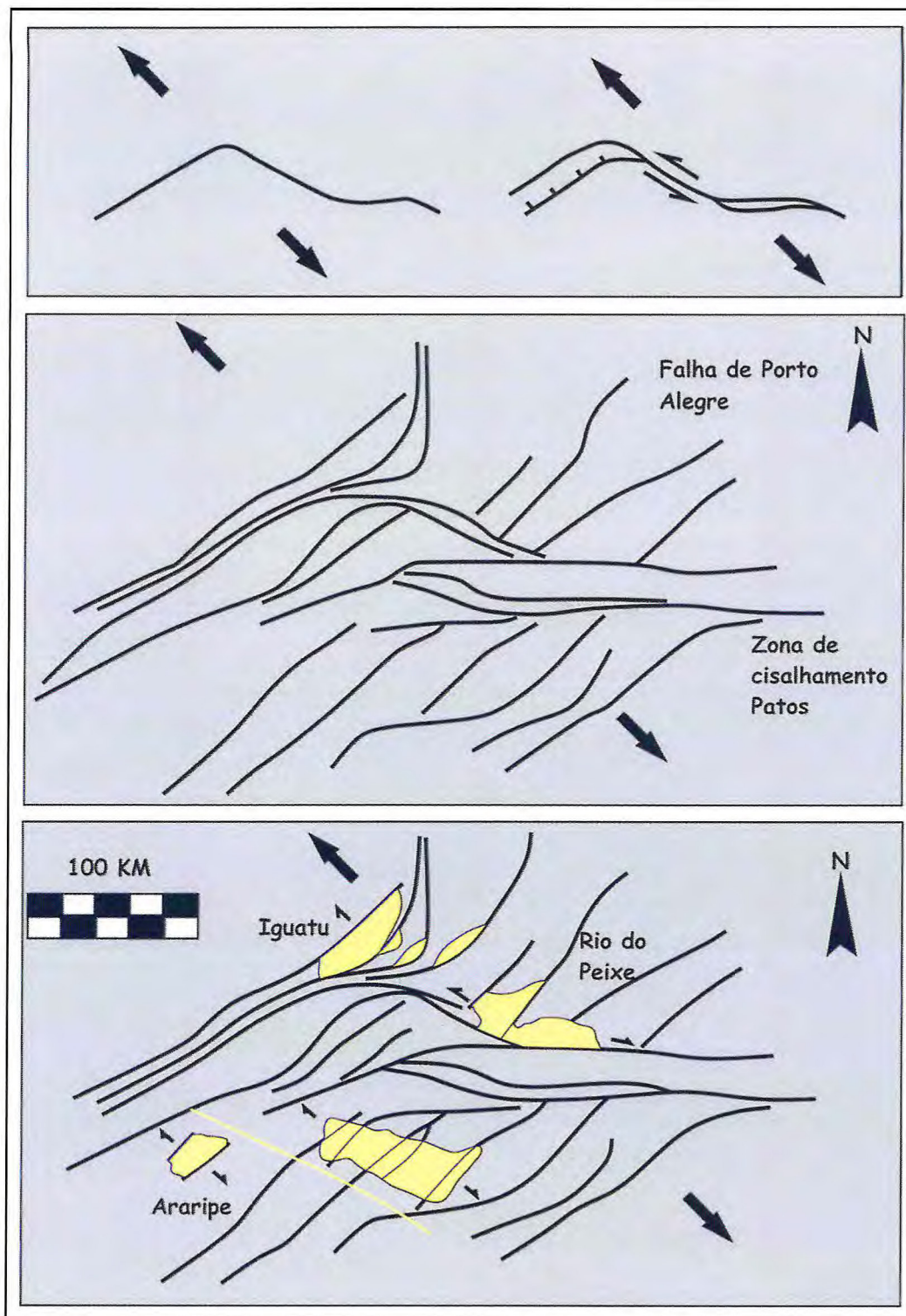


Figura 3.2: Esquema ilustrativo da evolução tectônica das bacias riftes do Vale do Cariri.
 FONTE: Modificado de Matos 1999.

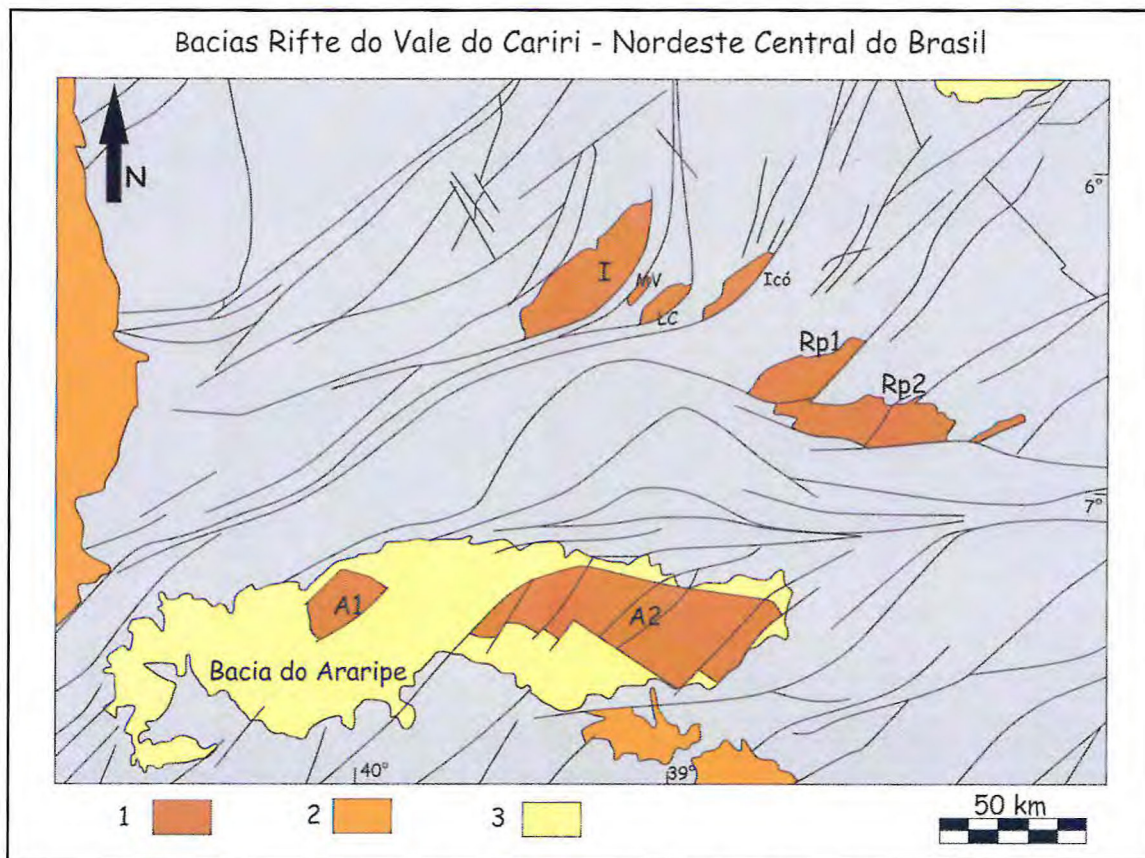


Figura 3.3: Arranjo estrutural e distribuição das bacias rifte do Vale do Cariri no Nordeste central do Brasil. Linhas espessas representam os principais lineamentos estruturais Proterozóicos; 1, Distribuição dos rifte Neocomianos. 2, Sedimentos Paleozóicos – Bacia do Parnaíba; 3, Sedimentos Pós-rifte; A, Bacia do Araripe; A1, Sub-Bacia de Feira Nova; A2, Sub-bacia do Crato; I, Iguatu; MV, Malhada Vermelha; LC, Lima Campos; Icó, Bacia de Icó; RP, Bacia Rio do Peixe, RP1, Sub-bacia Brejo das Freiras; RP2, Sub-bacia de Souza. FONTE: Modificado de Matos 1999.

3.2. Sequências Litoestratigráficas

Das diversas subdivisões litoestratigráficas propostas para a Bacia do Araripe destacam-se as descritas por Assine (2007), Ponte, Hashimoto & Dino (1991) e Ponte, Medeiros & Ponte Filho (1997). A Bacia do Araripe apresenta uma sucessão estratigráfica bastante complexa, em um total de sete unidades estratigráficas (Formações Mauriti, Brejo Santo, Missão Velha, Abaiara, Barbalha, Santana e Exu), onde a Formação Santana é aqui admitida como formada por dois membros: Crato e Romualdo. Do ponto de vista da evolução tectono-sedimentar, Ponte & Ponte Filho (1996) propuseram a seguinte correlação da atividade tectônica durante o rifte Atlântico Sul e a Bacia do Araripe:

a) A “tectono-sequência pré-rifte” (Formações Brejo Santo e Missão Velha) da Bacia do Araripe se correlaciona com “sequência sin-rifte I” (*rift-valley*) da margem continental;

b) A “tectono-sequência rifte” (Formação Abaiara) da Bacia do Araripe, com as “sequências sin-rifte II e sin-rifte III” da margem continental;

c) A “tectono-sequência pós-rifte I” (Formação Santana) da Bacia do Araripe com as “sequências transicionais e evaporíticas” da margem continental brasileira.

Na Bacia do Araripe, Assine (2007) reconheceu quatro sequências deposicionais limitadas no topo e na base por discordâncias de caráter regional: (1) “Sequência Paleozóica”, representada pela Formação Mauriti; (2) “Sequência pré-rifte” (Neojurássica), correspondente às Formações Brejo Santo e Missão Velha; (3) “Sequência rifte”, equivalente à Formação Abaiara; (4) “Sequência Pós-rifte I” (Aptiano-Albiano), correspondente às Formações Barbalha e Santana; e (5) “Sequência Pós-rifte II”, equivalente às Formações Araripina e Exu (Figura 3.4.).

Estudos tectono-estratigráficos recentes (SCHERER *et al.* 2014; FAMBRINI *et al.* 2013) enfocados nos trabalhos clássicos em bacias do tipo rifte de Prosser (1993), Bosence (1998), Gawthorpe & Leeder (2000) sugerem que a “Supersequência rifte” na Bacia do Araripe tenha se iniciado com a deposição da Formação Brejo Santo (“Início de Rifte” a “Clímax de Rifte inicial”) e terminado com as Formações Missão Velha e Abaiara (“Clímax de Rifte Intermediário” a “Clímax de Rifte Tardio”).

3.3. Formação Santana

Na bacia do Araripe a “Sequência Pós-rifte” de Assine (2007) registraria um ciclo deposicional completo, transgressivo-regressivo, sendo limitada na base pela discordância pré-aptiana, que a separa de sucessões mais antigas e/ou do embasamento. A Formação Santana, tem sido atribuída, já nas últimas décadas, como pertencente de um Sistema Lagunar-Evaporítico e Marinho, de idade mesoalbiana (PONS *et al.*, 1990), com grande diversidade e complexidade faciológica (PONTE, 1992). A Formação Santana (Aptiano/Albiano) localiza-se logo acima do início do chamado “último ciclo granodécrescente” da Formação Barbalha (ASSINE, 2007).

A Fm. Barbalha, por sua vez, inicia-se na base com conglomerados e bancos espessos de arenitos médios, culminando em folhelhos cinza escuros, verdes e vermelhos, calcíferos, laminados, que ficam sotopostos aos calcilitos do Membro Crato, base da Formação Santana, representativa da passagem Aptiano/Albiano. Assine (2007), com base em desconformidades estratigráficas de caráter regional, considera a Formação Santana, bem como a sotoposta Fm. Barbalha, como pertencentes do estágio Pós Rife I. Este intervalo seria crono-correlato com as Camadas Ponta do Tubarão, da Bacia Potiguar, e com as Camadas Trairí da Bacia do Ceará. Estas unidades não possuem registros de fósseis marinhos para a maior parte de seu intervalo abrangido, mas suas características faciológicas e sua posição cronoestratigráfica indicariam relação com movimentos transgressivos/regressivos que ocorriam nas bacias adjacentes (ASSINE, 2007).

A Formação Santana é aqui admitida como portadora de dois membros: 1. Membro Crato, constituído por calcilitos de cor creme e amarelada, bem estruturados com laminações plano-paralelas e com peixes fósseis do gênero *Dastilbe*; e 2. Membro Romualdo, constituído por pelitos, margas e calcários, já em parte representativo de uma transgressão marinha sobre sistemas lagunares antecedentes. Entre os dois membros, ocorrem as chamadas Camadas Ipubi (ASSINE, 2007), caracterizadas pela ocorrência descontínua de gipsita e anidrita em áreas localizadas, como possíveis representantes de pequenas bacias marginais ou salinas tipo *sabkha playa*; as camadas Ipubi marcariam o intervalo final do Mb. Crato.

Embora menos enfatizados em trabalhos, Medeiros (1990) descreve em meio aos calcilitos do Mb. Crato a presença de níveis de calciarenitos com ondulações truncantes (comprimento de onda de 30 cm), em ciclos de 30-40 cm de espessura, separados por camadas centimétricas de calcilitos cinza escuros, com alta concentração de filamentos de algas, onde estes seriam indicativos de períodos de menor energia e alta proliferação orgânica. Neumann (1999) deu ênfase aos mesmos corpos de arenito que, por seu estudo, mostraram-se portadores de arcabouço terrígeno (apenas a cimentação seria carbonática). Por falta de discordância de caráter regional entre as Formações Barbalha e Santana, o mesmo autor interpreta uma passagem transicional entre essas unidades, com retrogradação da primeira. Assim, Neumann (1999) atribuiu os arenitos da Fm. Santana a uma extensão deltaica da coexistente Fm. Barbalha no intervalo de tempo considerado. Sobre as Camadas Ipubi, Silva (1988) interpretou uma discordância erosiva de menor expressão (diastema) marcada por um

nível conglomerático, que seria oriundo de fluxos gravitacionais de terras relativamente mais altas nas bordas das pequenas bacias evaporíticas.

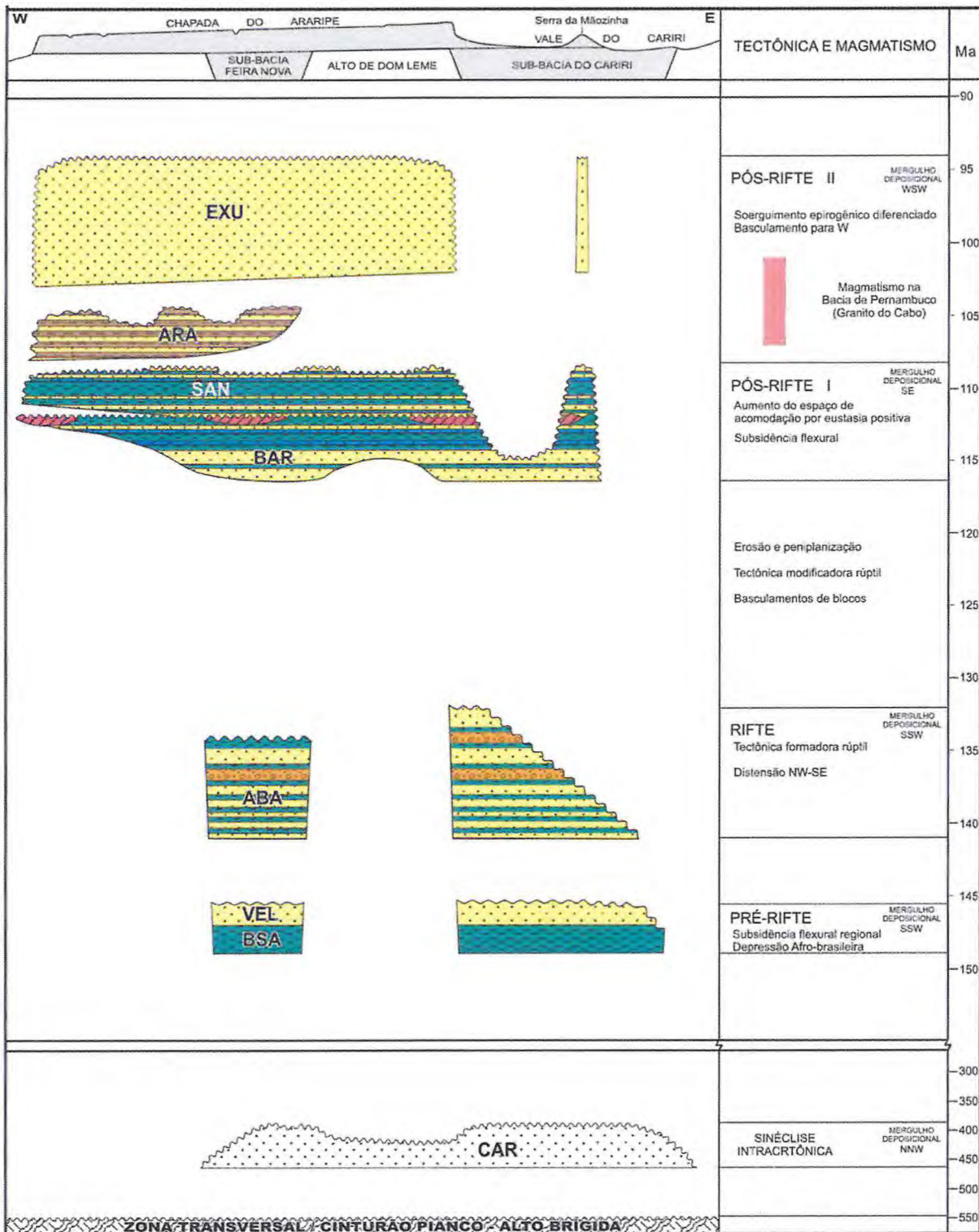


Figura 3.4: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Araripe. FONTE: Simplificada de Assine 2007.

3.4. Membro Crato

O Membro Crato da Bacia do Araripe corresponde a uma unidade estratigráfica predominantemente composta de sucessões monótonas de calcários finamente (milímetros) laminados. Ponte & Appi (1990) descrevem os calcários laminados do Membro Crato como de natureza micrítica, de cor amarela a creme com estratificação plano-paralela horizontal, portadores de pseudomorfos de cristais de sal, e em corpos de espessura entre 30 a 50 metros. O Mb. Crato se destaca no aspecto paleontológico devido a uma excepcional e rica biota fóssil preservada em suas rochas. Martill (1993) correlacionou as características excepcionais de tafonomia, diagênese e preservação da Formação Santana, mais precisamente do Mb. Crato, com outros importantes depósitos do tipo *Lagerstätten* (*sensu* SEILACHER *et al.*, 1985, *in* MARTILL, 1993). Viana & Cavalcanti (1990) destacam na unidade a presença de fácies de calcilutito creme com laminação plano-paralela com filamentos de algas, peixes e restos vegetais. Esta fácies ocorreria no topo da sequência com até cerca de 30 metros de espessura, e conteria ainda plantas vasculares, artrópodes, molusco, peixes, anfíbios e aves. Ali, também haveriam intercalados margas com pisólitos, ostracodes, conchostráceos, restos de peixe, plantas, com níveis betuminosos e mineralização por sulfetos, além de folhelhos castanhos e verdes com presença de ostracodes. Martill *et al.* (2007) mencionam que a presença de pseudomorfos de halita nos calcilutitos laminados da unidade sugerem que ao menos parte de sua deposição tenha ocorrido em ambiente árido e hipersalino.

Neumann (1999) identificou que durante a evolução do Mb. Crato ocorreriam seis níveis lacustres carbonatados, com interdigitações de corpos terrígenos, onde sugere uma interação entre sistemas lacustres (cujas zonas mais estáveis e permanentes localizavam-se na parte leste da bacia) e flúvio-deltaicos (via aporte terrígeno de fontes a N e NE). Ainda de acordo com Neumann (1999), o registro carbonático e terrígeno inicia-se com um pulso transgressivo sobre as unidades fluviais subjacentes e finaliza com o desenvolvimento de uma superfície de descontinuidade local, sob a qual se depositaram os evaporitos das Camadas Ipubi. Segundo o autor, a duração de todo o conjunto dos pulsos de transgressão-regressão que configuram a tendência expansiva registrada teria sido de um a três milhões de anos, com duração média das sequências de alta frequência oscilando entre 5.000 e 50.000 anos.

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA

Este capítulo apresenta a caracterização faciológica (textura, estrutura e conteúdo paleontológico) das litologias ao longo de um perfil de aproximadamente 2,3 km (Figura 4.1), na localidade de Massapê em Nova Olinda. A partir da análise de fácies no perfil selecionado, foram interpretados processos deposicionais e diagenéticos e uma seção geológica foi confeccionada (Figura 4.2).

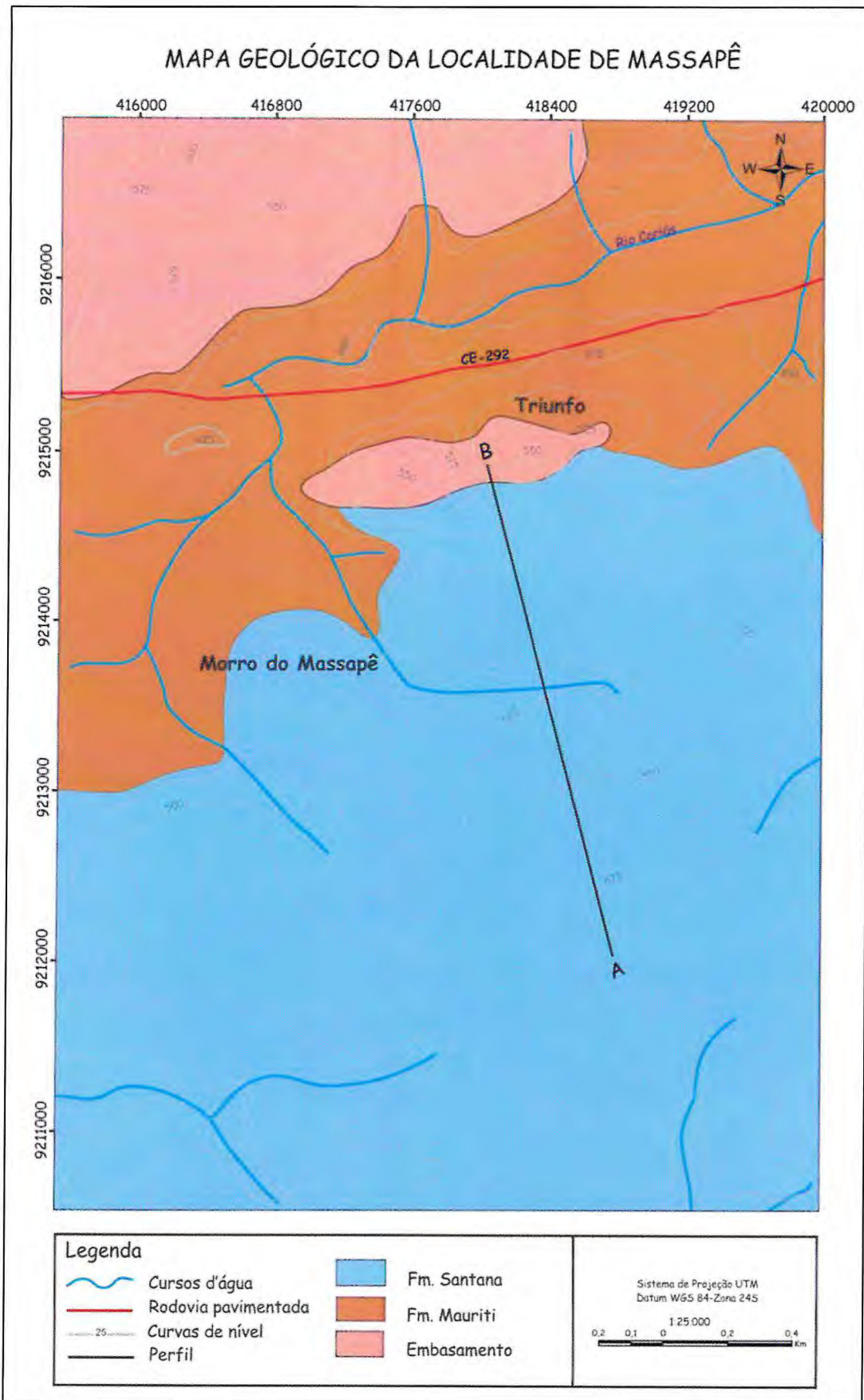


Figura 4.1: Mapa geológico simplificado da localidade de Massapê. FONTE: Adaptado de Oliveira *et al.* 2013.

4.1.1 Folhelho margoso (Fm)

Esta fácies abrange a maior parte do perfil (mais de 50%), desde uma não-conformidade no contato direto com um corpo aflorante do embasamento até intercalações com todos os demais litotipos (calcilutitos, arenitos, siltitos e evaporitos), em contato geralmente gradacional (ou possivelmente interdigitado, no caso dos evaporitos). Os folhelhos da fácies Fm são bastante friáveis, pulverulentos, com cores esverdeadas (raramente avermelhadas) e ocorrem ao menos parcialmente constituídos de carbonato de cálcio. Ocorrem como corpos métricos a decamétricos de geometria presumivelmente tabular, e internamente laminados (milimetricamente) com textura físil eventualmente reconhecível nas porções mais argilosas. A ausência de fissilidade, na maioria dos casos, pode ser atribuída a porções mais siltosas, a alteração rasa em perfis de solo ou mesmo ao caráter margoso da rocha (ALLING, 1945). Próximo ao contato (topo) com evaporitos, a fácies Fm pode apresentar concreções carbonáticas (CaCO_3) esparsas, com formas oblatas e dimensões até decimétricas.

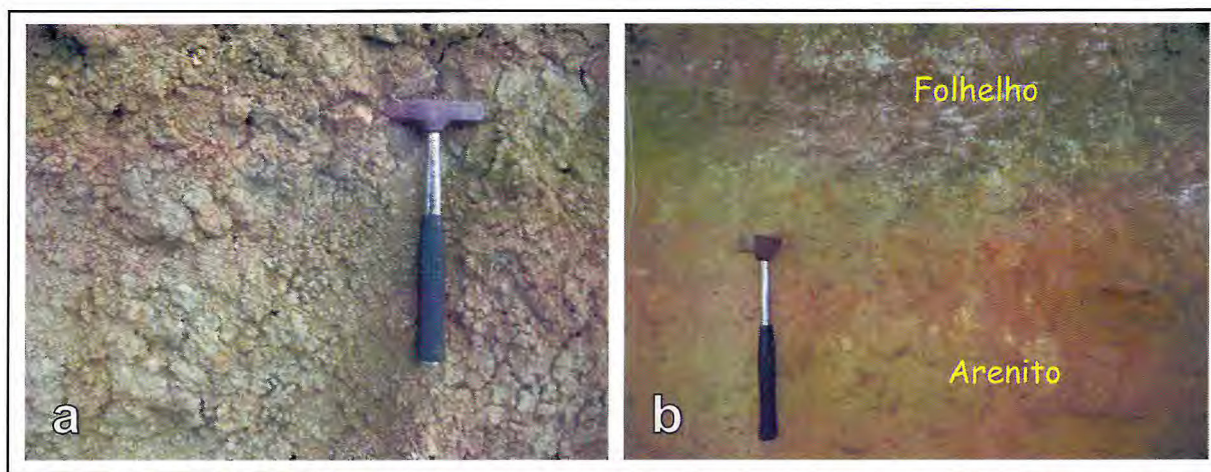


Figura 4.3: (a) Folhelho calcífero verde levemente oxidado. (b) Detalhe do contato entre o folhelho e o arenito.

Com base no exposto, a fácies Fm é aqui interpretada como produto de decantação passiva em fundo lacustre sob condições alcalinas e predominantemente redutoras. A origem das concreções carbonáticas nas proximidades do topo da unidade sugere origem semelhante à aventada para estruturas do mesmo tipo no Mb. Romualdo. No entanto, não foram encontrados fósseis associados às concreções durante esta campanha de estudo.

4.1.2 Calcilitito laminado (Cl)

Esta fácies apresenta contatos gradacionais com folhelhos (fácies Fm) e com arenitos; neste último caso, grãos placóides de mica são abundantes quando a fácies Cl é a sobreposta. A fácies Cl é formada por calcários finos milimetricamente laminados, compactos, e com cor geralmente bege a amarelo claro (chegando a marrom quando em perfil de alteração de solo). Sua geometria externa é presumivelmente tabular de espessura decimétrica a métrica, onde aparece intercalado com arenitos e folhelhos (Figura 4.4). Sua laminação plano-paralela é por vezes acompanhada de fenestras milimétricas alinhadas. Mais raramente, aparecem estruturas decimétricas de escorregamentos e/ou deslizamentos (*micro-slumps*, *slides*), acamamento convoluto, concreções carbonáticas (centimétricas, ovais) e pseudomorfos centimétricos de halita (*hopper crystals*). Um nível decimétrico de cor cinza-azulada ocorre horizontalmente próximo ao topo de uma camada, onde sua dureza elevada e baixa reatividade ao ácido clorídrico sugerem intervalo silicificado. Também ocorre um nível avermelhado, atribuído a cimentação ferruginosa (óxi-hidróxidos de Fe e Mn?) (Figuras 4.5a a 4.5d).

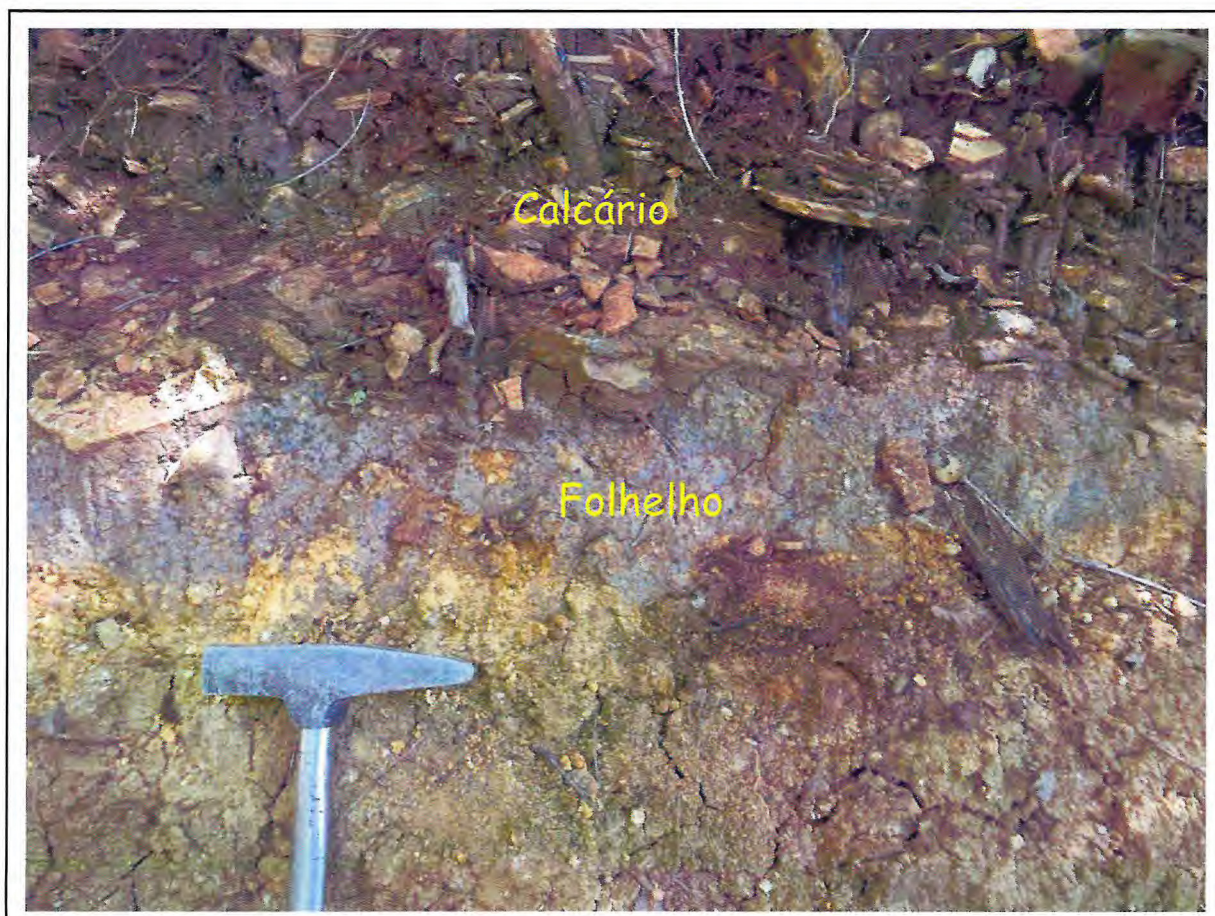


Figura 4.4. Contato entre as fácies Fm (folhelho margoso) e Cl (calcilitito laminado). O calcilitito apresenta-se bastante alterado.

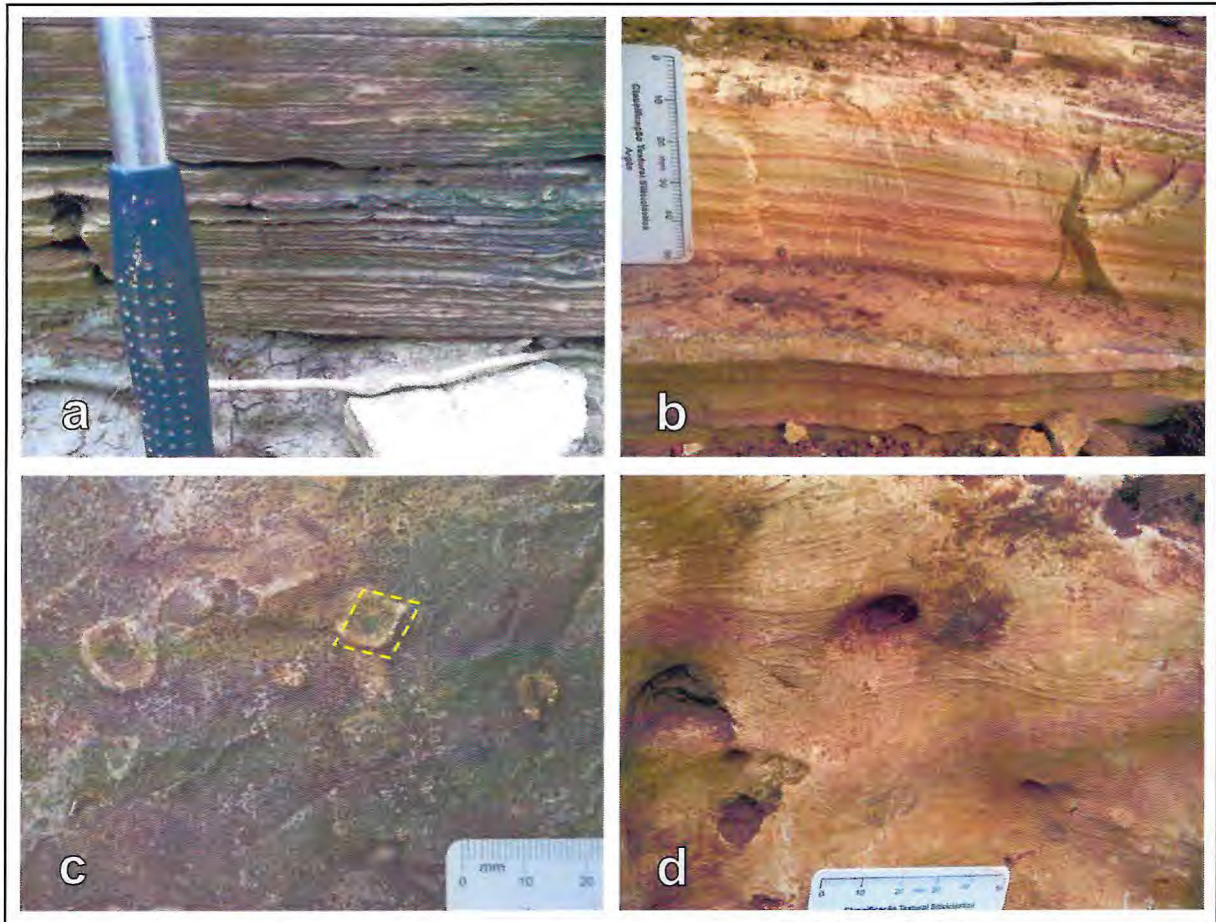


Figura 4.5. Fotos de calcilutitos da fácies Cl. (a) Laminação plano-paralela milimétrica; (b) Destaque para o calcilutito com cimentação ferruginosa; (c) Pseudormofo de cristal de hábito desenvolvido no calcilutito (visão em corte planar); (d) Laminação convoluta.

A fácies Cl é interpretada como resultado de condições predominantemente calmas de decantação de micrito em águas alcalinas rasas e oxidantes, e de salinidade eventualmente elevada. Tais características são compatíveis com as ocorrentes em lagos de regiões sob clima árido (*sabkhas*). No entanto, a presença de estruturas deformacionais (convoluções, escorregamentos etc.) também aponta para fenômenos eodiagenéticos de perturbação episódica de sedimento mole, talvez ligados a fluxos de massa advindos de áreas-fontes elevadas nas proximidades e/ou ligados a atividade sísmica (ANDRESEN & BJERRUM, 1967).

A presença de camadas silicificadas em meio ao calcário estaria ligada à cimentação mesodiagenética profunda (condições de alcalinidade extrema) ou a fenômenos hidrotermais eodiagenéticos *sensu strictu* (rasos). No caso da cimentação ferruginosa, esta estaria ligada a processos telodiagenéticos de lateritização (ASSINE, 2007).

4.1.3 Arenito quase maciço (Aqm)

Os arenitos da fácies Aqm ocorrem em camadas de espessura decimétrica cuja extensão horizontal aflorante (poucos metros) lhe confere geometria semelhante a tabular. Quando sotoposta, esta fácies exhibe contato gradacional bem marcado com níveis decimétricos de calcilitos (Cl), folhelhos calcíferos verdes (Fm) e siltitos (Figuras 4.6a e 4.6b). A fácies Aqm constitui-se de grãos terrígenos desde areia fina até silte grosso (250 a 30 μm), e com gradação ligeiramente decrescente para o topo de cada sucessão, em intervalos de cores bege, amarela, cinza e marrom. Sua reatividade ao ácido clorídrico é devida a cimentação carbonática. A maior parte dos arenitos carece de estruturas internas bem definidas, o que em parte pode ser devido a uma pobre segregação granular. Em campo, são visíveis marcas tênues de laminação plano paralela, às vezes com presença de truncamentos ainda mais tênues (tração?). Em um dos arenitos ocorrem tubos verticais preenchidos por silito. Os tubos aparecem com seção circular a oval de pelo menos 1 cm e extensão vertical ao menos decimétrica, e são aqui interpretados como icnitos de bioturbação (Figuras 4.6c e 4.6d). Décímetros abaixo, no mesmo corpo de arenito, ocorrem intraclastos de lama (folhelho calcífero verde) de dimensões centimétricas (Figura 4.6e).

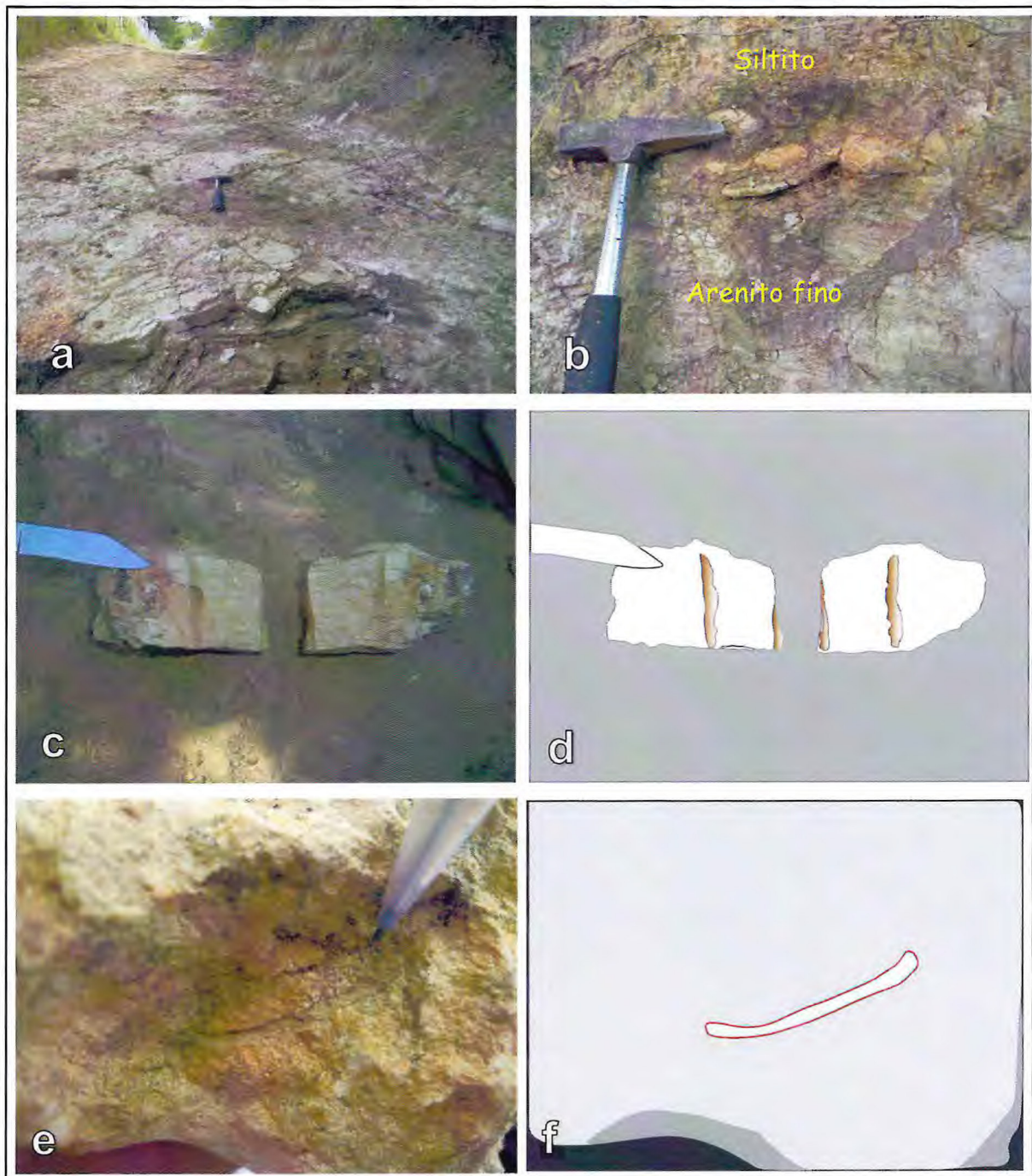


Figura 4.6: Fotos de arenitos quase maciços da fácies Aqm. (a) Vista geral de um dos afloramentos, com camadas de aspecto tabular; (b) Contato gradacional entre uma camada de arenito fino com laminação plano-paralela e um siltito; (c) Arenito fino com icnitos de bioturbação; (d) Ilustração da foto anterior (c), com enfoque na presença dos tubos verticais. (e) Intraclastos de lama (folhelho calcífero verde) dentro do arenito fino; (f) Ilustração da foto anterior (e), com enfoque na presença de intraclastos de lama.

Interpreta-se a fácies Aqm como resultado de fluxos episódicos de sedimento terrígeno imaturo a partir de áreas-fontes relativamente próximas, com retrabalhamento de parte do sedimento pré-existente no leito. A presença de estruturas de bioturbação verticalizadas indica que depósitos recém chegados eram prontamente colonizados por organismos oportunistas em condições de águas rasas. A interação com águas alcalinas da bacia deve ser a responsável pela cimentação carbonática pós-deposicional dos arenitos da fácies Aqm. Tanto a ausência de boa segregação granular (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1987) como presença de bioturbação (MOORE & SCRUTON, 1957), combinados ou não, podem ser responsáveis pela carência de estruturas trativas primárias neste arenito.

4.1.4 Siltito com laminação cruzada cavalgante (Scc)

A fácies Scc ocorre em camadas decimétricas de geometria sugestivamente tabular, de modo descontínuo e sempre acima dos arenitos, em contato brusco a ligeiramente gradacional (Figuras 4.7a e 4.7b). Assim como os arenitos da fácies Aqm, os siltitos da fácies Scc são cimentados em carbonato de cálcio. Os siltitos interdigitam-se lateralmente com os calcilutitos laminados (Cl) e com folhelhos calcíferos verdes (Fm). Predominam nas cores alaranjadas, têm textura argilosa, são compactos, e comumente exibem laminação cruzada cavalgante (*climbing-ripple lamination*) de fluxo subcrítico (Figura 4.7c). Apesar de não medido diretamente, o rumo de mergulho aproximado das laminações se dirige para os quadrantes meridionais. Em um dos corpos de siltito, aparecem dezenas de moldes milimétricos vazios de gastrópodes, em disposição aleatória (Figura 4.7d).

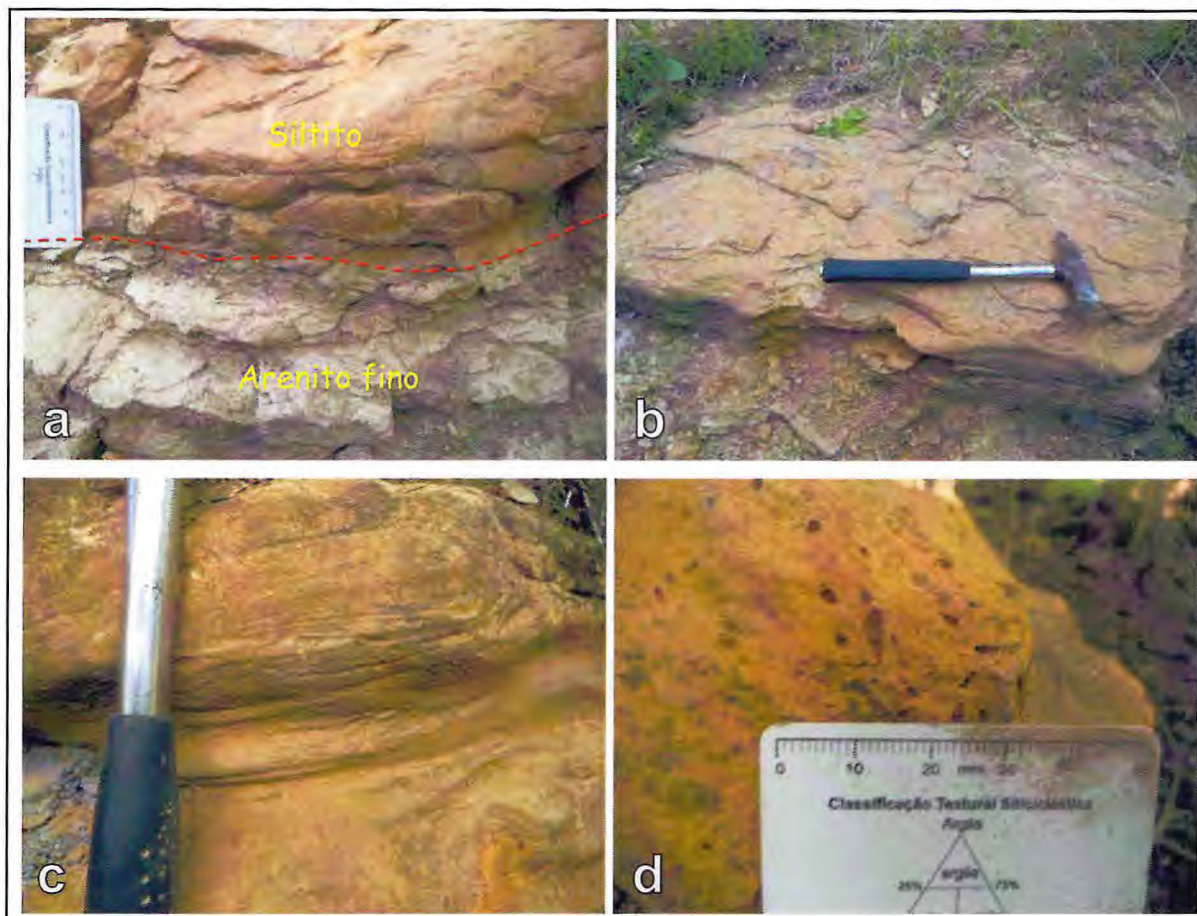


Figura 4.7: Fotos de siltitos da fácies Sc. (a) Camada de arenito fino em contato brusco com camada de siltito; (b) Siltito em camada tabular de espessura decimétrica; (c) Siltito com laminação cruzada cavalgante de fluxo subcrítico; (d) Moldes de gastrópodes encontrados nos siltitos.

A fácies Sc é interpretada como resultado dos mesmos fluxos episódicos responsáveis pela deposição da fácies Aqm, esta quase sempre sotoposta à primeira. No entanto, a granulação mais fina, a presença de laminações cavalgantes (Figuras 4.7c e 4.8) e a ocorrência de moldes de gastrópodes (Figura 4.7d) indicam maior interação dinâmica (durante o fluxo) com as águas da bacia lacustre

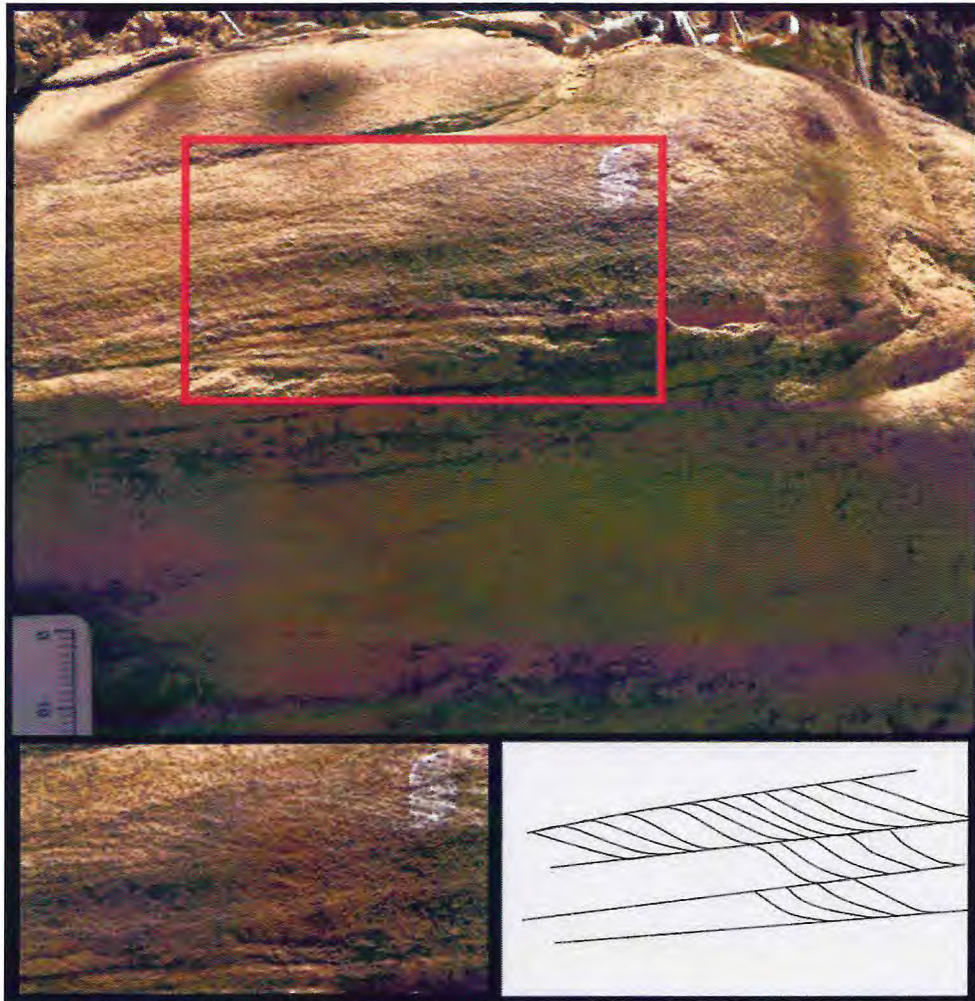


Figura 4.8: Laminação cruzada cavalgante de fluxo subcrítico, a direita abaixo interpretação da estrutura.

No caso particular das laminações, essa interação envolveria alguma carga sedimentar suspensa durante a migração de marcas onduladas, sob condições de turbulência com turbilhonamento (fluxo repentinamente desconfinado) (ALLEN, 1973). As áreas-fontes da fácies Scc (e da fácies Aqm, por extensão) se localizariam a norte da bacia no intervalo de tempo considerado.

4.1.5 Evaporito com paliças (Ep)

A fácies Ep ocorre na porção topograficamente mais elevada do perfil, onde exhibe contato gradacional com calcilitos e folhelhos sotopostos. No caso mais comum, esse contato é dado por intercalações de camadas decimétricas de folhelhos em meio ao evaporito. As lentes/camadas de evaporito afloram em porções *in situ* na forma de lajedos métricos (1,8 por 1,2 m, aproximadamente) e em cortes submétricos de perfil. O evaporito apresenta-se nas

cores branca e cinza, com tenacidade macia, e predominantemente estruturado em colunas ou paliças verticais, feições típicas de cristalização primária de gipsita. Em níveis mais restritos, cristais fibrosos syntaxiais às paliças ou em veios e arranjos fibro-radiados (diâmetros de 0,2 a 1 cm) também ocorrem, como testemunha de desidratação secundária de gipsita em anidrita (Figura 4.9).

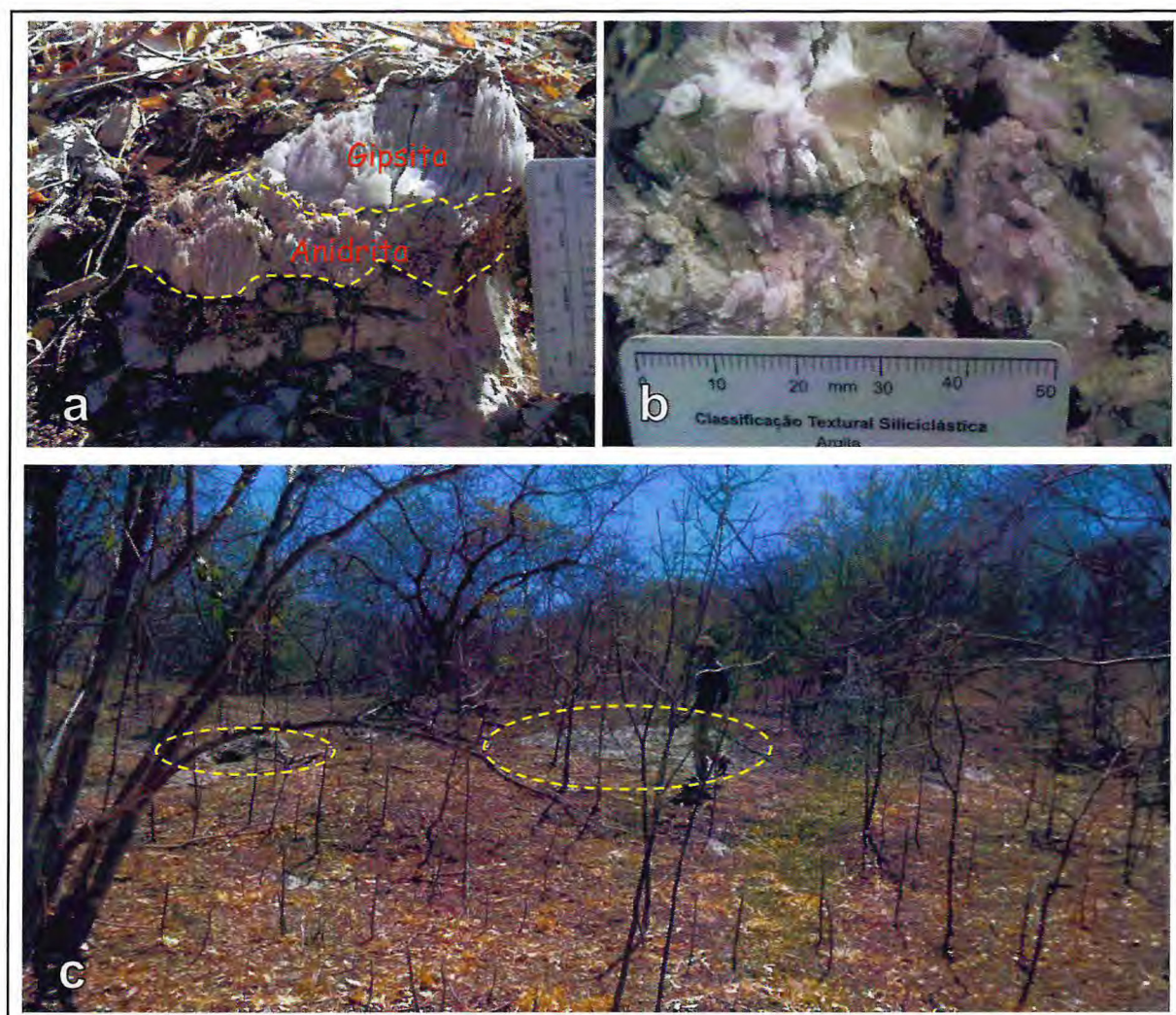


Figura 4.9: Evaporitos da fácies Ep. (a) Gipsita colunar em associação syntaxial a cristais fibrosos (anidrita?); (b) Detalhe dos cristais de gipsita; (c) Vista geral do afloramento de evaporito em lajedo.

A fácies Ep é interpretada como produto de precipitação salina de gipsita em águas rasas sob condições de aridez extrema. A intercalação de evaporitos com intervalos de folhelhos, ainda que delgados, sugere flutuações positivas do nível de base lacustre por breves períodos de aporte hídrico (COLLINSON & THOMPSON, 1982). Há evidências de que o soterramento dessa unidade da bacia teria formado estruturas típicas de desidratação de gipsita para anidrita.

4.2. Caracterização petrográfica

As principais rochas litificadas obtidas em campo têm sua descrição petrográfica apresentada nesse capítulo. As amostras foram separadas em dois grupos maiores: rochas carbonáticas e siliciclásticas. As fotomicrografias incluem imagens de luz transmitida, a polarizadores (nicóis) paralelos e cruzados, e de luz refletida.

4.2.1 Rochas Carbonáticas

Microscopicamente os calcários apresentam-se bastante monótonos, com teor de arcabouço ($>30\ \mu\text{m}$) desprezível na maioria das amostras, onde toda a fração restante é restrita a matriz e cimento. Em linhas gerais, a rocha é composta por mais de 94% de matriz na fração microesparito (cristais visíveis, entre $5\text{-}30\ \mu\text{m}$) e a porcentagem remanescente por cimento. O caráter microesparítico da matriz é dado por recristalização de micrito primário (neomorfismo ou desmicritização) (Figura 4.10a).

A matriz micrítica/microespática é composta por cristais de calcita em alternância de níveis mais claros (amarelados) e ligeiramente mais escuros (alaranjados/amarronzados), marcadores da laminação da rocha. Porções amarronzadas de baixa cristalinidade, nos níveis escuros, são interpretadas como enriquecidas em matéria orgânica. O cimento presente é amplamente formado por óxi-hidróxidos de ferro (e manganês?), de cores marrom-avermelhadas, e com hábito dendrítico (Figura 4.10b). Subordinadamente ($<1\%$) ocorre cimento de composição sulfetada, inclusive com forma sugestivamente framboidal.

Na amostra CRA-2 observou-se cimento calcítico espático com hábito poiquilotópico, bem como em crescimento sintaxial do mesmo componente e, mais raramente, como mosaico em drusa. Nessa mesma amostra, os grãos de calcita espática preenchem vazios, com conseqüente redução de sua porosidade primária. Cristais espáticos chegam a alcançar 14% do total da relação matriz/cimento (Figura 4.10c).

Observaram-se grãos albioquímicos (bioclastos) na composição do arcabouço (1% na fração) de algumas amostras (CRA-11, CRA-12). São formados por ostracodes com valvas tanto articuladas como desarticuladas, as quais por vezes encontram-se neomorfizadas (Figura 4.11a). A presença de laminação plano-paralela ligeiramente crenulada (microbial?), cimento em menisco (CRA-18) e micro-falhamentos (CRA-13) também foram documentados em algumas amostras (Figura 4.11b).

Pelos resultados apresentados, as amostras classificam-se como calcilutitos pseudo-microesparíticos (FOLK, 1962) ou *mudstones* (DUNHAM, 1962). O resultado mais claro da análise petrográfica, observado em todos os calcários, é o que evidencia recristalização neomórfica da matriz micrítica primária em microesparito. Porções espáticas, mais grossas, limitam-se aos locais de substituição de bioclastos e de preenchimento de microfraturas.

Laminação crenulada, cimento em menisco e micro-falamentos são todos feições pós-deposicionais, mas interpretados como anteriores à recristalização da matriz. Laminação crenulada é feição típica de ação microbiana, relacionada a fenômenos de decomposição da matéria orgânica (neste aspecto, estaria ligada a estruturas fenestrais – vide capítulo de análise faciológica) (TUCKER & BATHURST, 1990). Cimento em menisco é considerado produto de cimentação orientado gravitacionalmente, usado inclusive como estrutura geopetal em sucessões de bacias muito basculadas (NICHOLS, 2009). Já os micro-falamentos em questão, que não têm sua descontinuidade preenchida por cimentação (como visto em algumas microfraturas), podem relacionar-se a tectonismo ou sobrecarga devido a fenômenos de fluxo de massa de encostas sobre sedimento ainda mole (NEUMANN, 1999).

O cimento sulfetado, que ocorre apenas localmente e em pequena quantidade, é interpretado como cimento de primeira geração, sob condições anóxicas de soterramento, possivelmente com atividade bacteriana anaeróbia. A geração tardia, predominante, teria se dado sob condições telodiagênicas após a exumação cenozóica, com impregnação de cimento ferruginoso (lateritização incipiente) em clima quente e úmido (ASSINE, 2007).

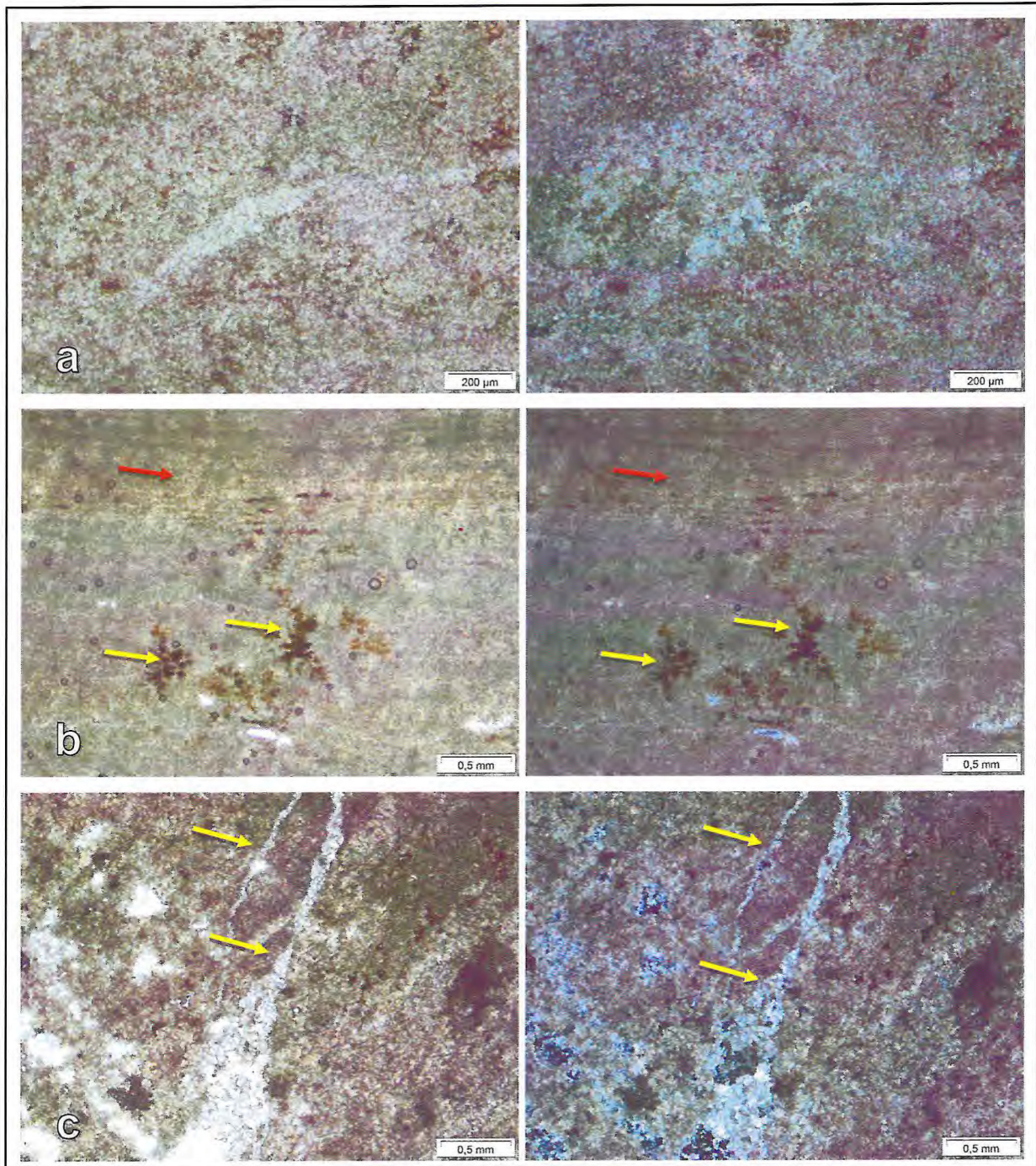


Figura 4.10. Fotomicrografias das amostras CRA-18.1, CRA-18, CRA-2. (a) Detalhe do maior tamanho dos cristais noemórficos na amostra CRA-18.1 (microspato). (b) Calcilito laminado com acamamento levemente ondulado (setas vermelhas) e com níveis ricos em óxi-hidróxido de ferro (setas amarelas). (c) Setas indicam cimento de calcita espática em preenchimento de fraturas. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da esquerda, e a polarizadores cruzados na coluna da direita.

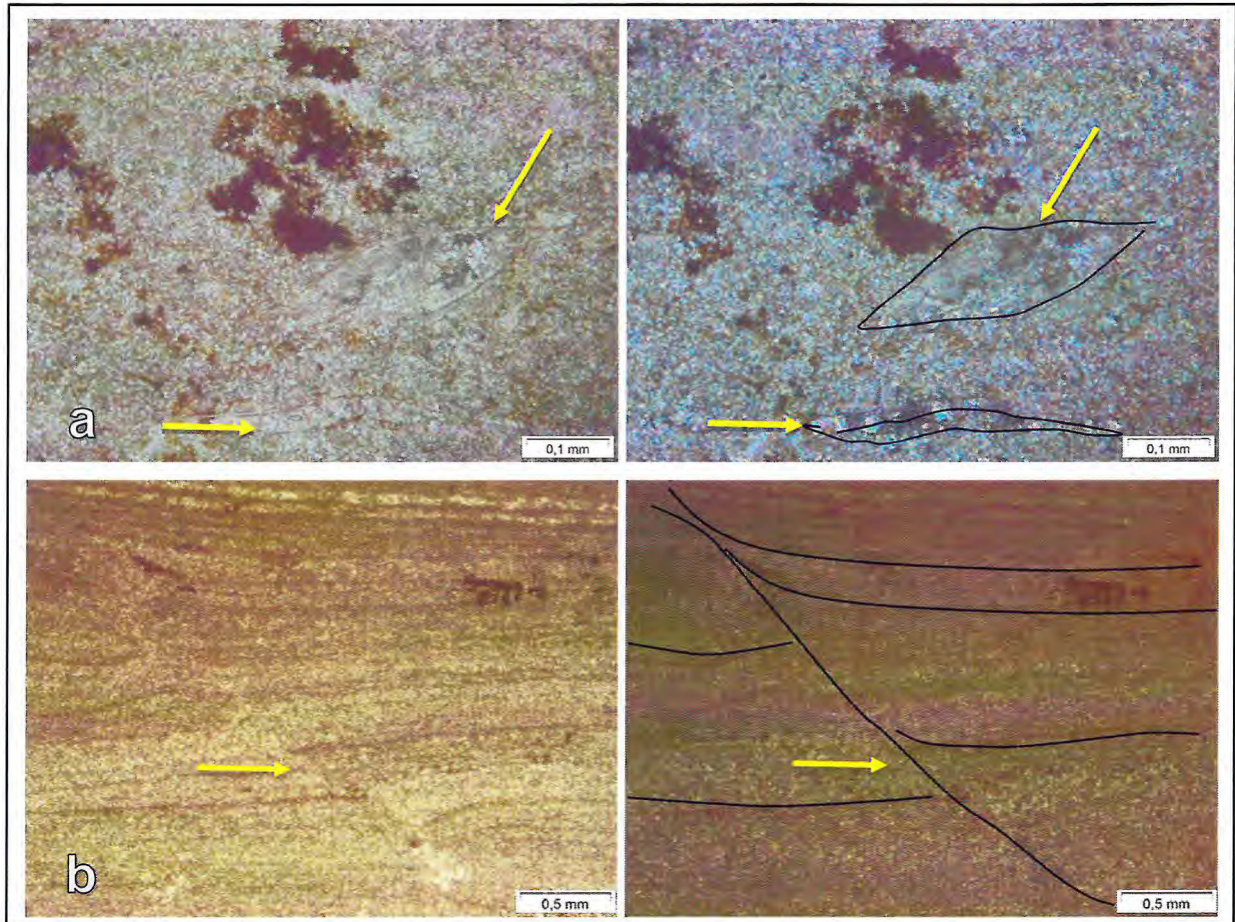


Figura 4.11. Fotomicrografias das amostras CRA-12, CRA-13. (a) Setas indicando valvas articuladas de ostracode (b) Micro-falha indicada em calcilitito. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da esquerda, e a polarizadores cruzados (e interpretadas) na coluna da direita.

4.2.2 Rochas siliciclásticas

4.2.2.1 Amostras CRA-05, 07 e 15

As rochas são, em geral, texturalmente imaturas (FOLK, 1974) e mineralogicamente maduras (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1987). Ocorrem teores de até 55% de matriz (CRA-15), da qual cerca de 30% encontra-se na forma recristalizada mais grossa (ortomatriz), enquanto que a maior parte ocorre na forma primária mais fina, indistinta (protomatriz) (Figura 4.12a). Pode haver, entretanto, uma inversão nesses valores (CRA-07), onde, enquanto a ortomatriz é o componente principal (cerca de 75%), a protomatriz é menos significativa.

Os grãos do arcabouço possuem, em sua maioria, diâmetro de areia muito fina (63-125 μm), são moderadamente a bem selecionados, e angulosos a subangulosos. Uma das amostras (CRA-05) apresenta cerca de 50% dos grãos subarredondados (Figura 4.12b).

A matriz envolve a maioria dos grãos do arcabouço, o qual compõe até 50% da rocha (CRA-05), que por sua vez é formado predominantemente de quartzo monocristalino (>90%) com extinção uniforme. Outros grãos ocorrentes no arcabouço são mica grossa (cerca de 5%, por vezes amassadas), microclínio (Figura 4.12c) e fragmentos líticos de quartzo policristalino alongado com extinção ondulante (Figura 4.13a).

A protomatriz é composta por filossilicatos indistintos, por vezes organizados em agregados irregulares (até milimétricos) de massa microcristalina. Na ortomatriz, os grãos, agora distintos, apresentam tamanho de até dezenas de micrômetros.

A petrotrama mostra segregação granular por orientação, composição e tamanho, esta última na forma de gradação normal (Figura 4.13b). Os grãos dispõem-se predominantemente flutuantes na matriz, o que sugere baixo grau de empacotamento e compactação mecânica apenas incipiente (CRA-7); localmente, aparecem orientados segundo seu maior eixo (a?) em corte planar (CRA-15) (Figura 4.14a). Ocorre baixa porosidade primária, por vezes piorada pela presença de mica amassada (pseudomatriz) (Figura 4.12a), como um dos raros indícios de algum grau de compactação.

Predomina cimento calcítico (80%) e subordinadamente óxi-hidróxidos de ferro (até 5% em CRA-5), argilominerais (10%) e sulfetos (até 5%); neste último caso, a ocorrência é disseminada e em tamanhos diminutos (<50 μm).

A textura do cimento carbonático é principalmente poro-envolvente com distribuição isópaca; menos frequentemente, como preenchimento de microfraturas (Figura 4.13a e Figura 4.14b). O cimento de óxi-hidróxidos de ferro apresenta textura na forma de trilhas de agregados microcristalinos que acompanham a laminação. Ali, na maioria dos casos (70%), apresenta textura poro-envolvente, e em menor frequência, grão-envolvente (Figura 4.14c).

As características descritas das amostras permitem classificá-las como rochas arenáceas do tipo *quartzo-wackes* (DOTT, 1964). Interpreta-se sua origem primária em fluxos trativos arenosos altamente carregados de lama em suspensão, com possível interação dinâmica com as águas da bacia (gradação normal e paralelismo do eixo a). Tais fluxos seriam episódicos, advindos de áreas-fontes muito próximas, com possível presença de arenitos antigos junto a granitóides (CROOK, 1970). Quimicamente, a interação com as águas baciais é patente na cimentação calcítica precoce (poro-envolvente), predominante. Apenas no caso de preenchimento de poro (microfraturas) o cimento calcítico é tardio (telodiagenético). A segunda geração de cimento seria a sulfetada, embora sua origem

detrítica não possa ser descartada (assim como a de cimentos argilominerais). Assim como no caso da calcita, a cimentação ferruginosa é interpretada como tardia, telodiagênética.

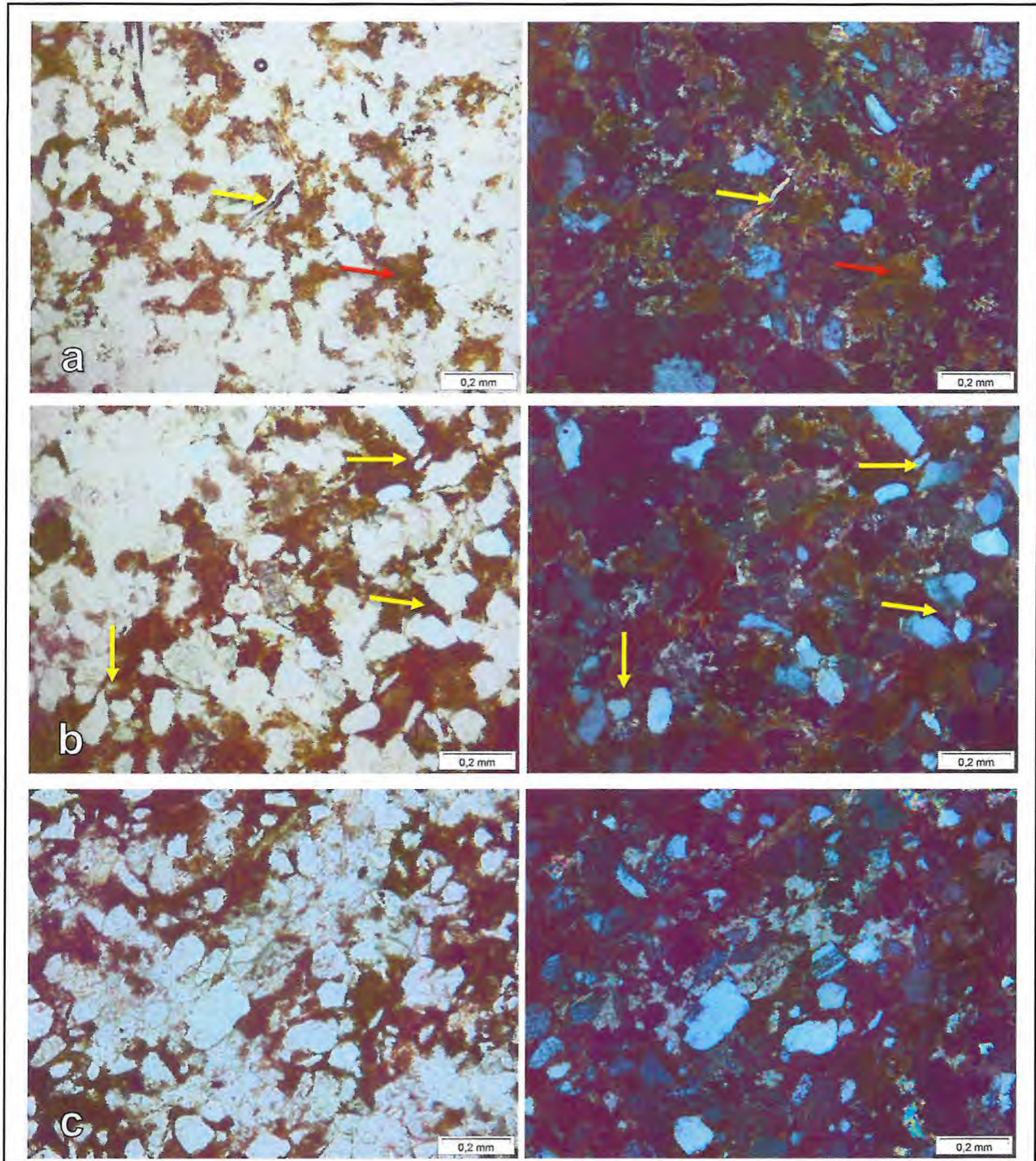


Figura 4.12. Fotomicrografias das amostras CRA-5 e CRA-7. (a) Seta amarela indica mica amassada (pseudomatriz) e seta vermelha resalta bolsão com acúmulo de protomatriz. (b) Setas amarelas mostram diversos grãos subarredondados dispostos flutuantes na protomatriz. (c) Seta amarela resalta o cimento carbonático e a seta vermelha destaca grão de microclina no arcabouço. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da esquerda, e a polarizadores cruzados na coluna da direita.

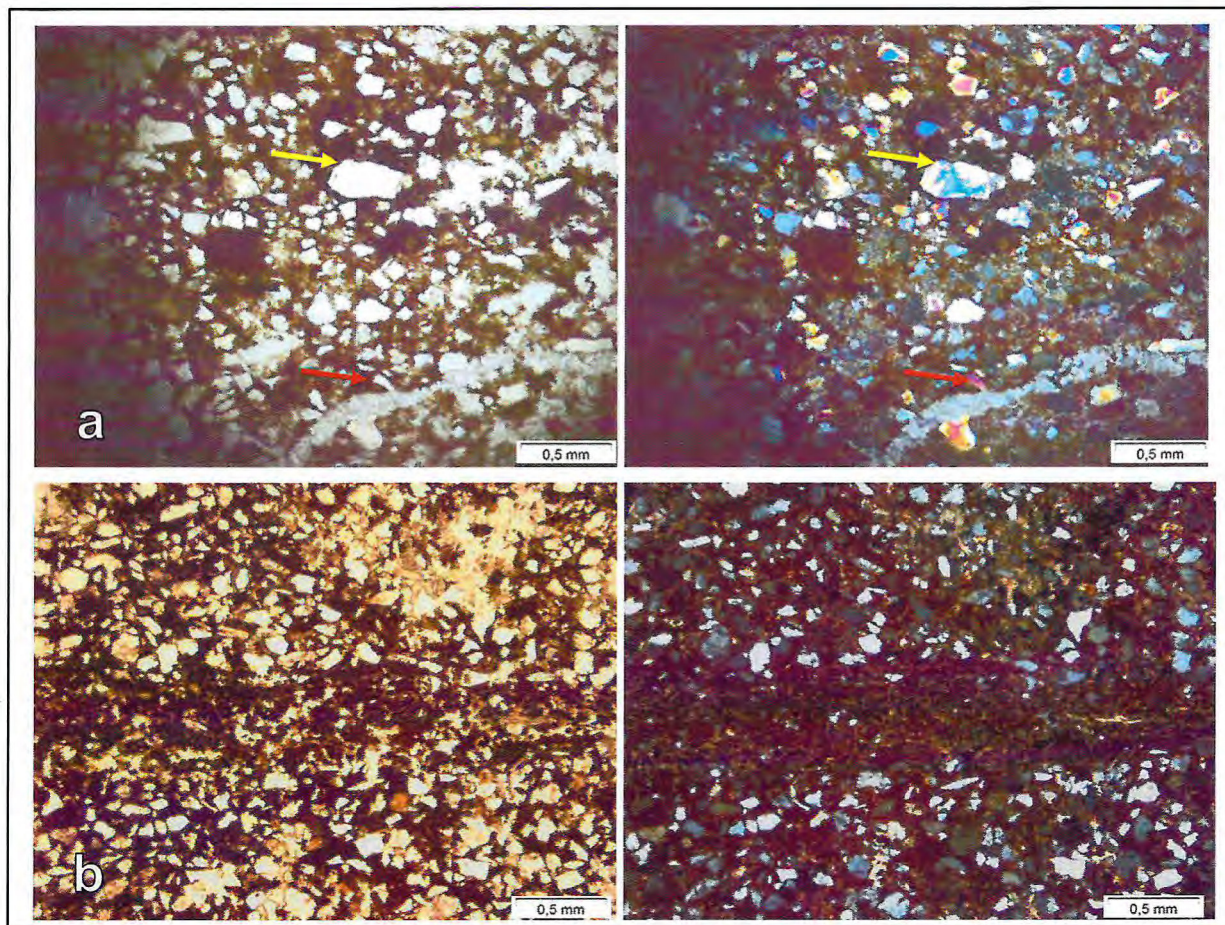


Figura 4.13. Fotomicrografias das amostras CRA-15 e CRA-7. (a) Seta amarela evidencia fragmentos líticos de quartzo policristalino e a seta vermelha indica cimento carbonático em preenchimento de microfratura. (b) Segregação granular por composição e tamanho, esta última na forma de gradação normal. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da esquerda, e a polarizadores cruzados na coluna da direita.

O soterramento mesodiagenético destas rochas na bacia não deve ter sido muito profundo (menos de 1000 m), a julgar tanto pela baixa compactação mecânica (poucos contatos entre grãos do arcabouço) como pelo baixo grau de transformação química (textura de protomatriz ainda reconhecível).

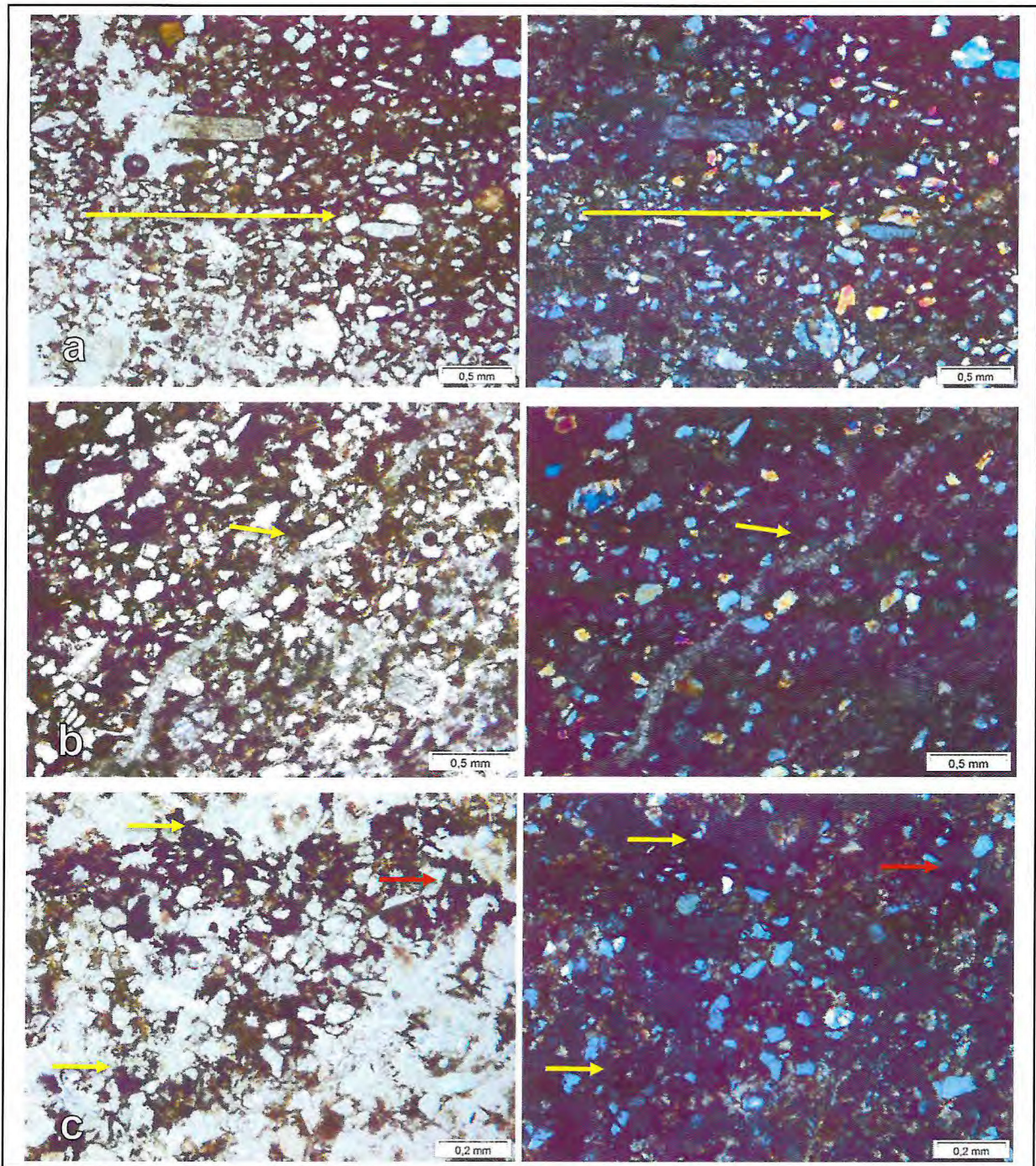


Figura 4.14. Fotomicrografias das amostras CRA-15 e CRA-7. (a) Grãos moderadamente orientados segundo seu eixo maior (a?), em visão de corte planar. (b) Setas amarelas indicam preenchimento de microfatura por cimento carbonático (c) Setas amarelas ressaltam cimento de óxi-hidróxidos de ferro de baixa cristalinidade e a seta vermelha mostra textura tipo grão-envolvente. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da esquerda, e a polarizadores cruzados na coluna da direita.

4.2.2.2 CRA-16.2

A amostra é texturalmente imatura (FOLK, 1974), devido conteúdo significativo de matriz (30%), e mineralogicamente submatura (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1987), em decorrência do percentual de quartzo no arcabouço. A matriz é terrígena e indistinta na forma de protomatriz. Há textura sacaroidal apenas nos limites com descontinuidades (poros e/ou borda de amostra), em quantidades quase desprezíveis (<1%) de ortomatriz.

O arcabouço é o componente singenético mais abundante (cerca de 50%) (Figura 4.15a). Deste, 65% é formado por quartzo monocristalino, enquanto o restante é composto por biotita (20%; às vezes como grãos deformados - pseudomatriz), muscovita ($\leq 10\%$), feldspato potássico e plagioclásio ($\leq 5\%$), além de traços de granada, epídoto e turmalina ($\leq 1\%$).

Os grãos do arcabouço possuem diâmetro de areia muito fina (em média 0,1 mm), são moderadamente a bem selecionados, angulosos a subangulosos, e com esfericidade baixa (Figura 4.15b). A petrotrama mostra segregação granular por composição e forma. Os grãos possuem contatos pontuais e retos, o que sugere leve compactação mecânica (Figura 4.15b).

O cimento constitui 20% da amostra e é formado unicamente por calcita em distribuição isópaca, com tamanho de cristais entre 5 e 15 μm , e textura do tipo poro-envolvente (Figura 4.15c).

Assim como as amostras anteriores, CRA-16.2 é classificada como *quartzo-wacke* (DOTT, 1964). No entanto, suas características a distinguem das demais por seu menor teor de matriz (30%) e, conseqüentemente, maior número de contatos no arcabouço. O teor mais elevado em cimento pode estar ligado ao menor conteúdo original de matriz, que deixaria mais espaços porosos a serem preenchidos. Mantém-se a interpretação de fluxos trativos episódicos, anteriormente aventada, mas com menor fornecimento original de matriz ou maior lavagem da mesma nas águas da bacia. Traços de granada e epídoto sugerem que uma fonte metamórfica (de grau ao menos médio) estaria envolvida na proveniência.

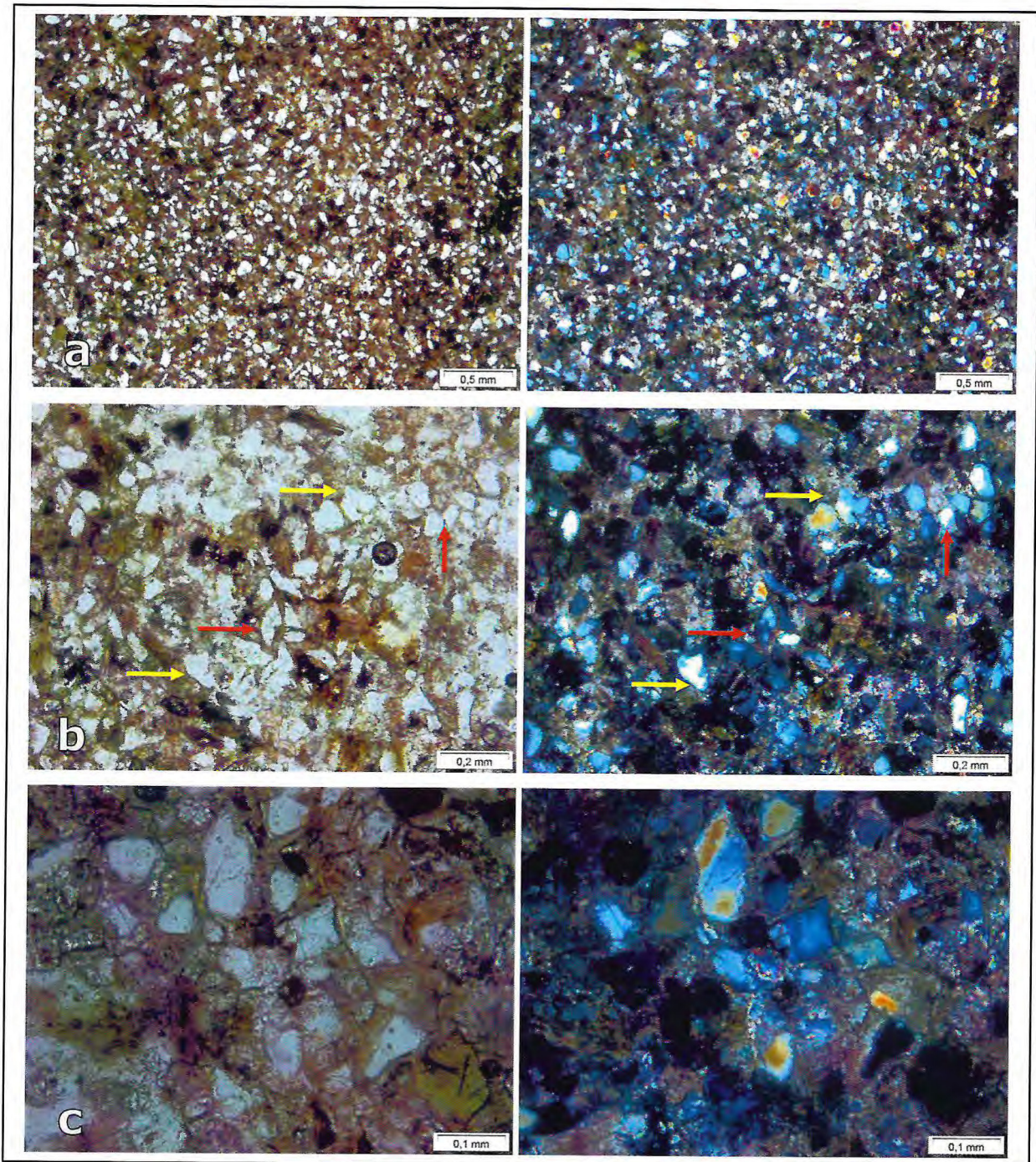


Figura 4.15. Fotomicrografias da amostra 16.2. (a) Aspecto geral da amostra ressalta a abundância em cimento calcítico (b) Grãos angulosos a subangulosos. Seta vermelha chama atenção para contatos pontuais dos grãos do arcabouço. (c) Ao centro, grãos de quartzo policristalino, em parte, envolvidos pelo cimento carbonático ressaltam uma textura grão-envolvente. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da esquerda, e a polarizadores cruzados na coluna da direita.

4.2.2. 3 CRA-15.2

Nesta amostra, a matriz compreende 75% dos componentes totais, da qual 70% na forma primária mais fina, indistinta (protomatriz), e 30% na forma sacaroidal, mais grossa (ortomatriz). A amostra é por isso classificada como texturalmente imatura (Folk, 1974). O arcabouço compreende 10% da amostra. Este se constitui predominantemente por bioclastos (>90%) com orientação polimodal e fracamente empacotados; o restante do arcabouço se dá por grãos diminutos de quartzo monocristalino. Os bioclastos constituem-se de valvas de ostracodes, geralmente desarticuladas (Figura 4.16a).

A maior parte do cimento é composta por óxi-hidróxidos de ferro (65%) e apresentam texturas do tipo poro-envolvente e preenchimento de poro (Figura 4.16b). Cimento calcítico ocorre como preenchimento de poros, em maior parte como redutor de porosidade primária do tipo móldica (Figura 4.16c). Pequenos cristais cimentantes de gipsita ocorrem em um dos poros. A porosidade móldica mencionada é formada por remoção seletiva (dissolução) de bioclastos. A maioria dos vazios, quando em amostra de mão, foi identificada como moldes externos de gastrópodes de alguns milímetros de diâmetro..

As características descritas permitem classificar a amostra como lamito (siltito) (DOTT, 1964). Embora rocha lamosa, a amostra CRA-15.2 deve ter ao menos parte da protomatriz com grãos acima de 30 μm (silte grosso), já que se trata de uma rocha portadora de laminação cavalgante visível (vide tópico de análise de fácies). Valvas do arcabouço bioclástico, sempre desarticuladas e aleatoriamente orientadas, corroboram para uma deposição energética, com componente horizontal de transporte. A menor cimentação em calcita da presente amostra, quando comparada à das outras amostras siliciclásticas, se dá pela menor porosidade original da mesma.

Vazios deixados pelas conchas de gastrópodes (vide capítulo de análise de fácies) ocorrem preenchidos por protomatriz, por cimento calcítico, por cimento gipsítico (raro) e até mesmo inalterados (preenchimento indistinto). No caso da protomatriz, a evidência de preenchimento incompleto e a existência de preenchimentos sem matriz (cimento) corroboram para a ideia de baixa compactação mecânica da rocha. Sempre a partir das bordas (de todos lados), o preenchimento calcítico pode, em parte, relacionar-se à dissolução e reprecipitação da concha original. No caso do cimento gipsítico, interpreta-se a nucleação eodiagenética de cristais de $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, em águas da bacia próximas de seu ponto de saturação (COLLINSON & THOMPSON, 1982; WARREN, 2006). A relação de contato do

cimento gipsítico com o poro (nucleado) e com o cimento calcítico (adjacente e mais proeminente que ele) sugere que sua formação pode ter antecedido a cimentação carbonática. Para a cimentação ferruginosa, a interpretação telodiagenética é mantida, por não adequar-se às condições físico-químicas vigentes à época de deposição das unidades envolvidas.

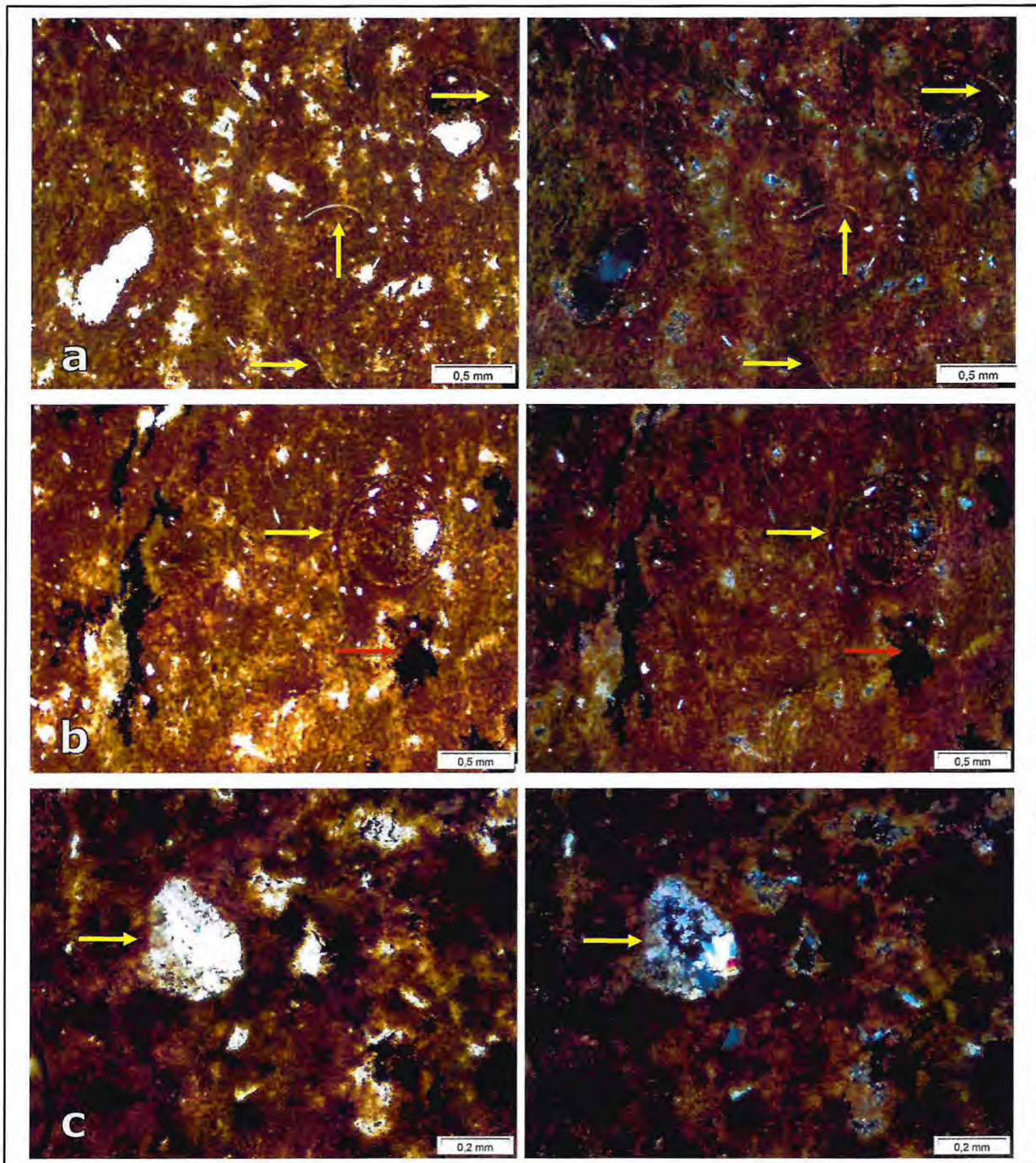


Figura 4.16. Fotomicrografias da amostra CRA-15.2. (a) Aspecto geral da amostra com setas amarelas indicando valvas desarticuladas de ostracodas. (b) Seta amarela ressalta seção radial tênue (*ghost*) de molde externo de gastrópode, quase totalmente preenchido por matriz mecanicamente infiltrada. Seta vermelha indicando preenchimento de poros por cimento de óxi-hidróxidos de ferro de baixa cristalinidade. (c) Seta amarela indica porosidade móldica reduzida, com preenchimento de calcita e gipsita, em seção longitudinal à

concha de gastrópode. Imagens a polarizadores paralelos na coluna da esquerda, e a polarizadores cruzados na coluna da direita.

4.3 ANÁLISES MINERALÓGICAS E QUÍMICAS

Seis amostras foram analisadas por difração de raios-X (DRX) e fluorescência de raios-X (FRX) (da base para o topo da seção): CRA-19, CRA-14, CRA-10, CRA-08, CRA-06, CRA-04.

A mineralogia geral identificada por DRX é descrita na Tabela 1, e difratogramas para amostras individuais encontram-se nas Figuras 4.17 a 4.22. Os folhelhos apresentaram abundância relativa em quartzo, muscovita, feldspato potássico (majoritariamente ortoclásio) e calcita. Quartzo apresentou picos bem marcados em ângulo $2\theta = 27$, e com picos menores nos intervalos (2θ) 21° , 26° , 36° e 37° . Na amostra CRA-19, junto aos minerais citados, identificou-se o argilomineral caulinita com picos (2θ) em $12,5^\circ$ e $44,5^\circ$. Na região correspondente a (2θ) 27° , há sobreposição de um importante pico de quartzo por muscovita, no que este filossilicato aparece com menor contagem nos intervalos (2θ) 18° , 20° e 29° . Na amostra CRA-14, os picos correspondentes a muscovita coincidem com intervalos onde foi identificado o argilomineral illita. Em quatro amostras (CRA-04, 06, 08 e 14), a presença do argilomineral nontronita é bem marcada no intervalo (2θ) 1° , e em menor contagem, em (2θ) 40° .

Tabela 1: Fases minerais identificadas nas amostras de folhelhos por DRX.

Fase mineral	Fórmula química	Folhelhos					
		CRA-04	CRA-06	CRA-08	CRA-10	CRA-14	CRA-19
Quartzo ⁽¹⁾	SiO ₂	X	X	X	X	X	X
Muscovita	(K, Na) (Al, Mg, Fe) ₂ (Si ₃ Al) O ₁₀ (OH) ₂	X	X		X		X
K-feldspato ⁽²⁾	KAlSi ₃ O ₈		X	X		X	X
Caulinita	Al ₂ (Si ₂ O ₅) (OH) ₄		X				X
Calcita	CaCO ₃		X	X		X	
Nontronita	Fe ₂ (Al, Mg, Fe) ₂ (Al, Si) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ .nH ₂ O	X	X	X		X	
Ilita	(K, H ₃ O)Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂					X	
Montomorilonita	AlSi ₂ O ₆ (OH) ₂					X	
Albita ⁽³⁾	NaAlSi ₃ O ₈	X		X	X		

(1) Diferentes fases cristalinas de quartzo indiferenciadas.

(2) Ortoclásio e microclínio indiferenciados.

(3) Diferentes fases cristalinas de albita indiferenciadas.

Picos destacados, mas não identificados, ocorrem nas amostras CRA-08 e CRA-19. No caso de CRA-08, correspondem a duas elevações nos intervalos (2θ) 17,5-18,5° e 35°, ambas abaixo de 200 contagens por segundo (cps). Por sua forma achatada e pouco definida, devem corresponder a uma zona de interferência mútua das contagens secundárias (menos características) de muscovita e quartzo. Já no caso de CRA-19, trata-se de um pico bem destacado em torno de (2θ) 29,5° e acima de 600 cps, provavelmente relacionado à presença de calcita.

Quanto às análises por FRX, elementos maiores (>1%), menores (0,1-1%) e traços (<0,1%) foram identificados nas mesmas amostras de folhelhos examinadas por DRX. Os elementos gerais identificados por seus compostos oxidados, e estimados em ordem de abundância, encontram-se nas Tabelas 2 a 8, os elementos são apresentados por cada amostra. Os compostos de elementos maiores identificados foram: SiO₂ (média de 40%), CaO (em média >20%, exceto em CRA-04 e 08), Fe₂O₃ (entre 14% e 25%), Al₂O₃ (média de 9%), K₂O (média de 4%) e TiO₂ (até 3,6% em CRA-04).

Tabela 2: Porcentagem (%) dos compostos de elementos detectados por FRX nas amostras de folhelhos.

Amostra	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CuO	NiO	MgO	ZnO	Rb ₂ O
CRA 04	45,724	24,187	11,434	7,7404	4,8884	3,6156	#	0,4656	0,1597	0,1468	1,3519	0,1019	0,0964
CRA 06	25,686	17,561	6,0701	3,2736	43,526	2,2563	#	#	#	#	1,239	0,1229	0,1053
CRA 08	47,564	25,433	10,102	5,2135	5,7095	3,0219	0,9656	0,4009	#	#	#	0,1447	0,1072
CRA 10	43,148	20,477	8,4048	5,411	18,526	2,8042	0,424	0,4432	#	#	#	0,2383	#
CRA 14	36,873	#	7,4823	4,4273	#	1,992	0,4202	0,3739	0,1179	#	#	0,142	0,1014
CRA 19	37,975	19,937	8,1976	6,3416	21,516	2,8791	1,1523	#	#	#	0,9304	#	0,0721
Amostra	SrO	Cl	ZrO ₂	Rh ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Ag ₂ O	CdO	PuO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Tc	
CRA 04	0,0883	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	
CRA 06	0,1288	0,031	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	
CRA 08	0,1235	#	0,23	#	#	#	#	#	#	#	#	#	
CRA 10	0,1235	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	
CRA 14	#	#	0,1006		0,2305	0,2112	0,1955	0,1391	0,1057	0,0309	0,0662	0,0083	
CRA 19	0,0828	#	#	0,9161	#	#	#	#	#	#	#	#	

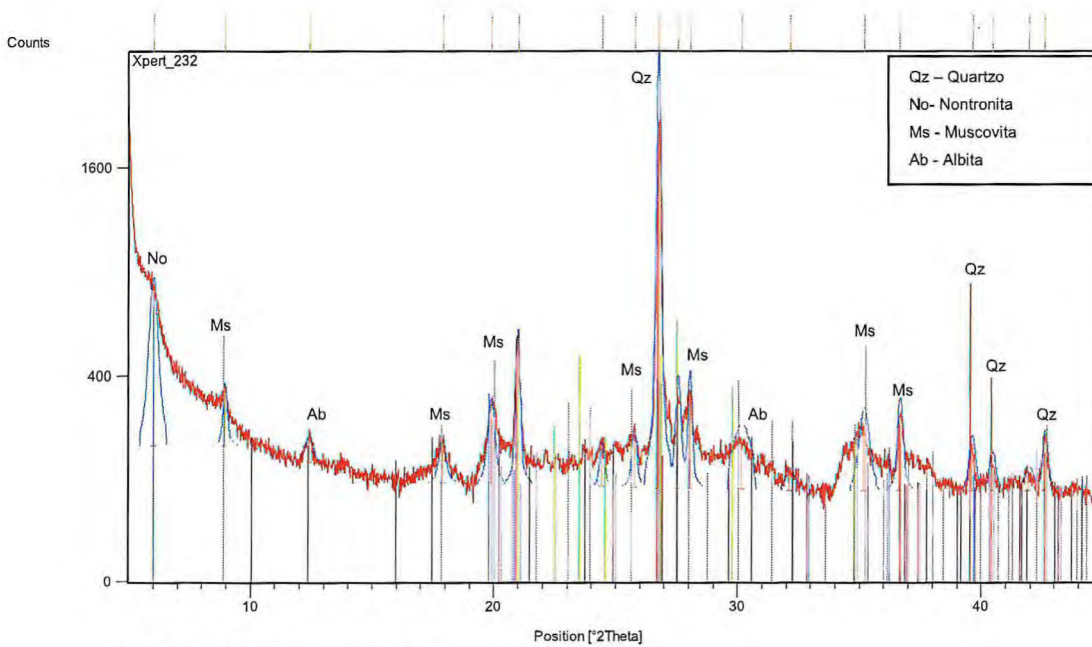


Figura 4.17. Difratoograma da amostra CRA-04.

Tabela 3: Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 4.

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CuO	NiO	MgO
45,724	24,187	11,434	7,7404	4,8884	3,6156	0,4656	0,1597	0,1468	1,3519
ZnO	Rb ₂ O	SrO							
0,1019	0,0964	0,0883							

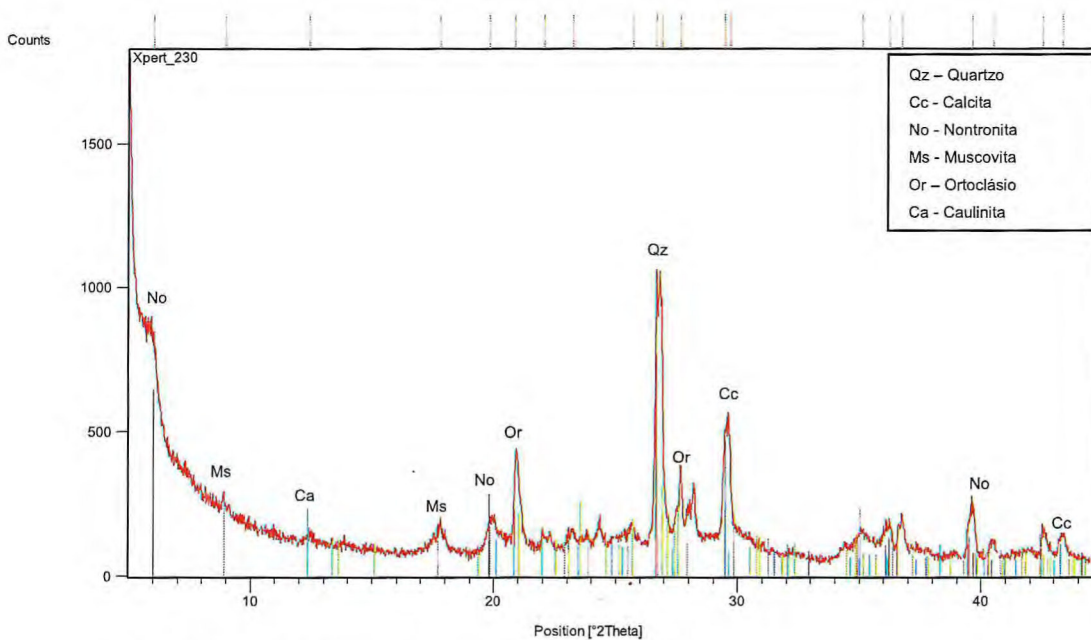


Figura 4.18. Difratoograma da amostra CRA-06.

Tabela 4: Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 6.

SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	SrO	MgO	ZnO
25,686	43,526	17,561	6,0701	3,2736	2,2563	0,1288	1,239	0,1229
Rb ₂ O	Cl							
0,1053	0,031							

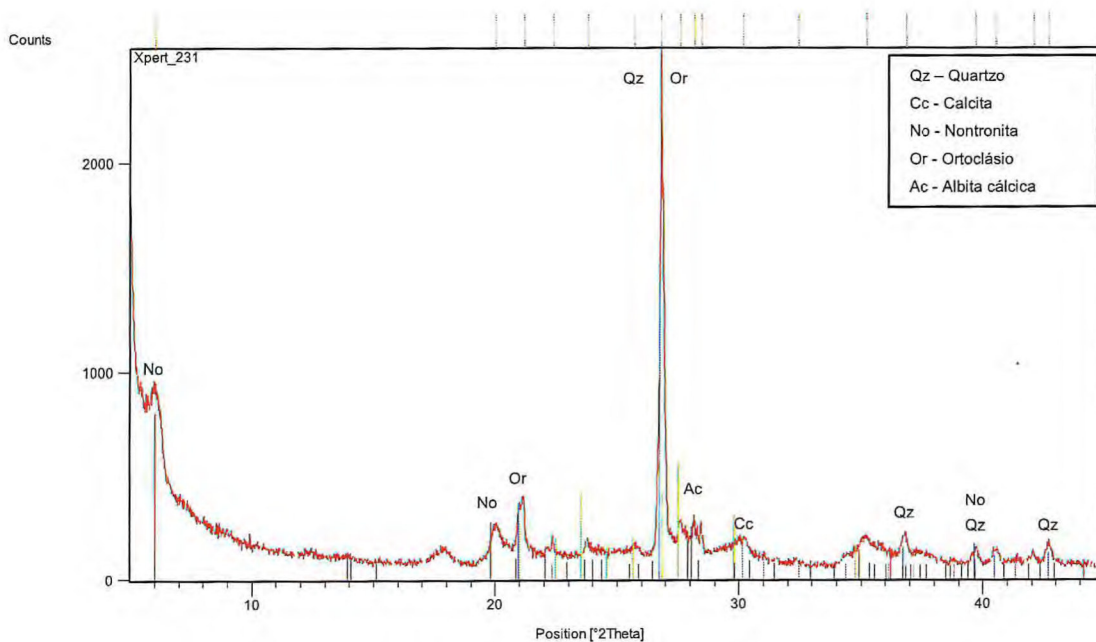


Figura 19. Difratoograma da amostra CRA-08.

Tabela 5: Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 8.

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	ZnO	ZrO ₂
47,564	25,433	10,102	5,7095	5,2135	3,0219	0,9656	0,4009	0,1447	0,230
SrO	Rb ₂ O								
0,1235	0,1072								

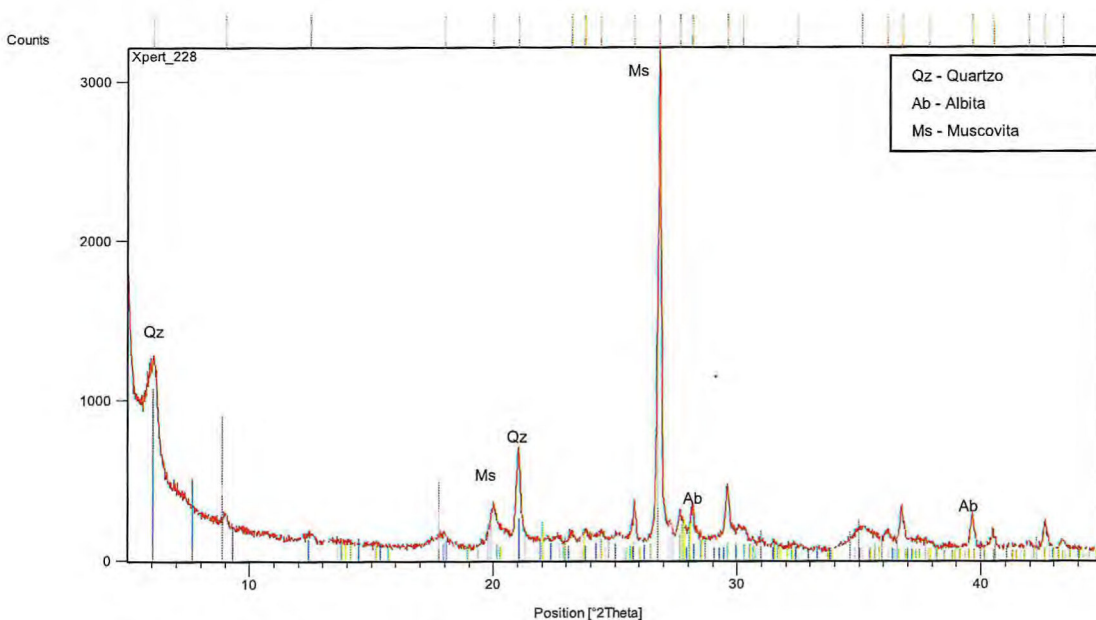


Figura 20. Difratoograma da amostra CRA-10.

Tabela 6: Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 10

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	ZnO	SrO
43,148	20,477	18,526	8,4048	5,411	2,8042	0,4240	0,4432	0,2383	0,1235

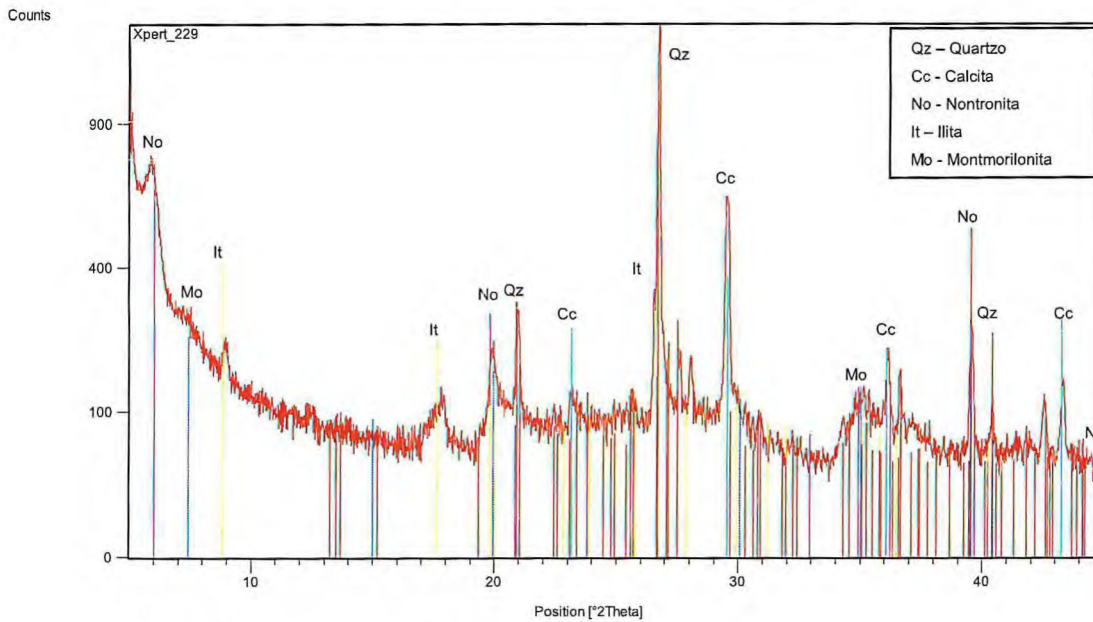


Figura 4.21. Difratoograma da amostra CRA-14.

Tabela 7: Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 14

SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Ag ₂ O	CdO
36,873	7,4823	4,4273	1,992	0,4202	0,3739	0,2305	0,2112	0,1955
ZnO	PuO ₂	CuO	U ₃ O ₈	Rb ₂ O	ZrO ₂	Y ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Tc
0,1420	0,1391	0,1179	0,1057	0,1014	0,1006	0,0309	0,0662	0,0083

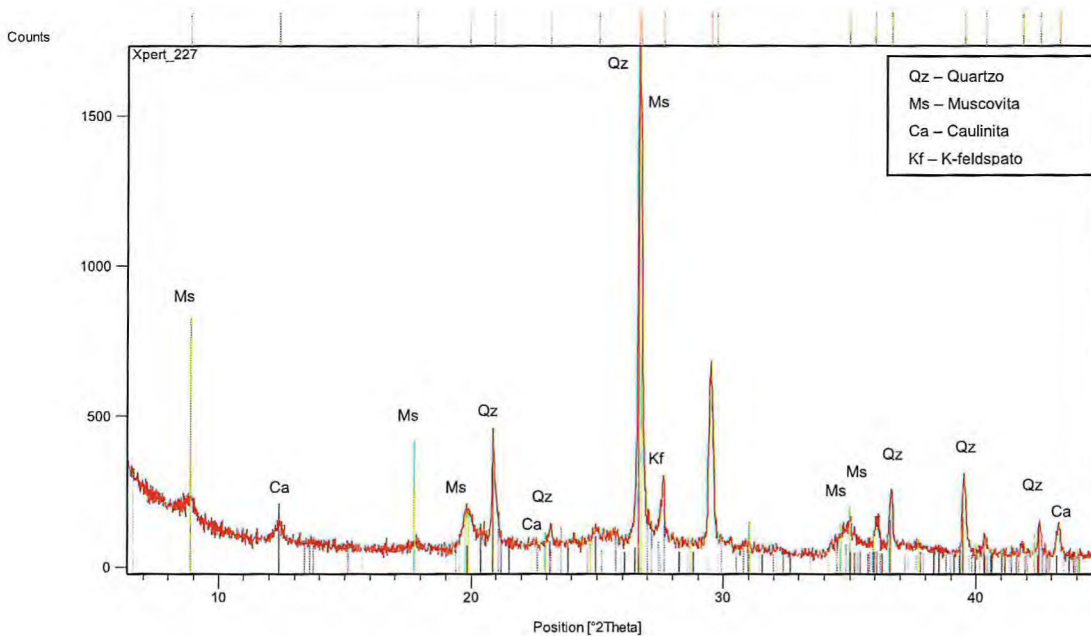


Figura 4.22: Difratoograma da amostra CRA-19.

Tabela 8: Resultado obtido por FRX referente à amostra CRA 19.

SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	MnO	MgO	Rh ₂ O ₃	SrO	Rb ₂ O
37,975	21,516	19,937	8,1976	6,3416	2,8791	1,1523	0,9304	0,9161	0,0828	0,0721

Nas amostras, os teores de elementos maiores indicados por SiO_2 , CaO , Al_2O_3 e K_2O são considerados típicos para folhelhos calcíferos, sobretudo por apresentarem minerais como quartzo, calcita, muscovita e K-feldspato. O mesmo não ocorre para altos valores médios (20%) encontrados em FRX de Fe_2O_3 , que indica uma condição anômala, acima da esperada para folhelhos comuns. É possível que águas meteóricas em condições intempéricas (telodiagênese) tenham contribuído para estes valores (o que poderia incluir, também, a presença de MnO). Entretanto, quantidades elevadas de ferro férrico em amostras de baixa permeabilidade provavelmente incluiriam também uma fonte primária. Do resultado obtido em DRX, o único mineral com teores significativos de ferro presente em estrutura cristalina é a nontronita; logo, é mais confiável que este seja o argilomineral mais abundante, e que abranja grande parte do Fe_2O_3 visto em FRX. É ainda a fonte mais provável de titânio e magnésio, já que ambos são acessórios comuns da nontronita.

A substituição atômica do alumínio por ferro férrico na estrutura do argilomineral montmorilonita (vista em CRA-14), quando total ou parcial, forma a nontronita. Sua gênese é atribuída a alteração de cinzas vulcânicas e rochas ígneas máficas a ultramáficas, bem como a processos hidrotermais em basalto ou calcários (MASON, 1971).

A presença de alguns elementos calcófilos na amostra CRA-14, como U, Cu, Cd, Ag, Nb, em teores menores, seria atribuída à ocorrência de sulfetos (identificado nos calcários – vide tópico de petrografia), como H_2S , gerada com frequência em sedimentos lamosos. O urânio (U_3O_8), que possui afinidade com partículas coloidais e matéria orgânica, poderia ter sua origem em compostos adsorvidos em argilominerais como montmorilonita e ilita (WHITE, 2001). Na mesma amostra, elementos menores e traços pouco compatíveis com a estrutura cristalina dos minerais identificados nos difratogramas, como zircônio e ítrio, poderiam associar-se a fases em pequenos teores, não detectadas por DRX. Minerais como zircão e monazita, em pequenas quantidades, seriam fontes potenciais.

Apesar do exposto, ressalta-se na amostra CRA-14 (e, possivelmente, a amostra CRA-19) a ocorrência concomitante de outros elementos normalmente traços, raros, ali às vezes encontrados com teores de menores. São elementos tais como Rh, Pu e, principalmente, Tc, este tipicamente artificial. Por este motivo, estes elementos são interpretados como resultado de contaminação e/ou detecção errônea durante a análise laboratorial da FRX. Por associação, a ocorrência destes elementos põe em xeque a validade dos teores detectados de U, Zr e outros mencionados no parágrafo anterior.

CAPÍTULO 5

5 CONCLUSÕES

5.1. Interpretação paleogeográfica

Sedimentos finamente laminados, como os das fácies Fm e Cl implicam uma sedimentação por decantação sob condições de águas calmas, possivelmente lacustres. É aventada, segundo as relações de contato, uma coexistência lateral destas fácies, entretanto com diferentes condições físico-químicas de deposição.

As características texturais e composicionais da fácies Cl implicam que a deposição ocorreu em condições de águas mais rasas do que as da fácies Fm (ainda que sem evidências de exposição subaérea). A porosidade primária do tipo fenestral é uma evidência da deposição microbial dos carbonatos, e de maneira geral, a precipitação destes (carbonatos por influencia microbial) exige uma superfície de águas rasas e aquecidas do lago. O caráter hipersalino, atribuído à presença de pseudomorfos de halita, corrobora para a interpretação de sistemas deposicionais rasos sob condições de clima árido (plataforma evaporítica ou de circulação restrita) (MARTILL et al., 2007). Por outro lado, a deposição dos folhelhos (Fm) implica uma espessura maior da lamina d'água, bem como um ambiente alcalino e redutor; os teores de cálcio nesta fácies corroboram para a ideia de coexistência com a fácies Cl.

A presença de gipsita (fácies Ec), ao topo do perfil do Massapê confirma a condição de aridez que ocorrera na época de deposição. É provável que tenha havido flutuações do nível de base regional, por períodos descontínuos de aporte hídrico, haja vista a presença de folhelhos (fácies Fm) interdigitados nas camadas evaporíticas.

A condição de calmaria da bacia era interrompida pela entrada de corpos terrígenos evidenciados nas fácies Aqm e Scc. A primeira é interpretada como pertencente a fluxos desconfiados, de viscosidade média a alta, devido ao seu conteúdo de lama (vista em secção delgada), na forma de leques aluviais. A ocorrência de *wackes* (em Aqm) indica um caráter proximal da área fonte em relação aos lagos, sobretudo, pelo transporte de grãos subangulosos em material lamoso. São, portanto interpretados como sendo registros de antigos leques aluviais dominados por fluxos gravitacionais (*gravity flow dominated fans*) (BLAIR & McPHERSON, 1994), que seriam desencadeados por eventos de chuvas intensas sobre áreas elevadas nas proximidades. A presença eventual de intraclastos de flocos de lama (*mud flake*) sugere enquadrar tal

fácies como pertencente à margem lacustre. Os depósitos recém-chegados eram rapidamente colonizados por organismos de *infauna* de águas rasas (tubos de icnofósseis).

À medida que os leques aluviais adentravam a bacia formavam-se deltas em leque (*fandeltas*). Os fluxos episódicos responsáveis pela deposição da fácies Aqm envolveriam tração com suspensão associada (laminações cruzadas cavalgantes), com alguma interação com as águas da bacia e com o fundo (associações fossilíferas retrabalhadas). Mais densas, as águas basinais receberiam tais fluxos de forma hipopicnal (BATES, 1953) que explicariam a segregação de uma parte do mesmo fluxo, de modo a formar a fácies Scc associada.

5.2. Sucessão de eventos diagenéticos

Através das relações de campo e de estudos petrográficos e químicos, pode-se estabelecer uma sucessão de eventos diagenéticos que atuaram nas rochas da Formação Santana (Perfil Massapê), ilustrados na Tabela 9.

Na fácies Cl a primeira fase corresponde à formação de fenestras alinhadas segundo a laminação da rocha, o que sugere acúmulo eodiagenético de gás carbônico no interior da lama entre esteiras algáceas. A segunda fase incluiria a formação de aglomerados de sulfeto (frambóides de pirita) em meio à massa carbonática. À medida que se processou o soterramento dos lutitos, estes atingiram condições de pressão e temperatura suficientes para neomorfismo, com recristalização de grãos da matriz, que aparece como cristais individualizados e bem visíveis de calcita, com diâmetro <30µm.

Nas fácies terrígenas Aqm e Scc a eodiagênese é marcada, em um primeiro momento, por bioturbações verticais (tubos) logo abaixo da superfície deposicional seguida por cimentação carbonática precoce. Em estágio mais avançado de soterramento ocorreu compactação mecânica incipiente, evidenciada nos filossilicatos (formação de pseudomatriz) e por raros contatos (pontuais e retos) dos demais grãos do arcabouço, além da presença de matriz primária não-transformada (protomatriz). Nos folhelhos da fácies Fm, a única feição diagenética identificada é representada por concreções carbonáticas.

A falta de feições mesodiagenéticas mais típicas (por exemplo, contato suturado entre grãos, porosidade secundária do tipo *honeycombed*, dissolução por pressão,

desidratação de argilominerais etc.), aliadas às características texturais das rochas arenáceas corroboram para a ideia de que a diagênese na bacia sedimentar não tenha envolvido soterramento profundo (milhares de metros). Neste âmbito, no caso dos calcilitos (fácies Cl), o argumento mais favorável para sua silicificação seria a presença de fluidos aquecidos em níveis rasos (eodiagenéticos), isto é, hidrotermalismo *sensu strictu* (PHILLIPS, 2009). Fortalece essa ideia não só a coexistência com rochas terrígenas pouco soterradas (parágrafo anterior) como a presença, na fácies Fm, do argilomineral nontronita. Na mesma unidade estratigráfica, este argilomineral foi descrito em meio a folhelhos intercalados com evaporitos (aqui, fácies Ec) no trabalho de Freire Jr. (2013). Indícios de hidrotermalismo no Mb. Crato também têm sido descritos por Martill, Loveridge & Heimhofer (2008).

Por último, houve o soergimento da bacia sedimentar, que expôs as rochas sedimentares formadas a processos de intemperismo (telodiagênese), que geraram a dissolução parcial de alguns dos constituintes (sobretudo o cimento carbonático), com re-precipitação em alguns casos. Ocorreu ainda, nessas condições, a cimentação por oxihidróxidos de ferro e manganês, em fenômenos de lateritização propiciados por clima quente e úmido.

Tabela 9: Resumos dos principais eventos diagenéticos observados através do estudo petrográfico e químico das rochas carbonáticas e arenáceas.

Processos	Estágio	Eodiagenético	Mesodiagenético	Telodiagenético
Formação de fenestras (rochas carbonáticas)		X		
Aglomerados de sulfetos (rochas arenáceas)		X		
Neomorfismo (rochas carbonáticas)		X		
Bioturbação (rochas arenáceas)		X		
Cimentação carbonática (rochas arenáceas)		X		
Compactação mecânica incipiente (rochas arenáceas)		X		
Concreções carbonáticas (folhelhos)		X		
Laterização (rochas carbonáticas e arenáceas)				X

5.3. Considerações estratigráficas

No presente estudo, algumas características estratigráficas do perfil estudado permitem interpretar contemporaneidade do Mb. Crato com a sotoposta Fm. Barbalha. Entre essas características, destacam-se as seguintes: i) contatos verticais entre as fácies do Mb. Crato são frequentemente gradacionais. ii) intervalos estratigraficamente semelhantes a depósitos do topo da Fm. Barbalha (principalmente fácies Aqm e Scc). iii) intercalações verticais de calcilitos laminados (tipicamente do Mb. Crato) com os intervalos descritos. iv) a localização intermediária do perfil do Massapê: entre ocorrências da Fm. Barbalha (região das minas de argila, a norte) e depósitos clássicos do Mb. Crato (região das minas de calcário em Nova Olinda, a sul) (por exemplo, OLIVEIRA *et al.*, 2013); a mesma localização coincide tanto com o rumo de paleocorrentes obtidos na literatura (por exemplo, ASSINE, 1994) quanto aquele estimado no estudo.

Interpreta-se, com base no exposto, a inexistência de discordâncias significantes (regionais) entre as Fms. Santana e Barbalha. Pelo Princípio da Sucessão de Fácies (Lei de Walther), portanto, as unidades seriam contemporâneas, com empilhamento vertical explicado por retrogradação, ao menos até o topo do Mb. Crato, na transição Aptiano-Albiano da bacia do Araripe. A mesma ideia é compartilhada por Neumann (1999).

BIBLIOGRAFIA

ADAMS, A.E., MACKENZIE, W.S., GUILFORD C. **Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope**. Longman Group Ltd, Essex, 1984.

ALLEN, J.R.L. A classification of climbing ripple cross lamination. **Journal of the Geological Society**, v. 129, pp. 537-541, 1973

ALLING, H.L. Use of microlithologies as illustrated by some New York sedimentary rocks. **Bull. Geological Society of America**, v.56, pp.737-756, 1945.

ALMEIDA, F.F.M. **Origem e Evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro, DNPM, 36p. (Boletim 241), 1967.

ANDERTON, R. Clastic facies models and facies analysis. In: BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.P.J. (eds.). **Recent Developments and Applied Aspects**. Oxford, The Geological Society - Blackwell Scientific Publ., p.31-47, 1985.

ANDRESEN, A. & BJERRUM, L. **Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt**. In: RICHARDS, A.F. (Ed.). **Marine geotechnique**, p.221-229, Univ. of Illinois Press, 1967.

ASSINE, Mario L. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, n. 4, p. 1-10, dezembro de 1994.

ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. In: **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.

BOSENCE, D.W.J., 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (Eds.), **Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden**. Chapman & Hall, London, pp. 9e25.

GAWTHORPE, R.L., LEEDER, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. **Basin Res.** 12 (2), 195e218.

BATES, C. C., 1953, Rational theory of delta formation: **Bulletin American Association of Petroleum Geologists**, v. 37, p. 2119-2162

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. 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**. Petrobrás S.A., Rio de Janeiro, 854p., 2000.

CARVALHO, I. S.(Ed.). **Paleontologia**. Rio de Janeiro, Ed. Interciência. 628 p. 2000.

CARVALHO, Ismar S. & BERTINI, R.J. Mariliasuchus: um novo Crocodylomorpha (Notosuchia) do Cretáceo da Bacia Bauru, Brasil. **Revista Geologia Colombiana**, Colômbia, 24: 83-105. 1999.

CHAGAS, D. B. **Litoestratigrafia da Bacia do Araripe: reavaliação e propostas para revisão**. Dissertação de Mestrado (inéd.) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 112p., 2006.

COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. **Sedimentary structures**. George Allen & Unwin, 194 p., 1982.

COMPTON, R.R. **Manual of field geology**, John Wiley & Sons, 1962.

CROOK, K.A.W. **Geotectonic significance of greywackes: relevance of recent sediments from Niugini**. 42nd ANZAAS Congress, Port Moresby, Niugini, 1970

SCHERER, C. M. S., JARDIM DE SÁ, E. F; CÓRDOBA, V. C ; SOUSA, D. C; AQUINO, M. M; CANELAS CARDOSO, F. M. Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic-Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 49, p. 106-122, 2014.

DELLA FÁVERA, J.C. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna**. Rio de Janeiro, Editora da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 264p, 2001.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM). **Anuário Mineral 2012**, Parte II: Estatística Unidades da Federação, 14p., 2012.

DICKINSON, W.R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. **Journal of Sedimentary Petrology**, 40:695-707, 1970.

DOTT, R.H., Jr. Wacke, greywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? **Jour. Sed. Petrology**, v.34, pp. 625-632, 1964

DUNBAR, C.O., ROGERS. J. **Princípios de Estratigrafia**. Companhia Editorial Continental, México. 422p, 1979.

DUNHAM, R.J. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: W.E. Hamm (Ed.). Classification of Carbonate Rocks, A Symposium. **American Association of Petroleum Geologists**, p. 108-121, 1962

FAMBRINI, G. L. ; NEUMANN V.H.M.L. ; BARROS, C. L. ; AGOSTINHO, S.M. ; GALM, P. C. ; MENEZES FILHO, J.A.B. . Análise estratigráfica da Formação Brejo Santo, Bacia do Araripe,. **Geologia USP. Série Científica**, v. 13, p. 3-28, 2013.

FREIRE JR., José G. **Estudo Faciológico e Geoquímico dos Evaporitos do Membro Ipubi (Formação Santana) nas Minas Pedra Branca e Conceição Preta, Município de Santana do Cariri – Ceará**. Fortaleza (CE), Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará. Dissertação de Mestrado (inéd.), 91 p., 2013.

FREITAS, Alexandre B.L.P. **Análise estratigráfica do intervalo siliciclástico aptiano da Bacia do Araripe (Formação Rio da Batateira)**. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de mestrado (inéd.), 66p., anexos, 2010.

FRITZ, W.J. & MOORE, J.N. **Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology**. New York, John Wiley & Sons, Inc. 371p, 1988.

FOLK, R.L. **Petrology of sedimentary rocks (2nd ed.)**. Austin (Texas, USA), Hemphill's bookstore, 184 p., 1974.

FOLK, R.L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, HeinphilFs, 170p, 1968.

FOLK, R.L. Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (Ed.). **Classification of Carbonate Rocks – A Symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1**, pp.62-84, 1962.

GASPARY, J. & ANJOS, N.F.R. **Estudo hidrogeológico de Juazeiro do Norte: Ceará**. Recife: SUDENE, 1964. p. 25. (Hidrogeologia, 3), 1964.

GRIFFITHS, J.C. **Scientific method in the analysis of sediments**. EUA: McGraw-Hill Education, 508p, 1967.

MABESOONE, J.M. & TINOCO, I.M. Palaeoecology of the Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 14**: 97-118, 1973.

MARTILL, D. M. **Fossils of the Santana and Crato Formations, Brazil**. Field Guides to Fossils, 5. The Palaeontological Association, London. 159p., 1993.

MARTILL, D. M., LOVERIDGE, B., HEIMHOFER, U. Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian–Early Albian), Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. **Cretaceous Research**, 28 (4). pp. 613-620, 2007.

MARTILL, David M.; LOVERIDGE, Robert F.; HEIMHOFER, Ulrich. Dolomite pipes in the Crato Formation fossil lagerstätte (Lower Cretaceous, Aptian), of northeastern Brazil. **Cretaceous Research**, v.29, pp.78-86, 2008.

MATOS, R.M.D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.

MATOS, R. M. D. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the breakup between Brazil and West Africa, **Geological Society, London, Special Publications**, 153:55-73. 1999.

MASON, B. **Princípios de Geoquímica**. Ed. Polígono, São Paulo, 1974.

MEDEIROS, R. A. **Estratigrafia da Chapada do Araripe – O Estado da Arte**. In: I Simpósio Sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do NE, Crato-CE, Anais... DNPM/SBP/SBG, 43-51, 1990.

MOORE, D.G. & SCRUTON, P.C. Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. **Bull. of the Am. Assoc. of Petroleum Geologists**, v.41, pp. 2723-2751.

NASCIMENTO Jr., D. R. **Apostila de descrição de rochas arenáceas ao microscópio polarizador**. Petrologia Sedimentar (CG-0469). 15f. Departamento de Geologia, Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, 2012.

NASCIMENTO Jr., D. R. **Apostila de descrição de rochas carbonáticas ao microscópio polarizador**. Petrologia Sedimentar (CG-0469). 15f. Departamento de Geologia, Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, 2012.

NEUMANN, V. H. M. L. **Estratigrafía, sedimentología, geoquímica y diagénesis de los sistemas lacustres Aptienses-Albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil)**. Tesis (Doctorado). Barcelona: Universidad de Barcelona, 1999.

NEUMANN, V. H. M. L., ARAGÃO, M. A. N. F., VALENÇA, L. M. M., LEAL, J. P. (2008). Ambientes lacustres. In: A. J. C. L. PEDREIRA DA SILVA, M. A. N. F. ARAGÃO, A. J. C. MAGALHÃES (Eds.), **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil** (132-169). São Paulo: Beca/BALL edições.

NICHOLS, Gary. **Sedimentology and stratigraphy** (2nd ed.). Wiley-Blackwell, 419p., 2009.

OLIVEIRA, Viktor F.; NUNES, Jorge A.L.; MONTEIRO FILHO, Marco A.V.; ESTRELA, Rodrigo M. **Mapeamento de Área no Lado Oeste da Cidade de Nova Olinda, no Sul do Estado do Ceará**. Relatório de Mapeamento de Geologia de Campo I (Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará), 36p., 2 mapas, 2013.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. **Sand and sandstone**. Springer Verlag, Berlim, 3rd. Ed., 618p, 1987.

PHILLIPS, Owen M. **Geological Fluid Dynamics – sub-surface flow and reactions**. Cambridge University Press (Cambridge, UK), 299 p., 2009.

PONS, D.; BERTHOU, P.Y.; CAMPOS, D.A. Quelques observations sur la palynologie de l’Aptien supérieur et de l’Albien du bassin d’Araripe (N.E. du Brasil). In: **Resumos do I Simpósio da Bacia do Araripe e Bacias Interiores do NE, Crato-CE**, 241-252, 1990.

PONTE, F.C. & APPI, C.J. **Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais*. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 211-226, 1990.

PONTE, F.C. & PONTE-FILHO, F.C. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe**. Recife: DNPM/DMME (Pernambuco e Ceará), 68 p., 1996.

PONTE, F.C. **Origem e evolução das pequenas bacias cretácicas do interior do Nordeste do Brasil**. In: II Simpósio das Bacias Cretácicas do Brasil, Rio Claro – SP, UNESP/IGCE. Resumos Expandidos, 55-58, 1992.

PONTE, F.C.; MEDEIROS, Rodi A.; PONTE FILHO, F.C. **Análise estratigráfica da Bacia do Araripe**: Parte I – Análise de seqüências. II Simpósio da Bacia do Araripe e Bacias Interiores do NE. *Revista de Geologia UFC*, 1997.

PONTE, F.C.; HASHIMOTO, A.T.; DINO, R. **Geologia das bacias mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil**. Petrobrás/CENPES/DIVEX/SEBIPE, Relatório Interno, Rio de Janeiro – RJ, 1991.

PROSSER, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G.D., Dobb, A. (Eds.), **Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy, Geological Society Special Publication**, vol. 71, pp. 117e144.

SELLEY, R. C. **Ancient Sedimentary Environments**. Chapman & Hall, London. 237 p., 1970.

SILVA, M.A.M. Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambientes de deposição e história diagenética. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 1, p. 53-63, 1988.

SUGUIO, K. **Rochas Sedimentares**. São Paulo, Ed. Edgard Blücher - Edusp. 500p, 1980.

SUGUIO, K. 1999. **Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins**. Rio De Janeiro, Ed. Bertrand Brasil. 1217p.

TERRA, G.S. et al., Classificação de Rochas Carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 18(1): 9-29, 2009.

TERRY, R.D. & CHILINGAR, G.V. Comparison charts for visual estimation of percentage composition. **J. Sedim. Petrol.**, 25:229-234, 1955.

TUCKER, M.E. **Sedimentary Petrology**. Oxford, Blackwell Science. 3 ed., 2001. 252p, 1981.

VIANA M.S.S. & CAVALCANTI, V.M.M. **Faciologia dos sedimentos não-lacustres da Formação Santana (Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil)**. In: *Anais do I Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste*, Crato, p.193-208, 1990.

WALKER, R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds). **Facies models: responses to sea level change**. Geological Association of Canada, p.1-14, 1992.

WARREN, J.K. **Evaporites – sediments, resources and hydrocarbons**. Springer Berlin-Heidelberg-New York, 1041 p., 2006