



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“ANÁLISE FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO CODÓ (APTIANO
SUPERIOR) NA REGIÃO DE CODÓ (MA), LESTE DA BACIA DO
GRAJAÚ**

TESE APRESENTADA POR

JACKSON DOUGLAS DA SILVA PAZ

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **11 / 09 / 2000**

Comitê de Tese

.....
DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI (Orientador)

.....
VALESCA BRASIL LEMOS

.....
WERNER TRUCKENBRODT

Belém

À Olívia

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com apoio de pessoas e instituições a quem meus agradecimentos, por mais que se somem, ainda serão poucos para retribuir com a gratidão merecida. Em especial, agradeço:

À minha orientadora Dilce de Fátima Rossetti, pela orientação e sugestões inestimáveis durante esse estudo e pela paciência dispensada em cada vírgula deste trabalho...

Ao Projeto No. PNPPG 400039/99-0, fomentado pelo CNPq

....

À Companhia Itapicuru S/A e ao geólogo Sr. Farias, que disponibilizaram o acesso às minas e a testemunhos de sondagem ...

À Universidade Federal do Pará, através do Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica

Ao Museu Paraense Emílio Goeldi, através do Departamento de Ecologia

Ao professor Werner Truckenbrodt pelas valiosas sugestões ao texto final e observações de campo sempre espirituosas

À professora Ana Maria Góes, pelo companheirismo e amizade dispensadas durante as etapas de campo e de gabinete

....

Aos professores Valesca Brasil Lemos e Gérson Terra, cujas observações ao texto final foram de inestimável valia

....

Ao professor Basile Koutschobey, como coordenador, pelo apoio imensurável em momentos difíceis no início deste trabalho

Aos companheiros do GSed, geólogos Antônio Emídio, Anaisse Júnior, Cleive Maria, Raimundo Xavier e Rodrigo Lima

....

Ao bolsista de iniciação científica Alessandro Sabá

Aos técnicos do laboratório de laminação Seu Eduardo e D. Shirley

Aos motoristas Roseno e Marinho ...

À minha família e à Lena Simone que, mesmo distantes, fizeram seu amor, companheirismo e cumplicidade tornarem-se essenciais para realização deste trabalho

E a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para realizar este trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iv
RESUMO	1
ABSTRACT	5
1 - INTRODUÇÃO	8
2 - ÁREA DE ESTUDO	11
3 - METODOLOGIA	13
4 - CONTEXTO GEOLÓGICO	16
5 - ESTRATIGRAFIA, PALEONTOLOGIA E CONSIDERAÇÕES AMBIENTAIS	20
6 - ANÁLISE DE FÁCIES	25
6.1.- ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 1 (LAGO CENTRAL)	27
6.1.1.- Folhelho negro (F)	27
6.1.2.- Evaporito (E)	27
6.2.- ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 2 (LAGO TRANSICIONAL)	41
6.2.1.- Argilito laminado (Al)	42
6.2.2.- Mudstone calcífero (Mc)	42
6.2.3.- Calcário peloidal (packstone/mudstone peloidal; Cpl)	47
6.2.4.- Calcário meso-cristalino (meso-crystalline carbonate; Cc)	48
6.3.- ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 3 (LAGO MARGINAL)	55
6.3.1.- Pelito maciço (Pm)	55
6.3.2.- Calcita arenito (grainstone de calcita; Ca)	56
6.3.3.- Gipsita-arenito (grainstone de gipsita; G)	64
6.3.4.- Calcário ostracodal (wackestone a grainstone ostracodal; Co)	64
6.3.5.- Calcário pisoidal (packstone pisoidal; Cp)	65
6.3.6.- Tufa (boundstone; T)	66
6.3.7.- Ritmito carbonato/folhelho (R)	67
7 - ANÁLISE QUÍMICA DOS EVAPORITOS (⁸⁷ SR/ ⁸⁶ SR)	72
8 - MODELO DEPOSICIONAL	77
9 - CICLOS DEPOSICIONAIS	85
9.1 - DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO	87
9.1.1. Ciclos do tipo 1: Ciclos completos de arrasamento ascendente	87
9.1.2. Ciclos do tipo 2: Ciclos incompletos de arrasamento ascendente	91
9.1.3. Ciclos do tipo 3: Ciclos de inundação ascendente	93
9.2 - ORIGEM DOS CICLOS DEPOSICIONAIS	93
10 - IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS	99
11 - CONCLUSÕES	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106
ANEXO 1 - Perfis verticais estudados na região de Codó	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

- Figura 1 - 12
- A) Localização da área de estudo na região de Codó, estado do Maranhão, borda leste da Bacia de São Luís-Grajaú.
 - B) Mapa geológico simplificado da área de estudo. Os pontos destacados indicam a localização dos perfis verticais estudados: 1- região de Santo Amaro; 2- área R; 3- área Q; 4- Mina de Gesso; 5- Mina de Calcário (CD-6); 6- área X; e 7- área CZ.
 - C) Estratigrafia simplificada da Bacia de São Luís-Grajaú (adaptado de Rossetti & Truckenbrodt 1997).
- Figura 2 - 17
- Distribuição da Seqüência Depositional S1 na Bacia de São Luís-Grajaú. Os depósitos da área de estudo são atribuídos a uma fase de regressão estratigraficamente correlacionável ao trato de sistema de mar baixo (segundo Rossetti et al. 2000b).
- Figura 3 - 22
- A) Discordância erosiva entre os depósitos neoaptianos e meso/neoalbianos. Mina CD-6.
 - B) Detalhe da discordância, mostrando intensa ferruginização associada com horizonte de paleossolo. Escala = 30 cm.
- Figura 4 - Associação de fácies de centro de lago: 31
- A) Ciclos de evaporito (setas) constituídos na base e topo por lâminas horizontalizadas de gipsita fibrosa (f) intercalada a folhelhos e, no centro, gipsita nodular (n). Escala = 1,7m;
 - B) Detalhe de gipsita fibrosa gradando para cima a folhelho negro. Escala = 6 cm;
 - C) Detalhe de gipsita nodular (n) gradando para gipsita fibrosa (f), com rosetas de gipsita dispersas (setas). Escala = 6 cm;
 - D) Detalhe de gipsita nodular, circundada por lamito.
- Figura 4 (continuação) - 32
- E) Esquete de campo, mostrando as diversas fases de formação da gipsita: (1) mosaico de cristais milimétricos; (2) gipsita acicular; (3) gipsita fibrosa; e (4) restos de micrito.
 - F) Mosaico de micro a mesocristais de gipsita. Notar duas gerações de gipsita em mosaico: (a) à esquerda, cristais maiores ricos em inclusões de anidrita (pontos claros); e (b) à direita, cristais menores de aspecto límpido. Nicóis cruzados.
- Figura 4 (continuação) - 33
- G) Gipsita em roseta, interceptada por gipsita acicular (seta).
 - H) Nódulos de anidrita/gipsita/bassanita (n) com rosetas de gipsita dispersas (r). Escala = 6 cm;
 - I) Bolsões de folhelho negro dentro da gipsita nodular (n). Notar, no folhelho, camadas de gipsita acicular (a), as quais se prolongam em direção à gipsita nodular (setas). Escala = 50 cm;
 - J) Detalhe de gipsita acicular em camadas dentro do folhelho. Martelo = 16 cm.
- Figura 4 (continuação) - 34
- L) Fotomicrografia de cristais de gipsita em mosaico (gm) com restos de anidrita (An), interceptada por gipsita fibrosa límpida (gf). Nicóis cruzados.
- Figura 4 (continuação) - 35
- M) Fotomicrografia ilustrando: 1) nódulos constituídos por microcristais de anidrita (am); 2) anidrita recristalizada (ar)

- substituindo microscristais; 3) gipsita em mosaico (gm), penetrando na anidrita; 4) gipsita fibrosa límpida (gf), interceptando a gipsita em mosaico; 5) cárie na anidrita (c) em contato com a gipsita fibrosa; e 6) restos de anidrita na gipsita em mosaico (seta). Nicóis cruzados;
- N) Fotomicrografia de gipsita com microcristais reliquiais de anidrita. Note a cárie formada pela penetração da gipsita na anidrita. Nicóis cruzados.
- Figura 4 (continuação) - 36
- O) Fotomicrografia de bassanita (b) com restos de anidrita (a). Notar clivagens na bassanita (seta). Nicóis cruzados;
- P) Detalhe de cáries de bassanita (b) penetrando em nódulos de anidrita (a). Nicóis cruzados.
- Figura 5 - 40
- Diagrama esquemático da evolução diagenética dos evaporitos na região de Codó.
- Figura 6 - 43
- Assembléia de fácies de lago transicional:
- A) Alternância de camadas de argilito laminado (al) e calcário (c). Escala = 14 cm;
- B) Traços fósseis, possivelmente, atribuíveis a *Pelecypodichnus* (??). Escala = 14 cm.
- Figura 6 (continuação) - 44
- C) Fotomicrografia da fácies *mudstone* calcífero (m), gradando a sílex (s). Nicóis cruzados;
- D) Camadas de sílex (s) em meio à fácies *mudstone* calcífero (m).
- E) Fotomicrografia da fácies de calcário meso-cristalino, formada por cristais equidimensionais de calcita. Notar contato suturado entre os cristais. Nicóis cruzados.
- Figura 6 (continuação) - 45
- F) Camadas horizontais de calcita fibrosa (em branco) com poucos centímetros de espessura, em meio à fácies de argilito laminado. Escala = 14 cm;
- G) Fotomicrografia de calcita, apresentado textura fibro-radial. Nicóis cruzados;
- H) Fácies de calcário peloidal. Notar boa seleção e formas esféricas a ovaladas dos pelóides. Nicóis cruzados;
- I) Carapaças desarticuladas de ostracodes (o) e microesférulas (c) da fácies Cpl. Nicóis cruzados.
- Figura 6 (continuação) - 46
- J) Detalhe das microesférulas na fácies de calcário peloidal. Note estruturas características compostas por membrana externa e núcleo (seta), o formato de oito deitado (seta 2) e feições irregulares, eventualmente, com sulco longitudinal (retângulo). Nicóis paralelos;
- L) microesférulas substituídas por calcedônia (seta). À direita superior (c) calcedônia. Nicóis cruzados.
- Figura 7 - Assembléia de fácies de lago marginal: 58
- A) Fácies de pelito maciço com aspecto endurecido e intenso fraturamento, atribuídos a processos pedogênicos. Escala = 14 cm;
- B) Fotomicrografia da fácies de calcita-arenito (fácies Ca), caracterizada por grãos de calcita com sobrecrecimento de calcita. Nicóis paralelos;

- C) Detalhe de grão de calcita da fácies Ca. Linhas de sujeira (seta) revelam seu bom arredondamento e sobrecrecimento de calcita. Nicóis paralelos;
- D) Crosta de sílica microcristalina da fácies de calcita-arenito (Ca), com aspecto cavernoso, localizada no topo da fácies Ca. Escala = 14 cm.

Figura 7 (continuação) - 59

- E) Fotomicrografia da fácies calcita-arenito (fácies Ca) mostrando argilominerais (a) entre os grãos. Nicóis cruzados;
- F) Fotomicrografia do contato entre a fácies de calcita-arenito (Ca) e a fácies de calcário meso-cristalino (Cc). Nicóis cruzados;

Figura 7 (continuação) - 60

- G) Fotomicrografia da fácies de gipsita-arenito (fácies G). Note o arcabouço relativamente aberto, o aspecto sub-anguloso e a granulometria média dos grãos de gipsita. O cimento entre os grãos é também constituído por gipsita. Nicóis paralelos;
- H) Detalhe de grão da fácies G. Notar sucessivas lamelas concêntricas em torno do grão de gipsita. Nicóis paralelos;
- I) Cimento de barita na fácies de gipsita-arenito. Nicóis cruzados.

Figura 7 (continuação) - 61

- J) Fotomicrografia da fácies de calcário ostracodal. Note as conchas articuladas de ostracodes e a mistura de indivíduos adultos e jovens. Nicóis paralelos;
- L) Fácies de calcário ostracodal ocorrendo como concreções elípticas. Escala = 14 cm;
- M) Fotomicrografia da fácies de calcário ostracodal, mostrando intercalações de tapetes microbiais (a) e calcário com carapaças fragmentadas de ostracodes (b). Nicóis paralelos.

Figura 7 (continuação) - 62

- N) Fácies de calcário pisoidal (Cp), intercalada com tapetes microbiais (seta) e calcário ostracodal (Co). Escala = 6 cm;
- O) Fotomicrografia de pisóide da fácies Cp. Note a textura fibro-radial e as linhas escuras (setas), que caracterizam truncamentos, atribuídos a períodos de abrasão. Nicóis cruzados;
- P) Fragmentos de ossos de peixe dentro de núcleo de pisóide. Nicóis cruzados.

Figura 7 (continuação) - 63

- Q) Fotomicrografia da fácies de tufa (fácies T), caracterizada por filamentos de calcita (f) com padrão arborescente, entre as quais se encontram grãos esféricos de calcita (g). Nicóis paralelos;
- R) Detalhe da fácies T. Note argila presente entre os grãos de calcita (seta). Nicóis paralelos.

Figura 8 - 76

Curva de variação da razão isotópica de Sr em depósitos marinhos através do tempo, com a plotagem dos dados obtidos da área de estudo.

Figura 9 - 78

Modelo deposicional proposto para a área de estudo. Sistema lacustre composto por três subambientes, indicados pelas associações de fácies AF1, AF2 e AF3, representando, respectivamente, lago central, lago transicional e lago marginal.

Figura 10 - Tipos de ciclo deposicional observados na área de estudo ... 86

- (1) ciclo completo de arrasamento ascendente (ciclo tipo 1), caracterizado pelo empilhamento regressivo das associações facirológicas;
- (2) ciclo incompleto de arrasamento ascendente, em que se distinguem os subtipos 2a e 2b, também caracterizado pelo empilhamento regressivo das assembléias facirológicas, porém com, pelo menos, uma das associações ausente.
- (3) ciclo de inundação ascendente (ciclos tipo 3), caracterizado pelo empilhamento transgressivo das associações facirológicas.

Figura 11 - 89
Reconstrução paleogeográfica aproximada para os depósitos da região de Codó. O depocentro do lago migrou da área X para as áreas A₁₋₄, Q e R. Na área R, encontram-se os únicos depósitos (d) relacionados com aporte de terrígenos mais intenso (deltas ?).

Figura 12 - 90
Padrão de empilhamento assimétrico dos tipos de ciclos deposicionais na área de estudo.

TABELAS

Tabela 1 - 23
Pólens identificados nos depósitos da região de Codó (cf. Arai, comunicação pessoal)

Tabela 2 - 26
Principais características das associações facirológicas identificadas na área de Codó

Tabela 3 - 76
Resultados da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr obtidos das amostras coletadas na área de estudo

RESUMO

Os depósitos da Formação Codó, na região de Codó (leste do estado do Maranhão) consistem de folhelhos, calcários e evaporitos contínuos lateralmente e organizados em ciclos de arrasamento ascendente de, em média, 2,5 m de espessura. Estes depósitos são considerados como o registro de um sistema lacustre que se instalou durante o Neoaptiano na Bacia do Grajaú. Esta interpretação baseia-se nos seguintes critérios: 1) presença de ostracodes e algas típicas de ambientes não-marinhos, associados à ausência de fósseis marinhos; 2) domínio de litologias formadas por suspensão e freqüente formação de paleossolos, associados à ausência de estruturas geradas por maré e reduzida atividade de onda; e 3) razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual, em média, a 0,7079, valor mais elevado que aquele esperado para evaporitos e carbonatos marinhos do período Aptiano. Foram individualizadas treze fácies deposicionais, as quais foram agrupadas em três associações de fácies atribuídas a: a) lago central; b) lago transicional; e c) lago marginal. A associação de fácies de lago central posiciona-se na base dos ciclos de arrasamento ascendente, sendo composta por duas fácies: a) folhelho negro betuminoso; e b) evaporito. O domínio de rochas pelíticas nesta associação de fácies é consistente com sedimentação em

ambientes de baixa energia, típicos de centro de lago. A abundância de pirita e a composição betuminosa apontam para condições ambientais redutoras. A escassez de infauna é indicada pela ausência de bioturbação, o que é consistente com anoxia, enquanto as fácies evaporíticas apontam para um contexto lacustre salino. A associação de fácies de lago transicional consiste de: a) argilito laminado; b) *mudstone* calcífero; c) calcário peloidal (*mudstone* a *packstone*); e d) calcário meso-cristalino. Estes depósitos estão posicionados entre as associações de fácies de centro e de margem de lago, encontrando-se na porção média dos ciclos de arrasamento ascendente, o que levou a atribuí-los a ambiente lacustre transicional. A associação faciológica de lago marginal representa o topo dos ciclos de arrasamento ascendente e agrupa as seguintes fácies: a) pelito maciço; b) calcita-arenito; c) calcário ostracodal (*wackestone* a *grainstone*); d) calcário pisoidal (*packstone*); e) gipsita-arenito; f) tufa; e g) ritmito carbonato/folhelho. Estes depósitos mostram uma abundância de feições sedimentares (i.e., paleossolos, superfícies cársticas e fenestras) típicas de exposição meteórica e/ou subaérea, consistentes com a interpretação como depósitos de lago marginal.

O modelo deposicional proposto consiste de sistema lacustre com margem em rampa e baixa energia de fluxo,

tomando-se por base as seguintes características: 1) baixa taxa de suprimento sedimentar; 2) relevo pouco pronunciado em torno da bacia lacustre; 3) abundantes feições sedimentares registrando episódios de exposição subaérea ou à água meteórica; e 4) predomínio de fácies marginais sobre fácies centrais. Além destas características, esta interpretação é também sugerida pelos seguintes aspectos: 1) pequenas espessuras (i.e., poucos metros) dos ciclos deposicionais, o que pode ser atribuído a um espaço deposicional reduzido em função do predomínio de lâmina d'água rasa através da bacia lacustre; 2) ausência de depósitos turbidíticos, típicos em ambientes lacustres com quebra em talude acentuado; e 3) ausência de depósitos de ressedimentação (p.e., brechas e/ou depósitos deformados por ação gravitacional), característicos em associação a ambientes de talude. A abundância de folhelhos negros e evaporitos sugere que a bacia lacustre era hidrologicamente fechada, estratificada e salina.

Os ciclos deposicionais identificados na área de estudo revelam caráter regressivo, sendo representados por três tipos: 1) ciclos completos de arrasamento ascendente; 2) ciclos incompletos de arrasamento ascendente; e 3) ciclos de inundação ascendente. A origem destes ciclos foi atribuída a tectonismo, com base no seu padrão assimétrico de empilhamento, o que também é corroborado pela presença de

feições deformacionais sinsedimentares associadas com atividade sísmica sindeposicional.

As informações faciológicas, paleontológicas e geoquímicas obtidas na região de Codó permitem considerar que a ingressão marinha neaptiana, registrada na porção norte da Bacia de São Luís-Grajaú, não chegou a atingir a região de Codó, que manteve-se protegida desta ingressão.

ABSTRACT

The Codó Formation, focused in this paper, is exposed in the adjacencies of Codó town, eastern Maranhão State, where it consists of intergraded shales, limestones and evaporites, laterally continuous, forming shoaling-upward successions averaging 2.5 m in thickness. Sedimentological features, the abundance of freshwater ostracodes and *Charophyte* algae, as well as the absence of any marine fauna, characterize this unit as a dominantly lacustrine unit, which can be described by three broad facies associations, attributed to: 1. central lake; 2. transitional lake; and 3. marginal lake. The central lake facies association represents the base of the shoaling upward successions and consists of two facies: a) black shale; and b) evaporite. The dominance of shale beds in this association indicates sedimentation in low energy depositional settings, typical of central lake areas, where the abundance of pyrite and the bituminous composition point to highly reducing conditions. The scarcity of infauna is indicated by the complete absence of bioturbation, which is consistent with anoxia. The evaporite facies point to a highly saline lake setting. The transitional facies association consists of: a) laminated argillite; b) lime-mudstone; c) peloidal limestone (mudstone to packstone); and

d) meso-crystalline limestone. These deposits, between central lake and marginal lake facies associations, occur in the middle portion of the shoaling upward cycles, consistent with a transitional lacustrine setting. The marginal lake facies association represents the top of the shoaling upward successions and consists of a variety of intergrading lithofacies: a) massive pelite; b) calcite-arenite; c) ostracodal limestone (*wackestone* to *grainstone*); d) pisoidal limestone (*packstone*); e) gipsite-arenite; f) tuffa; and g) rhythmite. These deposits show an abundance of sedimentary features (i.e., paleosoil, karstic surface, fenestrae) typical of subaerial and/or meteoric exposure, which is consistent with their interpretation as marginal lake deposits.

A lacustrine facies model with ramp margin and low energy flow is proposed for the study area, taking into account the following characteristics: 1) low rates of sediment supply; 2) presence of areas with low relief around the lacustrine basin; 3) abundance of sedimentary features recording episodes of subaerial and/or meteoric exposure; and 4) prevalence of marginal facies. This interpretation is further suggested by: 1) the small thickness of the depositional cycles, which is attributed to decreased accommodation; 2) absence of turbiditic deposits, which are

typical in lacustrine settings with pronounced slope break; and 3) absence of resedimented deposits, which are also common in bench margin lacustrine settings. The abundance of black shales and evaporites suggests a hydrologically closed lacustrine basin with stratified and saline water column for the study area.

The depositional cycles identified reveal a regressive character for this lacustrine succession. Three types of cycles were recognized: 1) complete shoaling-upward cycle; 2) incomplete shoaling-upward cycle; and 3) flooding-upward cycle. The origin of these cycles is attributed to tectonism, based on the asymmetrical vertical stacking pattern. This interpretation is corroborated by the presence of syn-sedimentary deformational features related to syn-depositional seismic activity.

The faciological, palaeontological and geochemical data presented in this work suggested on show that the Late Aptian marine transgression recorded in the northern portion of the São Luís-Grajaú Basin did not reach the Codó area.

1 - INTRODUÇÃO

A Formação Codó é uma unidade litoestratigráfica cretácea (Aptiano), rica em folhelhos betuminosos, evaporitos e carbonatos, litologias que a tem tornado alvo constante de interesses econômico e científico. O interesse econômico reflete-se na contínua exploração mineral das litologias desta unidade durante, pelo menos, os últimos 20 anos. Aqui, destaca-se a atuação da Itapicuru Agroindustrial S/A como principal agente econômico da indústria do cimento presente no município de Codó (MA), onde a atividade exploratória de calcário e gesso é mais intensa. O folhelho betuminoso, por sua vez, tem sido alvo de constante avaliação econômica a fim de quantificar o seu potencial de exploração (p.e., relatórios internos da Petromisa). A Formação Codó desperta, também, grande interesse científico, fundamentalmente porque esta unidade representa o único registro exposto da fase inicial de abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Apesar de sua importância na reconstituição paleoambiental e peleogeográfica do Aptiano na margem equatorial brasileira, o grau de detalhamento desta unidade geológica é ainda inadequado.

A primeira referência à Formação Codó foi feita para designar folhelhos betuminosos e calcários que ocorrem no vale do Rio Itapecuru (Lisboa 1914). Desde então, estes

depósitos, bem como aqueles expostos nos arredores da região de Codó (MA), foram interpretados como tendo sido formados em ambiente lacustre, desenvolvido durante o Aptiano (Campbell *et al.* 1949). Mesner & Wooldrigde (1964), numa compilação de diversos trabalhos anteriores, consideraram a Formação Codó composta de três unidades: 1) unidade basal, constituída de folhelho negro betuminoso, calcário e anidrita; 2) unidade média, constituída de arenito micáceo, branco a esverdeado; e 3) unidade superior, constituída de folhelho cinza a cinza esverdeado. Esta subdivisão, com modificações menores, foi adotada em trabalhos subseqüentes (p.e. Lima & Leite 1978; Fernandes & Della Piazza 1978; Caputo 1984; Batista 1992), tendo-se atribuído ambiente lacustre-lagunar para a unidade basal e marinho para as demais unidades superiores, com base no conteúdo fossilífero (Cardoso 1963; Mesner & Wooldrigde 1964; Santos & Valença 1968; Pinto & Ornellas 1974; Lima 1982; Ferreira & Cassab 1987). Estudos detalhados enfatizando a análise faciológica em furos de sondagem levaram ao reconhecimento de depósitos fluviais, deltaicos e lacustres com breves incursões marinhas na Formação Codó (Batista 1992). Estas interpretações são contraditórias com a definição inicial desta unidade. A análise da literatura disponível e o estudo preliminar na região de Codó levaram a suspeitar que esta situação deve-se à inclusão de partes dos

Depósitos Itapecuru na Formação Codó (p.e. Pinto & Ornellas 1974). Assim, é objetivo deste trabalho apresentar uma análise faciológica da Formação Codó na região de Codó (MA), dentro de um contexto estratigráfico detalhado, que permita caracterizar os ambientes de deposição geneticamente relacionados de forma mais precisa. Este procedimento contribuirá para a reconstrução paleogeográfica da borda leste da Bacia do Grajaú e auxiliará na distinção da Formação Codó dos outros depósitos cretáceos ocorrentes nesta bacia.

2 - ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no município de Codó, borda leste da Bacia do Grajaú, estado do Maranhão (Figura 1A). Depósitos cretáceos são abundantes nesta região, sendo especialmente representados por folhelhos, evaporitos e calcários da Formação Codó (Figura 1B). Esta área apresenta condições adequadas às investigações sedimentológicas e estratigráficas dada a presença de minas a céu aberto, nas quais ocorrem excelentes exposições de rochas com centenas de metros de continuidade lateral. As informações obtidas a partir destes afloramentos, em combinação com dados de subsuperfície, oriundos da análise de testemunhos de sondagem, possibilitando uma caracterização mais completa da Formação Codó no que concerne aos seus aspectos faciológicos e estratigráficos.

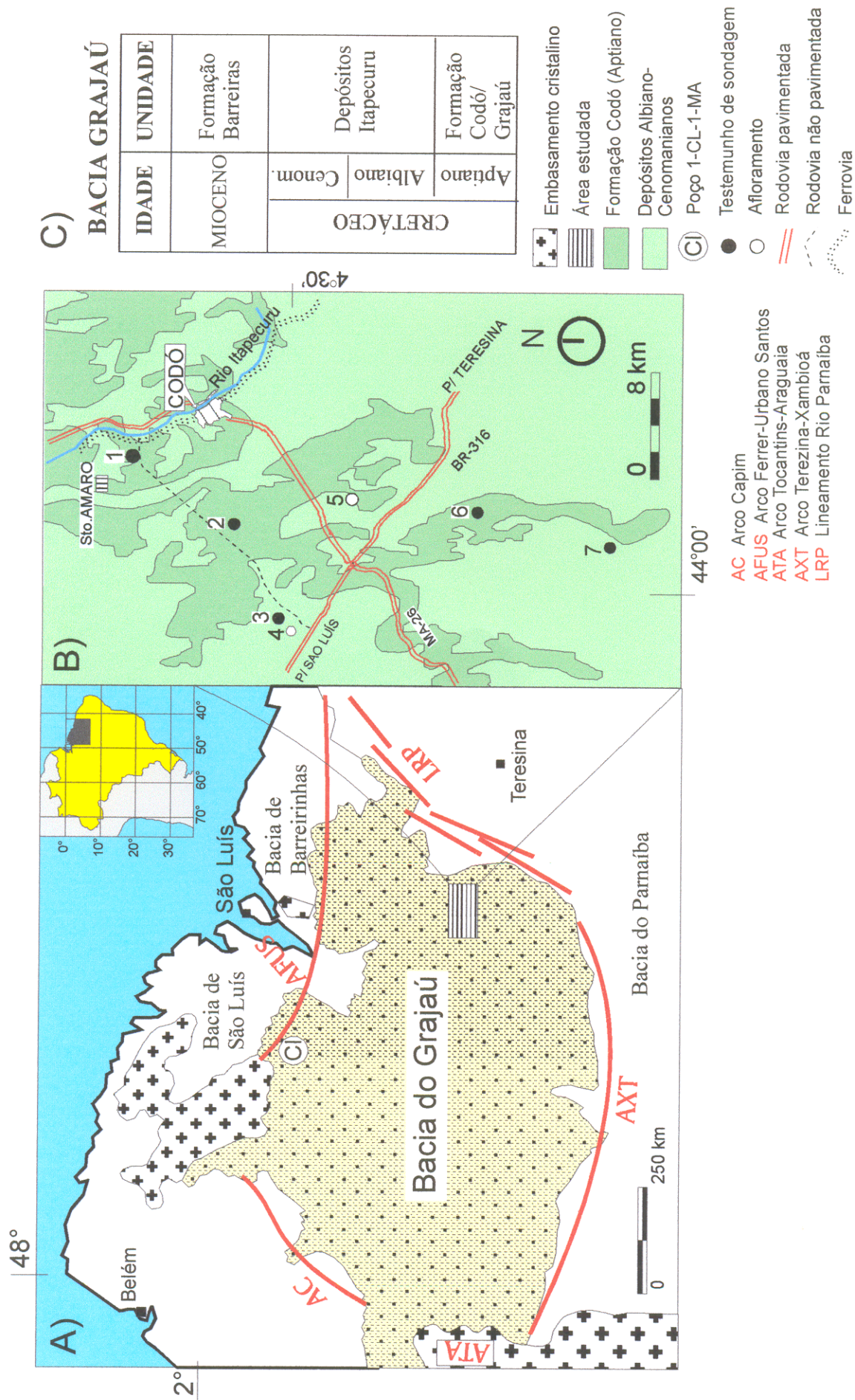


Figura 1 - A) Localização da área de estudo na região de Codó, estado do Maranhão, borda leste da Bacia de São Luís-Grajaú. B) Mapa geológico simplificado da área de estudo. Os pontos destacados indicam a localização dos perfis verticais estudados: 1-região de Santo Amaro; 2-área R; 3-área Q; 4-Mina de Gesso; 5-Mina de Calcário; 6-área X; e 7-área CZ. C) Estratigrafia simplificada da Bacia de São Luís-Grajaú (adaptado de Rossetti & Truckenbrodt 1997).

3 - METODOLOGIA

O presente estudo da Formação Codó incluiu a descrição detalhada dos depósitos, utilizando-se os conceitos da análise faciológica, em combinação com o mapeamento de superfícies-chaves com significado estratigráfico. A análise faciológica tem se tornado uma poderosa ferramenta na interpretação de paleoambientes em sucessões sedimentares (cf. Walker & James 1992; Reading 1996). Este tipo de metodologia tem sido aplicada com sucesso no estudo de depósitos cretáceos na Bacia de São Luís (p.e., Rossetti 1996, 1997a,b, 1998, 1999), bem como em outras áreas da Bacia do Grajaú (p.e., Anaisse 1999; Lima & Rossetti 1999; Rossetti *et al.* 2000a,b; Paz & Rossetti, no prelo). O estudo faciológico consiste na descrição de parâmetros como litologia, estrutura, textura, conteúdo paleontológico e geometria, em combinação com o mapeamento das fácies. As características faciológicas foram registradas em campo através da confecção de perfis verticais, o que possibilitou a determinação das associações faciológicas geneticamente relacionadas, com significado ambiental, cuja análise permitiu o estabelecimento do modelo paleoambiental da unidade estudada. Assim, esta pesquisa tomou como parâmetros as informações documentadas em 42 seções verticais, apresentadas em anexo a este trabalho, sendo que 10

correspondem a perfis de afloramentos (i.e., minas a céu aberto) e 32 a perfis de testemunhos de sondagem cedidos pela Itapicuru Agroindustrial S/A. Adicionalmente ao estudo de campo, foram realizados os seguintes estudos de laboratório:

1) Análise petrográfica de 104 amostras que visaram melhor caracterizar as microfácies carbonáticas e evaporíticas;

2) Análise do conteúdo paleontológico, realizado por especialistas do CENPES-PETROBRAS, os quais foram responsáveis pela identificação de palinomorfos e ostracodes, cujos resultados foram essenciais para a determinação da idade e melhor caracterização do ambiente de deposição;

3) Análise isotópica da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, realizadas com amostras de evaporitos com o intuito de auxiliar na interpretação do ambiente deposicional. A fim de testar a potencialidade desta ferramenta na área estudada, três amostras foram submetidas a ensaios no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará. Estas amostras foram previamente selecionadas através de exame petroográfico, pelo qual nódulos de anidrita foram individualizados, uma vez que estes representam as fases evaporíticas mais precoces e, portanto, mais próximas das condições ambientais. Estes ensaios foram realizados com

espectrômetro de massa VG54E, com depósito para ativação utilizando cloreto de tântalo em filamento de tungstênio.

4 - CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Grajaú abrange uma área em torno de 180.000 km² e espessuras de até 900 m (Figuras 1 e 2), tendo sido destacada da Bacia do Parnaíba a sul de acordo com características distintivas relacionadas a sua gênese, estilo tectônico, preenchimento e idade (Góes 1995; Góes & Coimbra 1996; Góes *et al.* 1999; Góes & Rossetti, no prelo). Possui os seguintes limites: Arco Xambioá-Teresina a sul, falhas relacionadas ao Lineamento Rio Parnaíba a leste, Lineamento Tocantins-Araguaia a oeste, e Arco Capim a noroeste (Góes 1995). Contrariamente ao que foi tradicionalmente considerado no passado, o Arco Ferrer-Urbano Santos, localizado a norte desta bacia, não representou uma barreira geográfica significativa durante, pelo menos, parte do Cretáceo (Azevedo 1991; Anaisse 1999; Lima & Rossetti 1999; Rossetti *et al.* 2000a). Desta maneira, a Bacia do Grajaú foi recentemente considerada como representando a continuidade da Bacia de São Luís (Góes & Rossetti, no prelo). Estas bacias provavelmente tiveram sua origem relacionada a processos de falhamento intracratônico, associados com a separação dos continentes sul-americano e africano, durante os últimos estágios da fragmentação do *Gondwana*, no Cretáceo Inferior (Góes *et al.* 1999).

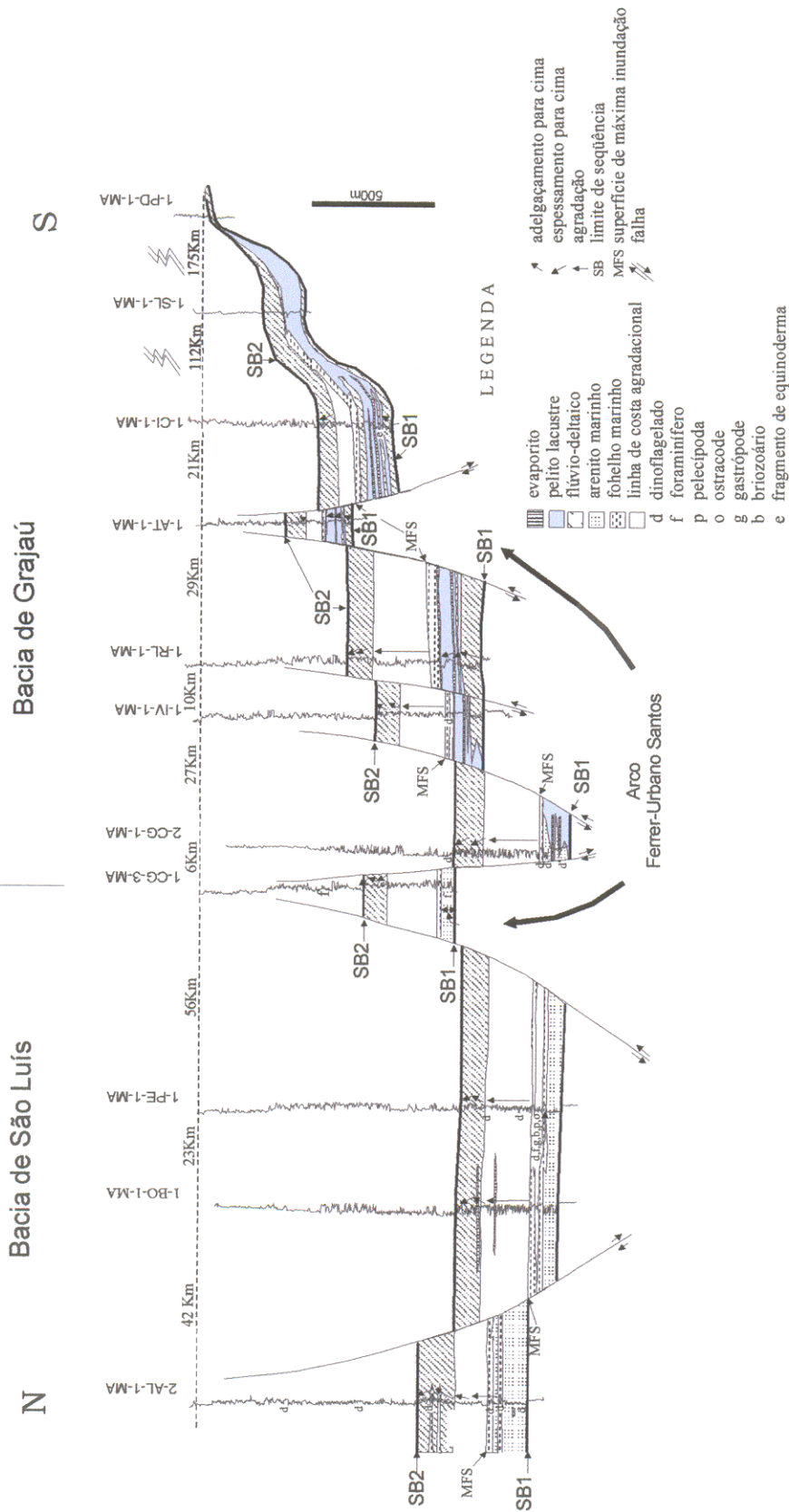


Figura 2 - Distribuição da Sequência S1 na Bacia de São Luís-Grajaú. Notar que os depósitos lacustres são restritos pelo Arco Ferrer-Urbano Santos (cf. Rossetti, no prelo).

O embasamento da Bacia de São Luís-Grajaú é composto por rochas da Bacia do Parnaíba (entre as quais, calcários e evaporitos), assim como rochas metassedimentares e graníticas das faixas de dobramentos Gurupi e Tocantins-Araguaia e do Cráton São Luís (Góes 1995). O preenchimento sedimentar é representado por três seqüências deposicionais, designadas S1, S2 e S3. A seqüência S1 tem idade aptiana e inclui as formações Grajaú e Codó em sua porção basal (Figura 2). A Formação Grajaú consiste de arenitos esbranquiçados, quartzosos, com granulação fina, e conglomerados quartzosos de origem flúvio-deltaica com contribuição eólica (e.g., Mesner & Wooldridge 1964; Aguiar 1971; Lima & Leite 1978). A Formação Codó constitui-se de folhelhos betuminosos, anidritas, calcários e arenitos lacustres (Campbell et al. 1949; Mesner & Wooldridge 1964; Aranha et al. 1991). A seqüência S2 depositou-se durante o Eo/Mesoalbiano, correspondendo à Unidade Indiferenciada descrita na Bacia de São Luís (Rossetti & Truckenbrodt 1997). As características faciológicas deste intervalo estratigráfico, inferidas principalmente a partir de dados de subsuperfície, levam a atribuí-lo ambientes fluvio-deltaico a marinho marginal (Rossetti, no prelo). A seqüência S3 depositou-se entre o Neoalbiano e um tempo incerto no Cretáceo Superior, sendo representada por sucessões sedimentares atribuídas a sistemas

estuarinos de vales incisos (Rossetti 1996, 1998). As duas sucessões mais superiores desta seqüência acham-se expostas na Bacia de São Luís e correspondem às formações Alcântara e Cajupe (Rossetti & Truckenbrodt 1997). A Formação Alcântara (Albiano superior a Cenomaniano) constitui-se de arenitos bem estruturados, de coloração característica marrom chocolate, granulometria fina a média e cimentação de calcita. Subordinadamente, ocorrem pelitos, conglomerados e calcários. Excetuando-se os calcários, estes depósitos foram gerados principalmente por processos de tempestade. A Formação Cajupe (Neocretáceo ?) é constituída por arenitos caulíníticos, finos a muito finos, bem selecionados, cores branca, rósea ou amarelada e estruturas geradas por maré e ondas de tempestade (Rossetti 1998). Sobrepostos a estas unidades, ocorrem depósitos terciários atribuídos às formações Pirabas, Barreiras e depósitos Pós-Barreiras (Rossetti & Truckenbrodt 1997).

5 - ESTRATIGRAFIA, PALEONTOLOGIA E CONSIDERAÇÕES AMBIENTAIS

Resgatando-se a definição original de Lisboa (1914) e Campbell et al. (1949), emprega-se aqui o termo Formação Codó para se referenciar a folhelhos betuminosos intercalados a evaporitos e calcários aflorantes na área de estudo. O limite superior desta unidade é evidenciado por uma discordância erosiva de caráter regional, marcada por horizonte de paleossolo (Figura 3A,B). Esta superfície pode ser correlacionada através de toda a Bacia de São Luís-Grajaú, tendo sido interpretada como o limite superior da Sequência Depositional S1 (Rossetti, no prelo).

A análise palinológica revelou que a Formação Codó na área de estudo é de idade neoaptiana, o que é particularmente indicado pela presença de *Sergipea variverrucata* encontrada nas amostras CD-130, CD-131, CD-140, CD-214 e CD-218 (Tabela 1). Destacam-se, ainda, os gêneros *Afropollis* e *Classopolis* em virtude dos seus significados ambientais, os quais têm sido relacionados com climas quentes e secos (cf. Batista 1992). Estes gêneros, junto com *Araucariacites* e *Gnetaceaepollenites* representam uma associação palinomórfica semelhante à observada em outros depósitos de mesma idade no noroeste de Gondwana, atestando um cinturão equatorial que se estendeu desde o Equador até a China e Papua Nova Guiné (cf. Neumann 1999, Maisey 1991). Esta assembléia palinomórfica,

entretanto, tem sido atribuída, indistintamente, a ambientes marinhos e não marinhos (Neumann 1999, Batista 1992).

Deposição sob condições continentais, por outro lado, é sugerida pela análise de ostracodes, provenientes de amostras coletadas na região de Codó. Carapaças destes crustáceos são abundantes na área de estudo e sua análise revelou que as principais espécies identificadas são consideradas como típicas de águas doces, embora possam também adaptar-se a condições salobras (Paulo Milhomem, comunicação oral). As seguintes espécies de ostracodes foram identificadas: *Hourcquia angulata angulata*, *Hourcquia angulata* spp. e ostracode sp. 207 (Milhomem, comunicação oral). A presença de algas carófitas junto aos depósitos com ostracodes são elementos adicionais que suportam a interpretação de deposição em condições continentais. Tais algas têm sido consideradas espécies peculiares de diversos depósitos de lagos antigos (Tucker & Wright 1990), embora também possam suportar concentrações de sais de até 70 ‰ (cf. Burne et al. 1980). Desta forma, estes parâmetros, ao lado da análise faciológica apresentada a seguir, são critérios que levam a propor a interpretação de ambiente lacustre para os depósitos da Formação Codó expostos na área de estudo.



Figura 3 -

A) Discordância erosiva (seta) entre os depósitos neaptianos e meso/neoalbianos. Mina CD-6.

B) Detalhe da discordância, mostrando intensa ferruginização associada com horizonte de paleossolo. Escala = 30 cm.

Tabela 1 - Pólens identificados nos depósitos da região de Codó (Arai, comunicação oral).

[illegible]

Raros dinoflagelados foram registrados em uma amostra (CD-131), localizada no perfil A3, (ver localização no Anexo 1). Se este dado estiver correto, então é possível considerar uma inundação marinha, de caráter episódico, afetando as porções mais continentais da região leste da Bacia de São Luís-Grajaú. Entretanto, a ausência destes dinoflagelados em outras amostras do mesmo nível estratigráfico, e a sua rara ocorrência na amostra estudada, são fatores contrários a uma interpretação definitiva de inundação marinha na área de Codó.

6 - ANÁLISE DE FÁCIES

Este capítulo visa descrever as características faciológicas da Formação Codó, aflorante nas proximidades da cidade homônima, com o objetivo de interpretar os processos sedimentares e analisar os paleoambientes deposicionais, dentro de contexto continental lacustre. Para isto, são levandos em consideração os dados paleontológicos apresentados no capítulo anterior e as características faciológicas discutidas a seguir.

O estudo faciológico da Formação Codó resultou na definição de treze fácies deposicionais, cuja designação levou em consideração a descrição de campo, tendo-se adotado letras maiúsculas para identificar a litologia principal, ao lado de letras minúsculas para indicar a estrutura ou a textura principal da fácies. Para o caso específico das litologias calcárias, adotou-se a classificação de Dunham (1962) que se encontra entre parênteses ao lado da designação de cada fácies. As fácies foram agrupadas em três associações faciológicas intergradacionais (Tabela 2), atribuídas aos seguintes ambientes: 1) lago central (AF1); 2) lago transicional (AF2); e 3) lago marginal (AF3). Estes depósitos são lateralmente contínuos nos afloramentos por várias centenas de metros, formando ciclos de arrasamento ascendente

(*shoaling upward*), em média, com 2,5 m de espessura, cuja descrição detalhada e análise serão discutidas no capítulo 9.

Tabela 2 - Principais características das associações faciológicas identificadas na área de Codó.

ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	FÁCIES	PROCESSOS
AF1 - Lago Central	Folhelho negro	Depósitos de suspensão sob condições anóxicas
	Evaporito	Precipitação química de sais e remobilização
AF2 - Lago Transicional	Argilito laminado	Depósitos a partir de suspensão
	Mudstone calcífero	Fragmentação de algas calcíferas e, possivelmente, precipitação inorgânica de CaCO_3
	Calcário meso-cristalino	Precipitação inorgânica sindeposicional de CaCO_3 (?)
	Calcário peloidal	Depósitos de restos orgânicos e micritização
AF3 - Lago Marginal	Pelito maciço	Paleopedogênese
	Calcita-arenito	Retrabalhamento de grãos de calcita
	Gipsita-arenito	Retrabalhamento de grãos de gipsita e, possivelmente, oncolitização
	Calcário ostracodal	Deposição de coquinas de ostracodes
	Calcário pisoidal	Precipitação de CaCO_3 bio-induzida (?) com episódios de abrasão
	Tufa	Precipitação de CaCO_3 bio-induzida por cianobactérias
	Ritmito	Depósitos de suspensão e/ou crescimento orgânico <i>in situ</i> de tapetes microbiais

6.1.- ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 1 (LAGO CENTRAL)

Esta associação é constituída por folhelho negro betuminoso e evaporito, formando pacotes que atingem até 10 m de espessura. Estes depósitos são mais espessos na mina de gesso e na área X (Pontos 3,4 e 6 na Figura 1B; ver também Anexo 1). É interessante mencionar a ausência de bioturbações nesta associação de fácies, a qual ocorre freqüentemente na base dos ciclos de arrasamento ascendente (ver capítulo 9).

6.1.1.- Folhelho negro (F)

Esta fácies é a mais representativa da associação AF1 e consiste de folhelho negro betuminoso, o qual forma camadas, lateralmente contínuas, que variam desde poucos centímetros até 1 m de espessura. Intercalações milimétricas a centimétricas de *mudstone* calcífero (*lime mudstone*) estão localmente presentes. Nesta fácies ocorrem, ainda, agregados de cristais de gipso e anidrita, cristais de pirita, enxofre nativo e fragmentos vegetais.

6.1.2.- Evaporito (E)

Esta fácies possui espessuras de até 8 m e forma pacotes lenticulares em meio à fácies de folhelho negro (fácies F) desta associação. O mineral mais comum da fácies evaporito é a gipsita, ocorrendo, subordinadamente, anidrita e bassanita,

esta condfirmada através de difração de raios X. A gipsita apresenta-se nas seguintes formas: fibrosa, nodular, em mosaico, em roseta e acicular. Gipsita fibrosa e nodular são as mais freqüentes (Figura 4A), sendo a primeira bem desenvolvida próxima ao contato com folhelhos (Figura 4B), quando então ocorre sob forma de camadas horizontais suavemente onduladas (Figura 4C). A gipsita nodular ocorre com mais freqüência nas partes centrais das lentes de evaporito (Figura 4A), apresentando nódulos com bordas difusas, de aspecto nebuloso, circundados por restos de folhelho (Figura 4D). A gipsita em mosaico, constituída de microcristais eqüidimensionais, encontra-se entre a gipsita fibrosa e acicular, sendo circundada por restos de micrito ou pelito (Figura 4E,F). A gipsita em roseta, com diâmetros médios de 3 cm, é distribuída de maneira dispersa (Figura 4G,H). As rosetas interceptam as fases anteriores de gipsita encontradas na área. Finalmente, a gipsita acicular apresenta-se em camadas bem desenvolvidas com até 10 cm de espessura e intercepta abruptamente as gipsitas fibrosa, nodular e em roseta (Figura 4I,G). Este tipo de gipsita torna-se mais abundante dentro de bolsões de folhelho negro, que ocorrem inseridos na fácies evaporítica (Figura 4J). Ao miscroscópio, nota-se que a gipsita em mosaico com textura poiquilotópica (i.e., com inclusões de cristais de anidrita e

restos de micrito) intercepta a gipsita fibrosa também poiquilotópica. Ambas são interceptadas bruscamente por cristais de gipsita em mosaico livre de inclusões, o que lhes confere aspecto límpido (Figura 4L). Os mosaicos de gipsita límpida, por sua vez, são interceptados por gipsita fibrosa também límpida.

A anidrita ocorre sob três formas: 1) nodular; 2) mesocristalina; ou 3) microcristalina. A anidrita nodular apresenta nódulos que se constituem de microcristais com forma retangular (ripas), arranjados em padrão difuso. Estes nódulos podem ser circundados por restos de micrito ou cristais de gipsita. Tanto no micrito quanto na gipsita, observam-se cristais reliquiais de anidrita. Nota-se também que a gipsita penetra nos nódulos de anidrita, resultando em cáries no contato destes minerais (Figura 4M). A anidrita mesocristalina ocorre em cristais isolados superimposta à anidrita nodular (Figura 4M). A anidrita microcristalina ocorre dispersa como inclusões dentro de cristais de gipsita ou micrito (Figura 4N), constituindo-se em feições reliquiais.

A bassanita é o mineral menos abundante da fácies evaporítica, ocorrendo de forma localizada, junto com anidrita e gipsita, quando formam nódulos brancos, untuosos ao tato (Figura 4G). Ao microscópio, apresenta-se suavemente

marrom, com birrefringência menos elevada que a da anidrita, tendendo para o azul, e clivagens oblíquas proeminentes (Figura 40). Cáries revelam que a bassanita penetra nos nódulos compostos de anidrita microcristalina (Figura 40). A bassanita foi confirmada com base em difração de raios-X.

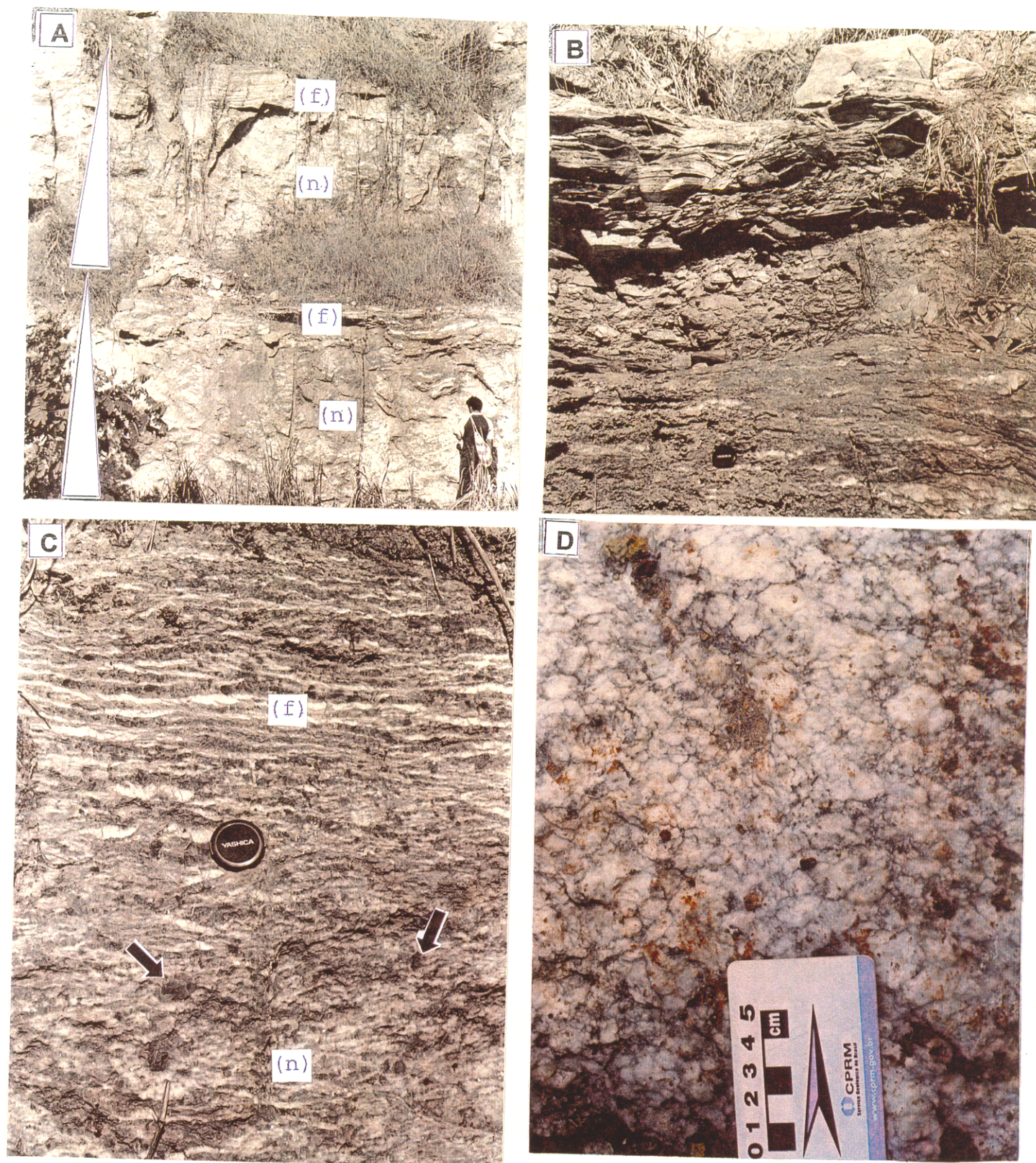


Figura 4 - Associação de fácies de centro de lago: A) Ciclos de evaporito (setas) constituídos na base e topo por lâminas horizontalizadas de gipsita fibrosa (f) intercalada a folhelhos e, no centro, gipsita nodular (n). Escala = 1,7m; B) Detalhe de gipsita fibrosa gradando para cima a folhelho negro. Escala = 6 cm; C) Detalhe de gipsita nodular (n) gradando para gipsita fibrosa (f), com rosetas de gipsita dispersas (setas). Escala = 6 cm; D) Detalhe de gipsita nodular, circundada por lamito.

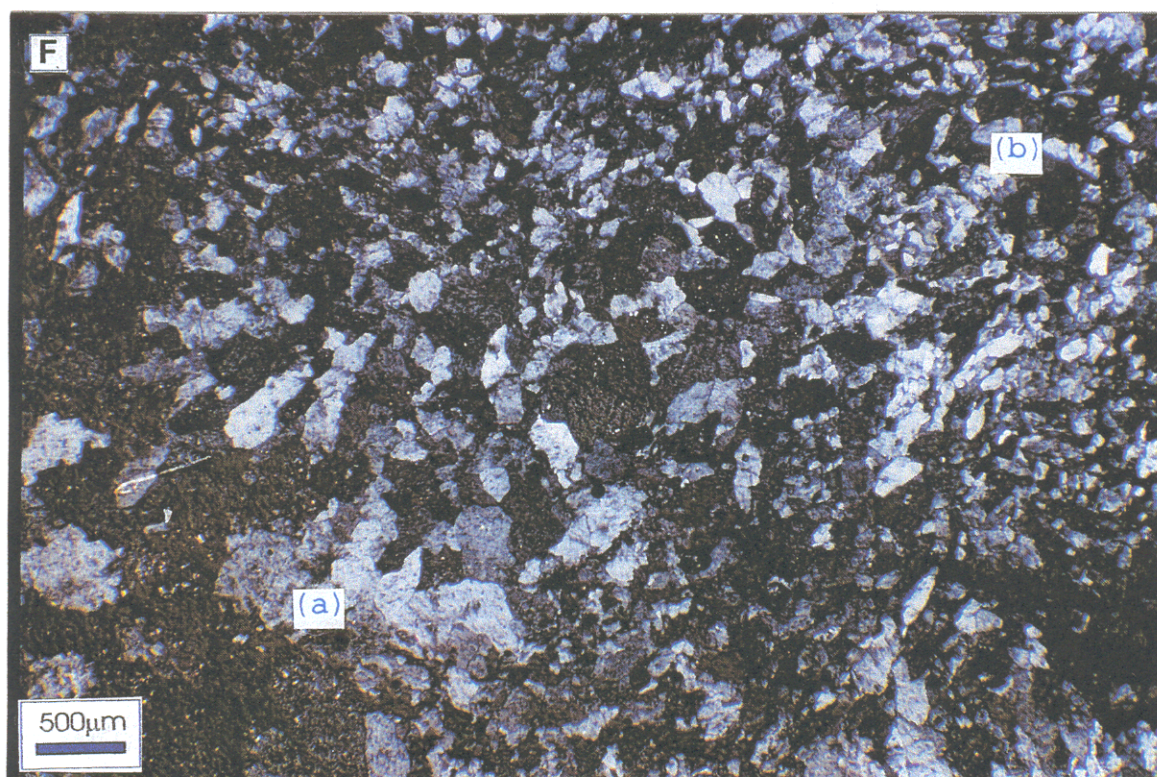
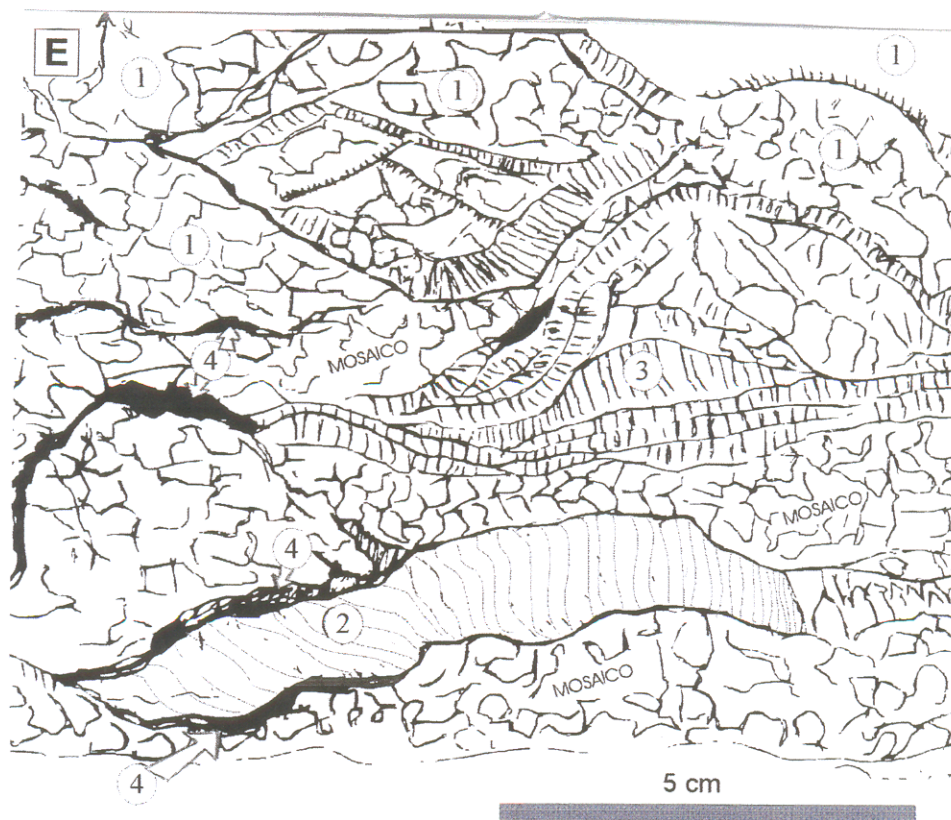


Figura 4 (continuação) -

E) Esquete de campo, mostrando as diversas fases de formação da gipsita: (1) mosaico de cristais milimétricos; (2) gipsita acicular; (3) gipsita fibrosa; e (4) restos de micrito; F) Mosaico de micro a mesocristais de gipsita. Notar duas gerações de gipsita em mosaico: (a) à esquerda, cristais maiores ricos em inclusões de anidrita (pontos claros); e (b) à direita, cristais menores de aspecto límpido. Nicóis cruzados.

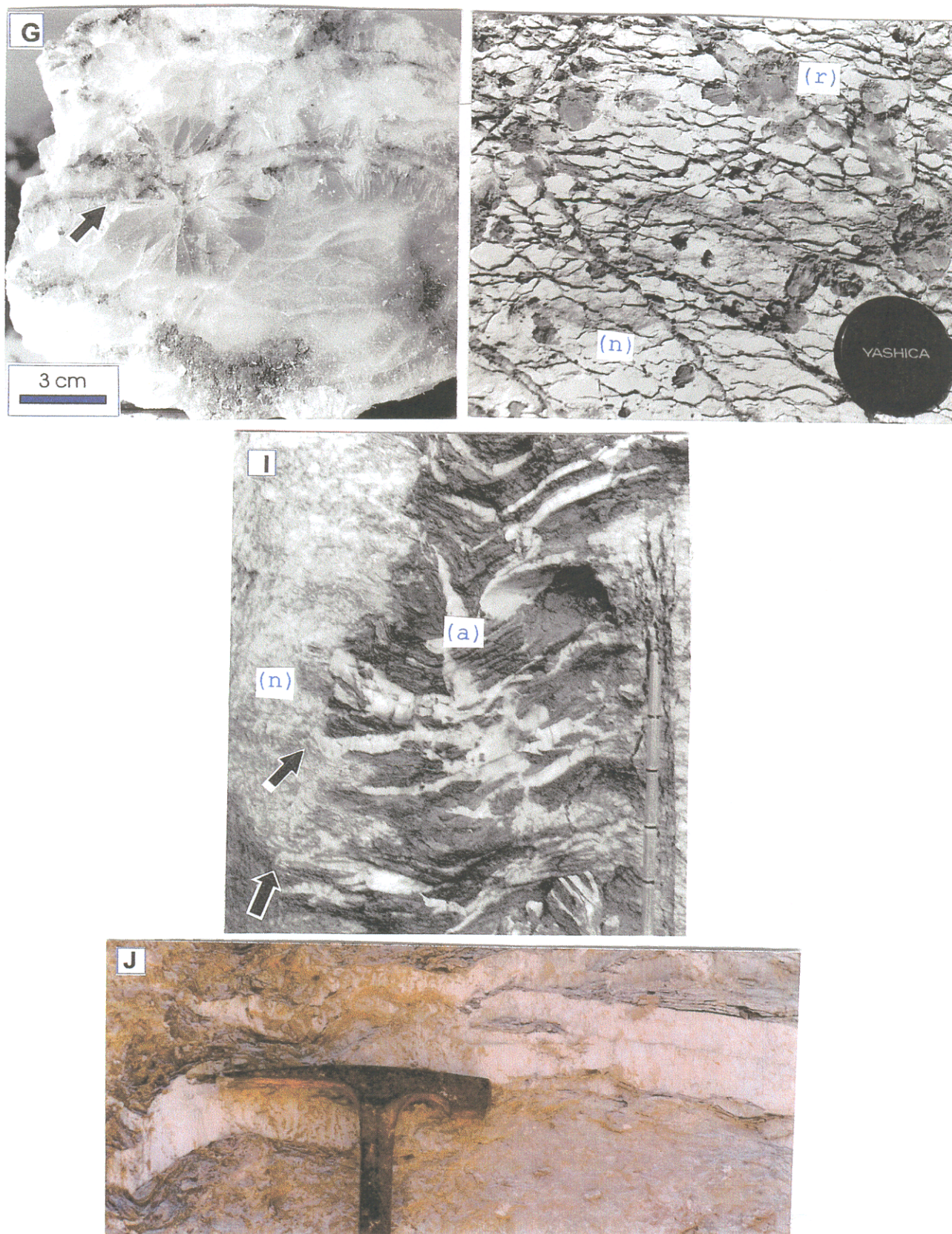


Figura 4 (continuação) -

G) Gipsita em roseta, interceptada por gipsita acicular (seta). H) Nódulos de anidrita/gipsita/bassanita (n) com rosetas de gipsita dispersas (r). Escala = 6 cm; I) Bolsões de folhelho negro dentro da gipsita nodular (n). Notar, no folhelho, camadas de gipsita acicular (a), as quais se prolongam em direção à gipsita nodular (setas). Escala = 50 cm; J) Detalhe de gipsita acicular em camadas dentro do folhelho. Martelo = 16 cm.

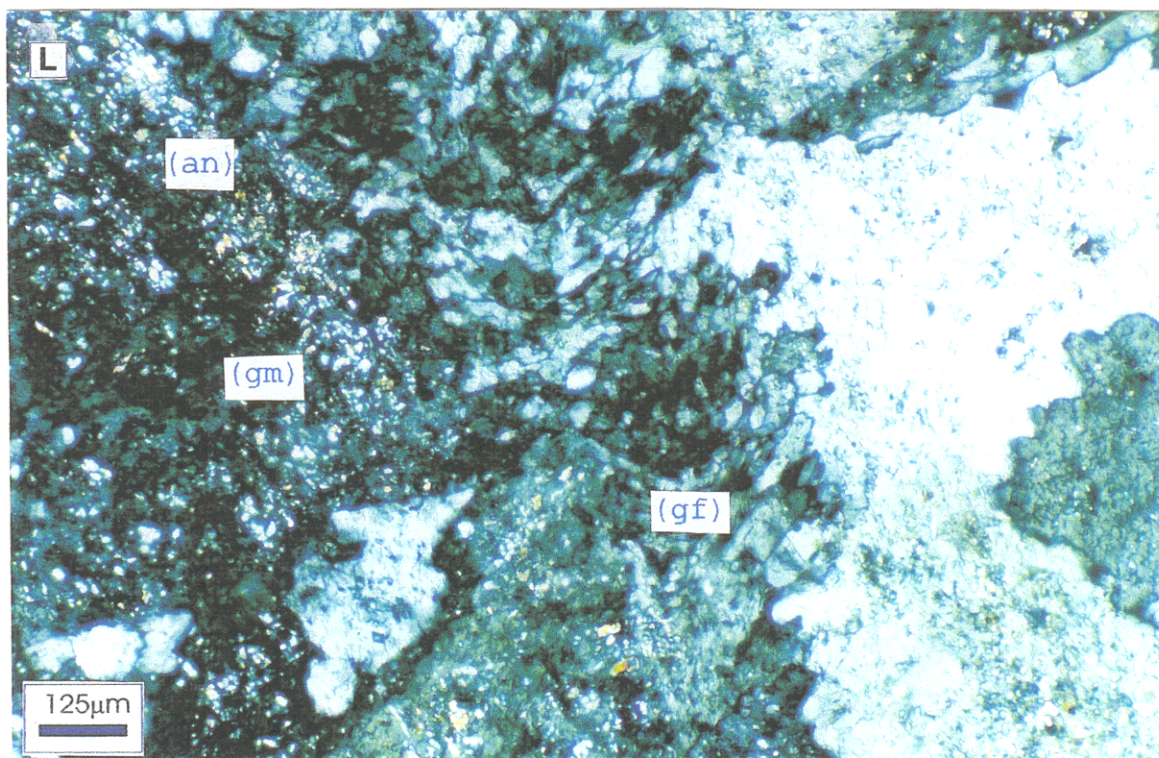


Figura 4 (continuação) -

L) Fotomicrografia de cristais de gipsita em mosaico (gm) com restos de anidrita (An), interceptada por gipsita fibrosa límpida (gf). Nicóis cruzados.

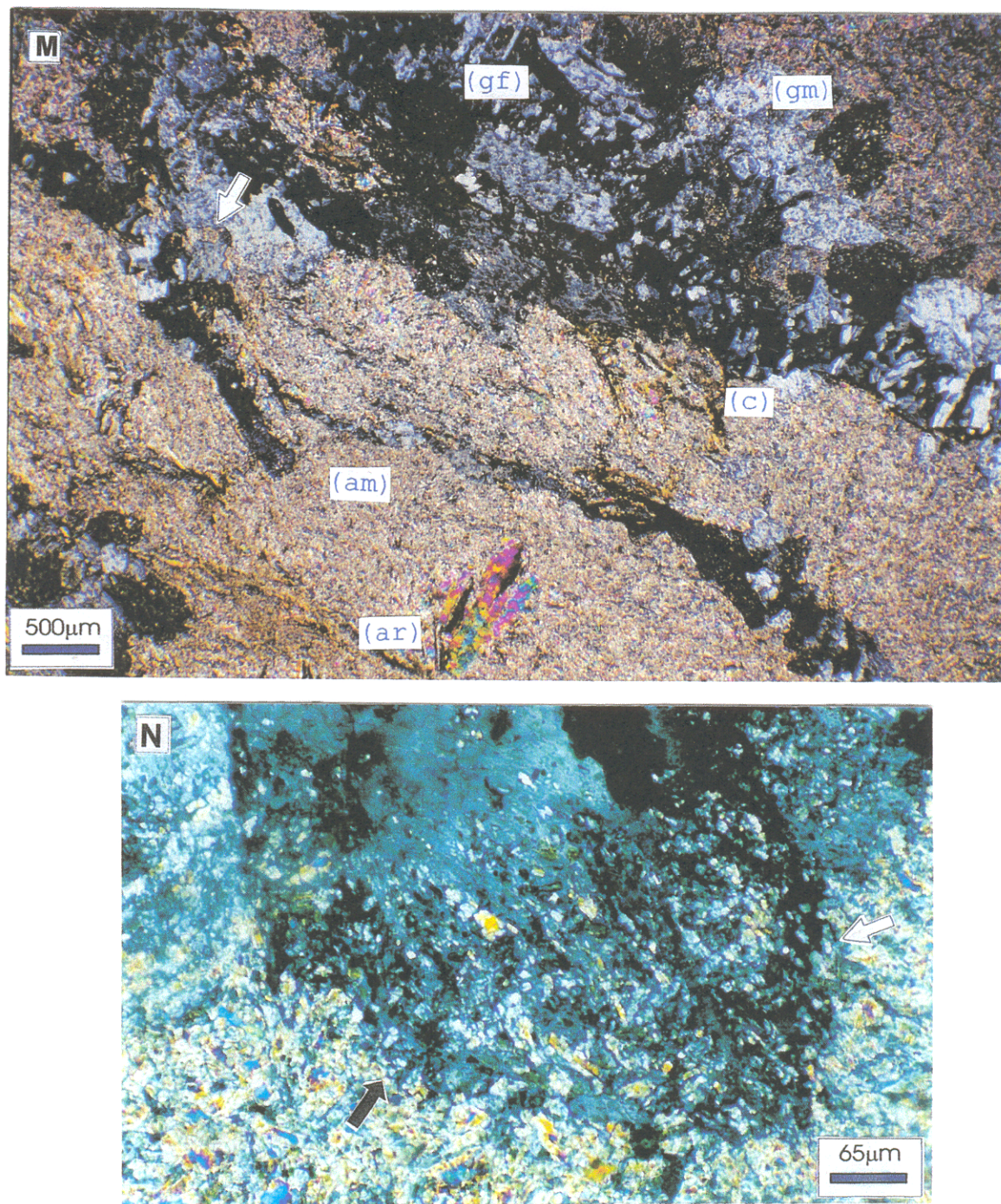


Figura 4 (continuação)

M) Fotomicrografia ilustrando: 1) nódulos constituídos por microcristais de anidrita (am); 2) anidrita recristalizada (ar) substituindo microcristais; 3) gipsita em mosaico (gm), penetrando na anidrita; 4) gipsita fibrosa límpida (gf), interceptando a gipsita em mosaico; 5) cárie na anidrita (c) em contato com a gipsita fibrosa; e 6) restos de anidrita na gipsita em mosaico (seta). Nicóis cruzados; N) Fotomicrografia de gipsita com microcristais reliquiais de anidrita. Note a cárie formada pela penetração da gipsita na anidrita. Nicóis cruzados.

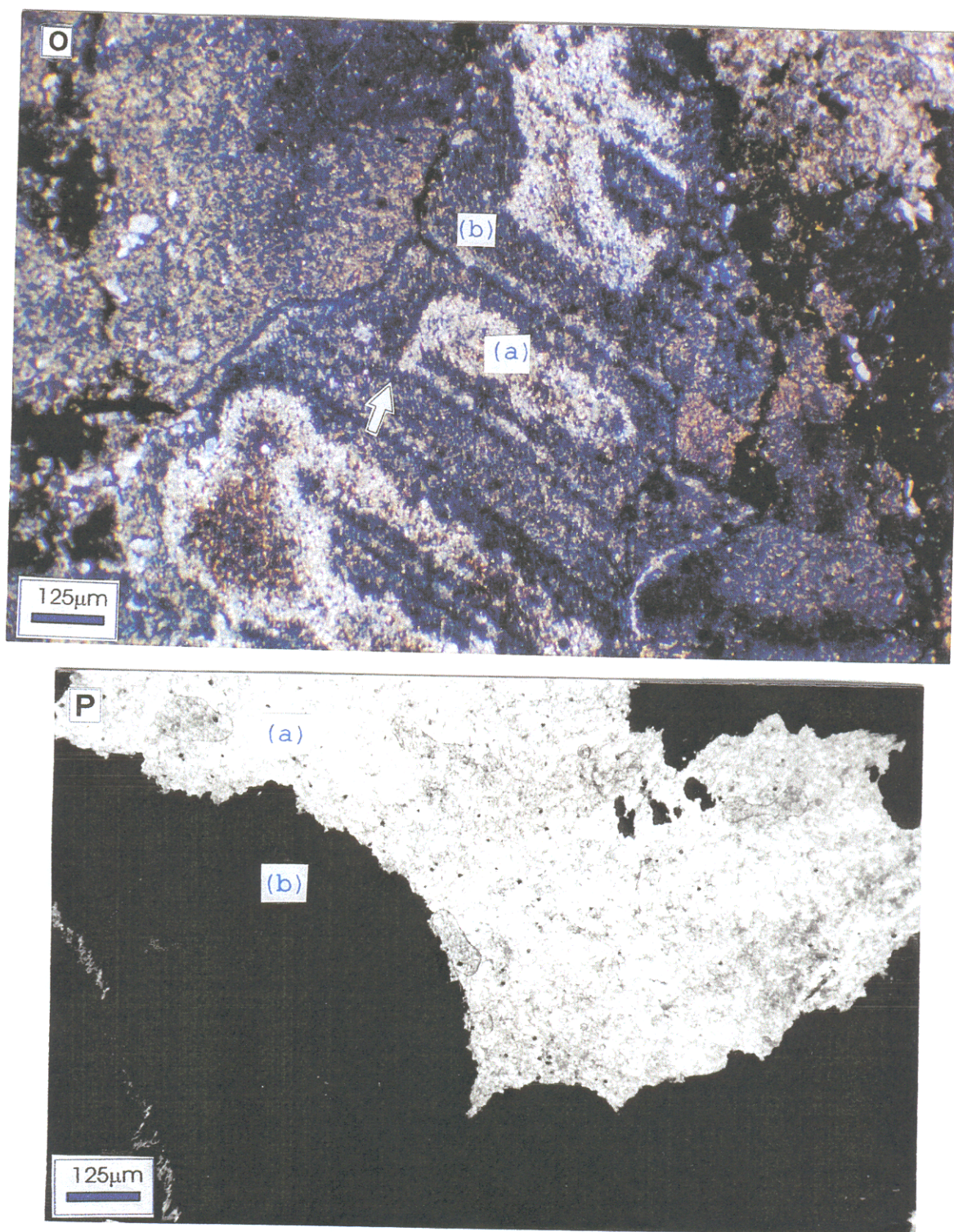


Figura 4 (continuação) -

O) Fotomicrografia de bassanita (b) com restos de anidrita (a). Notar clivagens na bassanita (seta). Nicóis cruzados;
 P) Detalhe de cáries de bassanita (b) penetrando em nódulos de anidrita (a). Nicóis cruzados.

Interpretação

A abundância de folhelho negro com *mudstone* calcífero (*lime mudstone*) nesta associação de fácies aponta para sedimentação predominantemente a partir de suspensão em ambiente de baixa energia. Considerando-se o contexto continental proposto, atribui-se a formação destes depósitos a ambiente lacustre. O fato desta associação ocorrer na base de ciclos de arrasamento ascendente (ver capítulo 8) sugere deposição no centro do lago. A presença de pirita, enxofre e betume revelam prevalência de condições redutoras, o que é consistente com esta interpretação. Estas características, juntamente com a falta de infauna, indicada pela quase completa ausência de bioturbação, sugerem domínio de condições anóxicas. Tais circunstâncias favorecem a preservação de grandes quantidades de matéria orgânica, originada de organismos que se proliferam nas camadas superiores, mais oxigenadas e enriquecidas por bactérias, algas e plantas terrestres (Clemmensen 1978; Dam & Surlik 1993; Roberts et al. 1994).

A fácies de evaporito (E) formou-se, provavelmente, na interface sedimento/salmoura nas áreas centrais do lago, o que é sugerido pela intercalação com folhelhos negros formando laminações horizontais. A presença freqüente de inclusões de folhelho nos minerais evaporíticos mostra que

pelo menos parte da precipitação ocorreu dentro do sedimento. A presença localizada de nódulos de anidrita, bem como a ocorrência de cristais de anidrita dentro da gipsita, sugerem que a anidrita possa ter sido o mineral precursor da fácies E.

A análise petrográfica das seções delgadas levou à identificação de diferentes tipos de minerais evaporíticos, os quais mostram relacionamento complexo representativo de diversas fases de formação (Figura 5). A presença de nódulos de gipsita circundados por micrito sugere formação precoce dentro do sedimento, sendo esta interpretação baseada em comparações com nódulos evaporíticos similares registrados na literatura (Masson 1955; Kerr & Thomson 1963; West & Hilmy 1979). A anidrita nodular é considerada também como formação precoce, ainda que não tenha sido possível observar o relacionamento petrográfico destes minerais nas lâminas estudadas. Parte da anidrita foi substituída pela bassanita, como sugerido pela penetração deste mineral nos nódulos de anidrita, formando feições "em cáries". Outra parte da anidrita foi recristalizada dando origem a mesocristais que ocorrem dispersos em meio aos nódulos. Posteriormente, houve a formação de dois tipos de gipsitas, em mosaico e fibrosa, as quais apresentam inclusões de anidrita reliquiares e, portanto, são interpretadas como formadas a partir da

substituição deste mineral. A formação da gipsita em mosaico precede a gipsita fibrosa, o que é revelado pelo fato desta interceptar a primeira. O relacionamento da bassanita com essas fases de gipsita é desconhecido, já que não ocorrem juntos na mesma lâmina. A presença de gipsita, com hábitos em mosaico e fibroso, livres de inclusões, sugere remobilizações, sendo a interpretação deste processo reforçada pelo fato dos cristais límpidos interceptarem cristais com inclusões de anidrita. Dentre as fases de gipsita límpida, houve primeiramente a formação de gipsita em mosaico, já que esta é cortada por gipsita fibrosa. Após estas remobilizações, houve a formação de gipsita em rosetas, a qual intercepta os outros tipos de gipsita. A última fase de gipsita a se formar na área de estudo foi a acicular, como revelado pelo fato desta interceptar todos os outros tipos de gipsita, inclusive a gipsita em roseta.

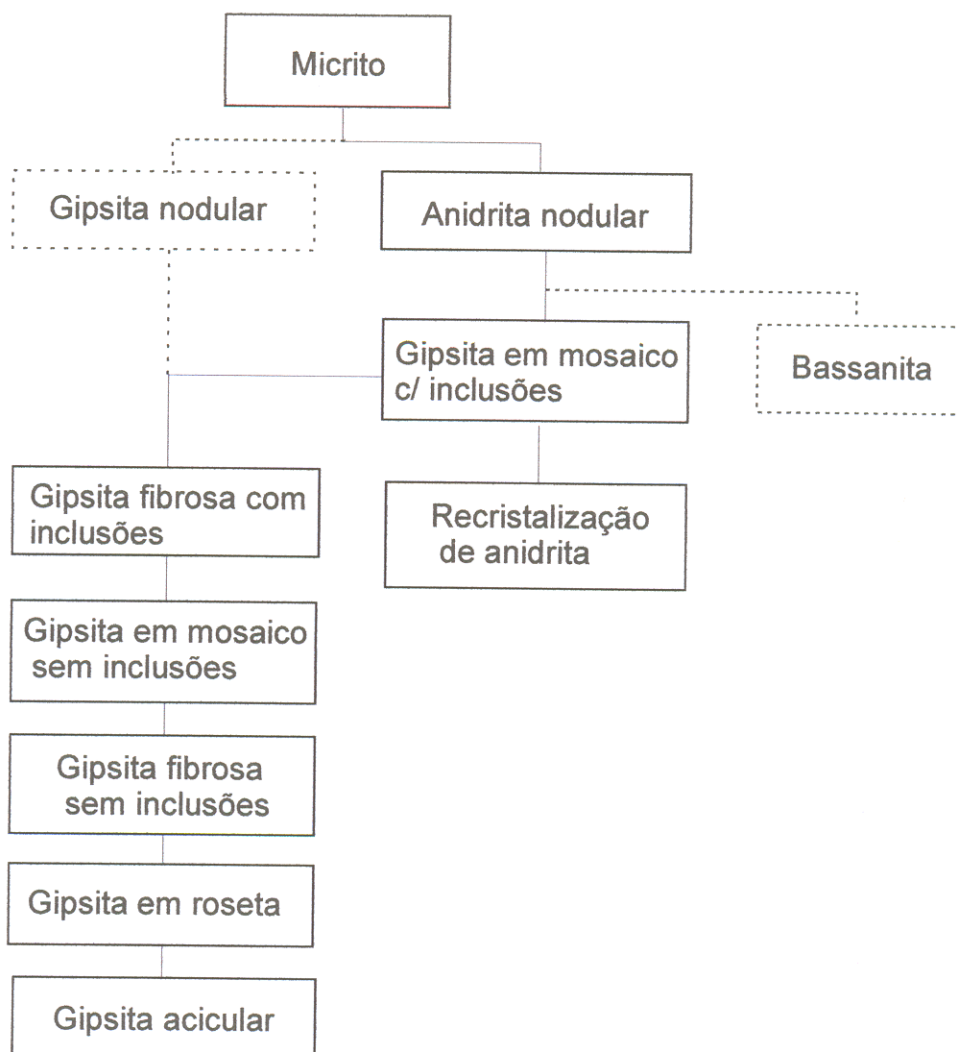


Figura 5 -
Evolução diagenética esquemática dos evaporitos na região de Codó.

6.2.- ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 2 (LAGO TRANSICIONAL)

Esta associação posiciona-se entre as associações AF1 e AF3 (ver item 6.3), sendo caracterizada por argilito laminado ou interacamados de argilito laminado e calcário (Figura 6A), os quais atingem até 5 m de espessura. As seguintes fácies compõem esta associação: a) argilito laminado (Al); b) *mudstone* calcífero (Mc); c) calcário meso-cristalino (Cc); e d) calcário peloidal (Cpl). Nesta associação de fácies, a presença marcante de microesférulas é dado importante, uma vez que correlaciona os depósitos da associação AF2 com outros depósitos aptianos da margem continental brasileira. Além disso, observam-se horizontes localizados com intensa bioturbação, representada por traços horizontais com epirrelevo positivo, em camadas de calcário, provavelmente atribuídos a *Pelecypodichnus* (Figura 6B), cujo registro é único na área de estudo. Importante mencionar a presença de concentrações de calcita fibrosa, formando lâminas milimétricas ou camadas de poucos centímetros, que se dispõem paralelamente ao acamamento. Além disto, marcas onduladas simétricas com 1-2 cm de amplitude foram localmente observadas nesta associação de fácies.

6.2.1.- Argilito laminado (Al)

Esta fácies consiste de argilito cinza esverdeado, localmente calcítico e com laminação plano paralela (Figura 6A). Apresenta espessuras em torno de 0,5-1,0 m, podendo alcançar até 1,8 m. O conteúdo fóssil é representado por conchas de ostracodes e, localmente, valvas de molusco. Eventualmente, filmes e agregados de cristais de gipsita e calcita são encontrados paralelos aos planos de acamamento.

6.2.2.- *Mudstone* calcífero (Mc)

Esta fácies consiste de lamito carbonático (i.e., micrito), formando camadas contínuas e laminadas, de até 15 cm de espessura (Figura 6A,C). Em parte, o micrito acha-se substituído por sílex. Ao microscópio, observa-se que a sílica microcristalina é substituída localmente por calcedônia, sob forma de cristais fibrorradiais. A calcedônia também ocorre preenchendo fraturas e tubos de perfuração. Onde o processo de silicificação foi mais intenso, formaram-se camadas de sílex de até 10 cm de espessura (Figura 6D). Grãos do tamanho silte de quartzo e mica podem ser encontrados no micrito, ocorrendo sob a forma de lâminas ou dispersos. Localmente, observam-se camadas de calcita fibrosa (com até 2 cm de espessura) desenvolvidas paralelamente ao acamamento.

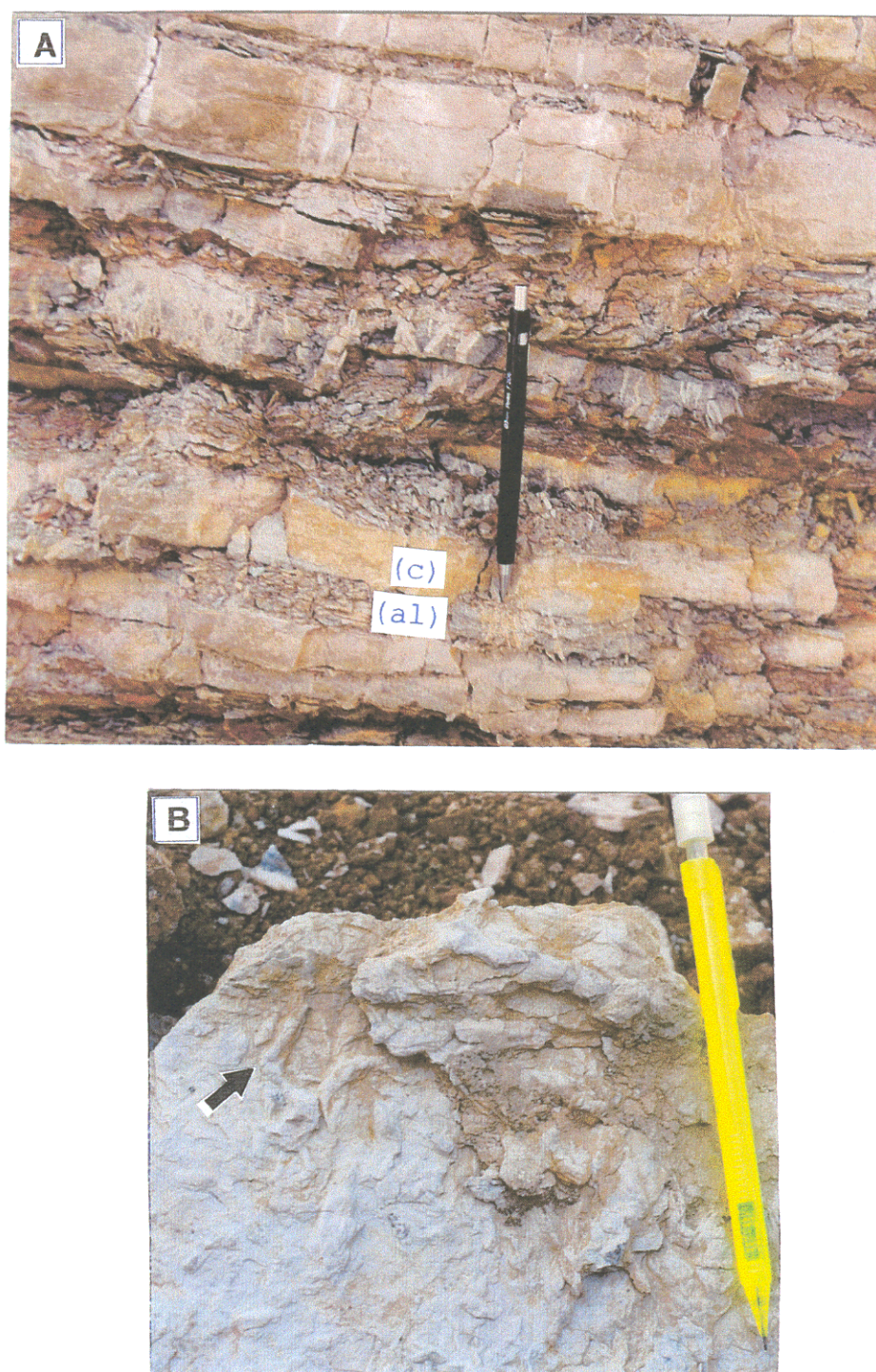


Figura 6 - Assembléia de fácies de lago transicional:

- A) Alternância de camadas de argilito laminado (al) e calcário (c). Escala = 14 cm;
B) Traços fósseis, possivelmente, atribuíveis a *Pelecypodichnus* (?). Escala = 14 cm.

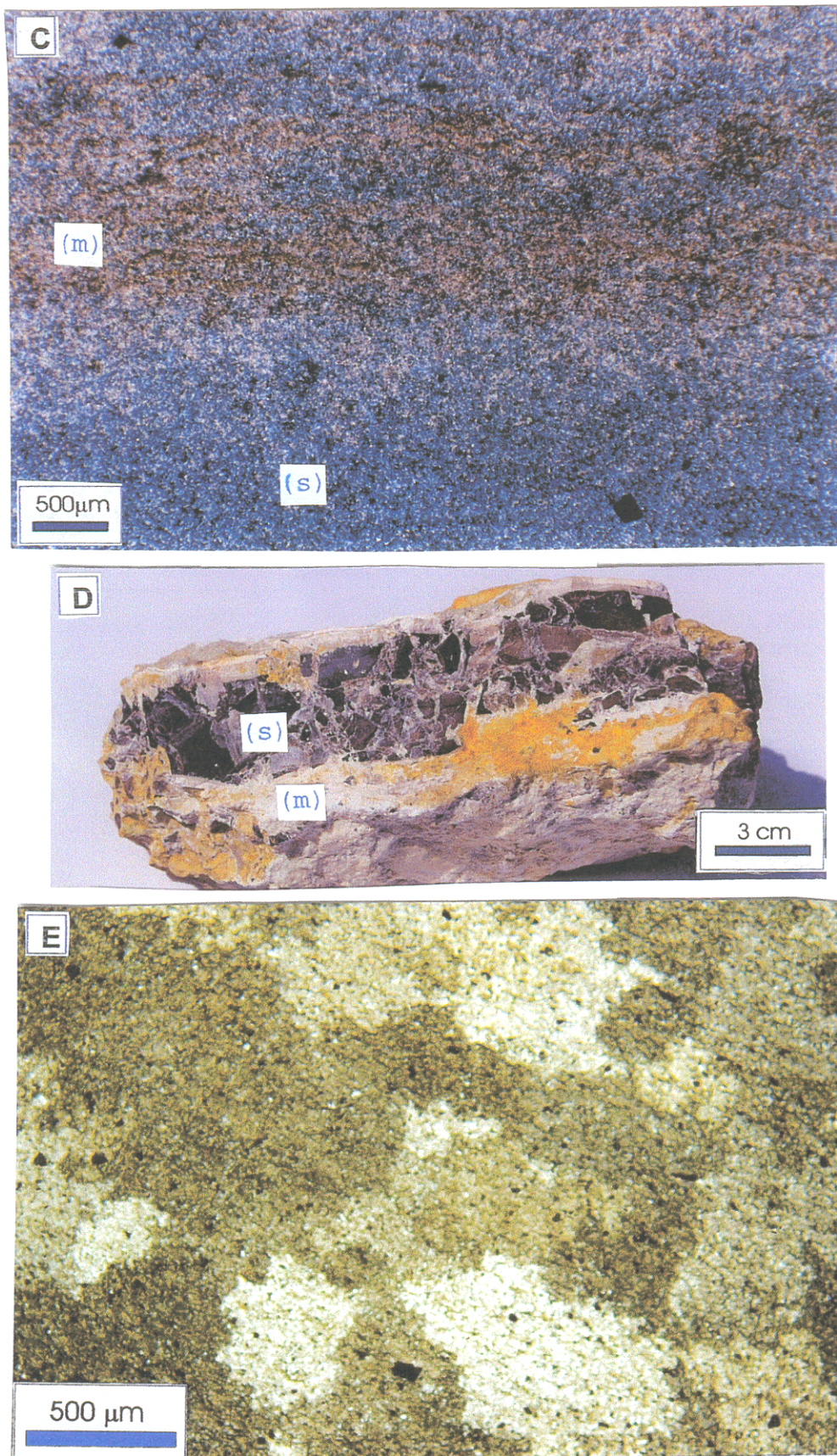


Figura 6 (continuação) -

- C) Fotomicrografia da fácies *mudstone* calcífero (m), gradando a sílex (s). Nicóis cruzados;
 D) Camadas de sílex (s) em meio à fácies *mudstone* calcífero (m);
 E) Fotomicrografia da fácies de calcário meso-cristalino, formada por cristais equidimensionais de calcita. Notar contato suturado entre os cristais. Nicóis cruzados.

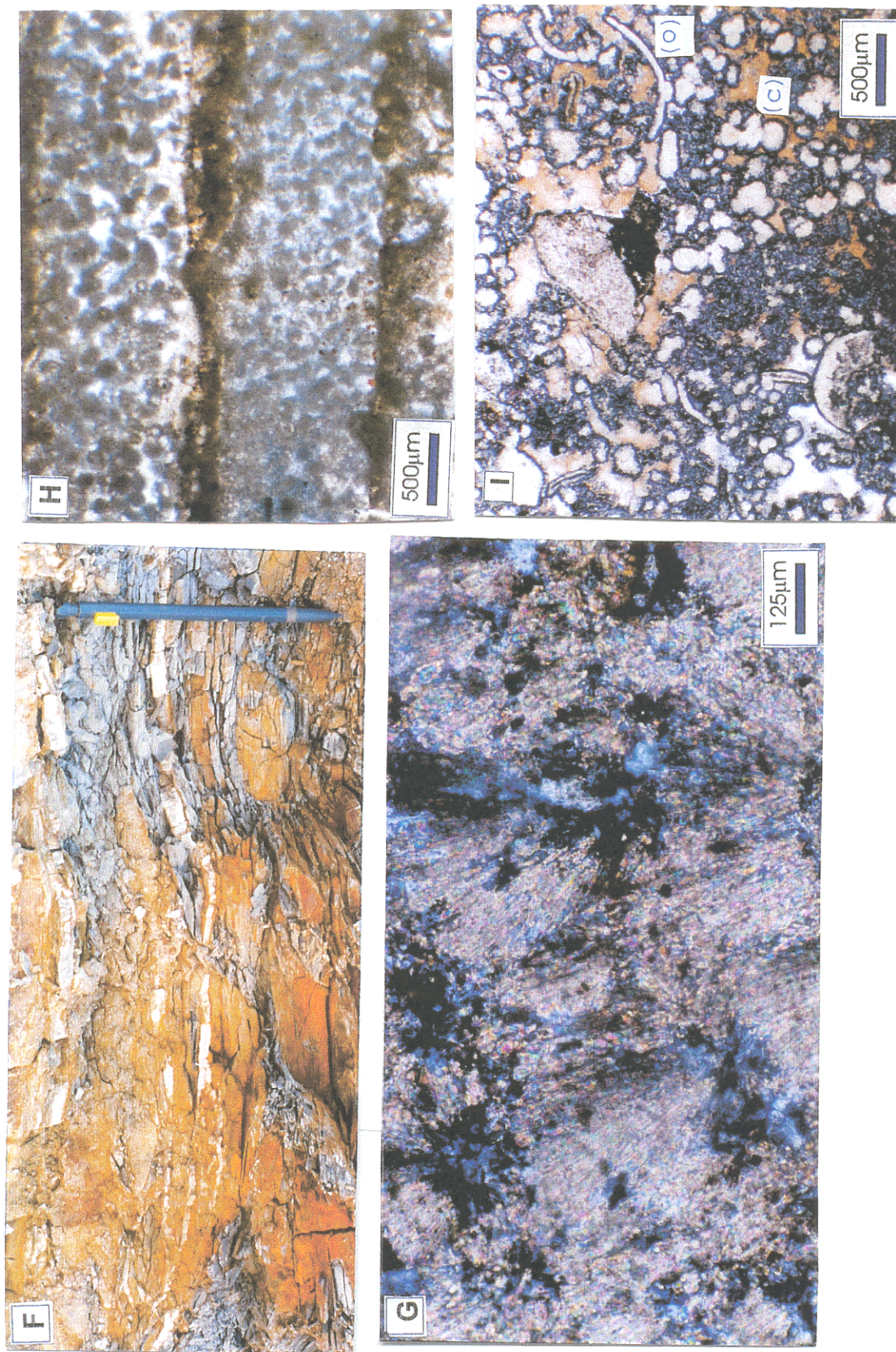


Figura 6 (continuação) -
 F) Camadas horizontais de calcita fibrosa (em branco) com poucos centímetros de espessura, em meio à fácies de argilito laminado. Escala = 14 cm;
 G) Fotomicrografia de calcita, apresentado textura fibro-radial. Nicóis cruzados;
 H) Fácies de calcário peloidal. Notar boa seleção e formas esféricas a ovaladas dos pelóides. Nicóis cruzados;
 I) Carapaças desarticuladas de ostracodes (o) e microesférulas (c) da fácies Cpl. Nicóis cruzados.

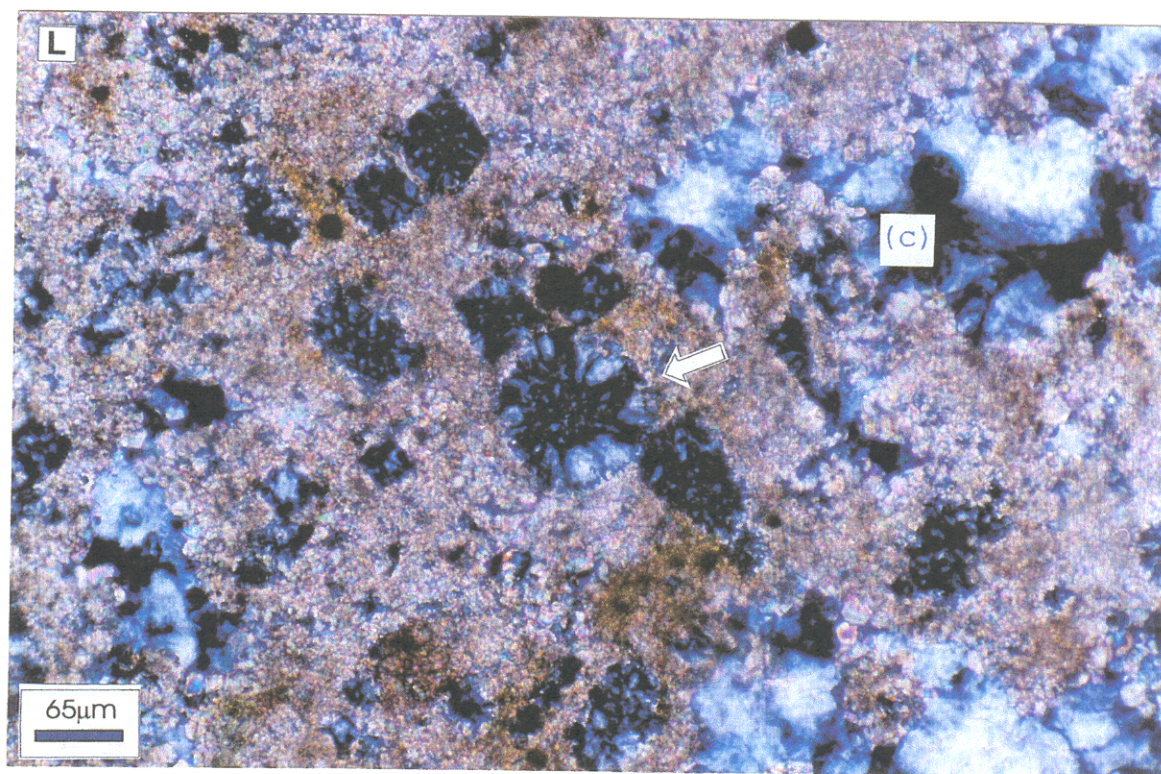
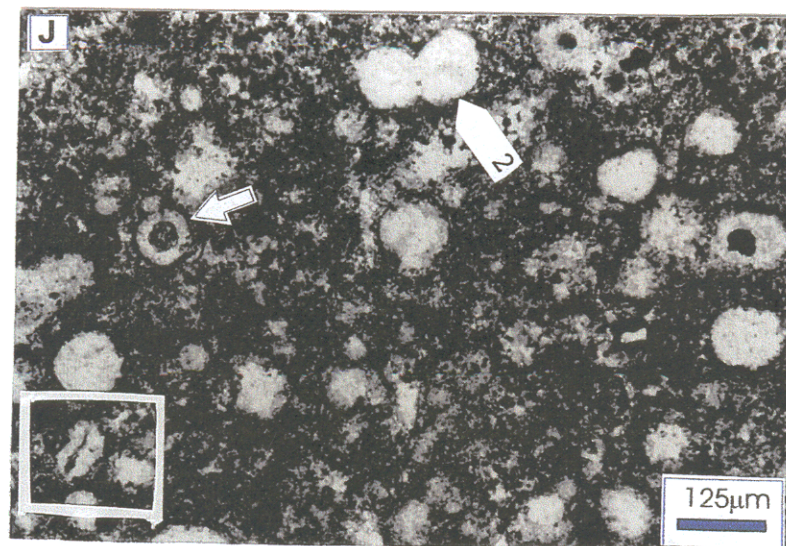


Figura 6 (continuação) -

J) Detalhe das microesférulas na fácies de calcário peloidal. Note as estruturas características compostas por membrana externa e núcleo (seta), o formato de oito deitado (seta 2) e feições irregulares, eventualmente, com sulcos longitudinais (retângulo). Nicóis paralelos;

L) microesférulas substituídas por calcedônia (seta). À direita superior (c) calcedônia. Nicóis cruzados.

6.2.3.- Calcário peloidal (*packstone/mudstone peloidal*; Cpl)

Esta fácies consiste de camadas com até 20 cm de espessura de *mudstone*, *wackestone* e *packstone*, cujos principais grãos são pelóides e, subordinadamente, ostracodes e microesférulas. Os pelóides têm tamanho médio em torno de 0,15 mm, embora possam atingir até 0,5 mm. Em geral, são esféricos a ovalados e bem selecionados. Localmente, apresentam-se alongados e angulosos (Figura 6H). Esta fácies apresenta laminação plano paralela e, menos comumente, estruturação maciça, freqüentemente interlaminação com argilito laminado (fácies Al). Tapetes microbiais são localmente observados, formando filmes milimétricos, desenvolvidos paralelamente à laminação. Conchas de ostracodes perfazem em média 15% do total dos componentes bioclásticos (Figura 6I), sendo representadas essencialmente por valvas desarticuladas de indivíduos adultos. Em menor quantidade, encontram-se microesférulas que podem estar disseminadas ou formar bolsões ou lentes milimétricas. Estas microesférulas, idealmente, consistem-se de um núcleo circundado por espessa membrana que apresenta pequenas reentrâncias na sua parte externa (Figura 6J). Comumente, entretanto, há a substituição da parte interna das microesférulas por sílica (Figura 6L). Além disso, as microesférulas assumem outras formas como, por exemplo, a de

um oito deitado ou a de esferas irregulares, eventualmente, apresentando sulcos longitudinais (Figura 6J). Fraturas, quando presentes, são preenchidas com calcita espática, quartzo microcristalino ou calcedônia, nesta ordem de abundância. Cristais de pirita são observados nas bordas de fraturas preenchidas por quartzo microcristalino. Mais raramente, outros cimentos ocorrem precipitados nestas fraturas (p.e., anidrita e gipsita). A porosidade é secundária, representada por dissolução parcial gerando canais e fenestras, onde se encontram restos de cimento, principalmente calcita espática.

6.2.4.- Calcário meso-cristalino (*meso-crystalline carbonate; Cc*)

A fácies de calcário meso-cristalino (Cc) consiste de mosaico de cristais eqüidimensionais de calcita com contatos suturados e tamanho médio em torno de 0,5 mm (Figura 6E). Fósseis indistintos silicificados e raros grãos de quartzo são localmente encontrados. Formas elípticas verticais, geradas provavelmente por organismos perfuradores, são preenchidas com calcita espática poligonal, com aspecto mais límpido do que a calcita mesocristalina do arcabouço. Junto à calcita espática, encontram-se cristais de pirita e gipsita. As camadas de calcita fibrosa, observadas na associação de

fácies AF2, são mais abundantes na fácies de calcário meso-cristalino (Figura 6F), onde ocorrem com textura fibro-radial (Figura 6G). Esta fácies pode gradar em direção ao topo para a fácies de calcita-arenito (fácies Ca: ver item 6.3.2).

Interpretação.-

Esta associação de fácies é atribuída a subambiente transicional entre a margem e o centro do lago, o que é particularmente sugerido pela sua posição estratigráfica intermediária nos ciclos de arrasamento ascendente. A prevalência de depósitos pelíticos e laminados, registrada nas fácies Mc e Al, atesta intensa formação de lama carbonática ou não em ambiente calmo, abaixo do nível de base de onda (cf. Spech & Brenner 1979; Shinn et al. 1989). As condições ambientais de baixa energia desta associação de fácies são semelhantes às verificadas na associação de fácies descrita anteriormente. Entretanto, a coloração mais clara, cinza esverdeada, dos argilitos laminados, atribuída à menor preservação de matéria orgânica relativamente à fácies de folhelho negro, bem como a ocorrência de horizontes bioturbados, permitem sugerir que este ambiente localizava-se em uma zona mais distante do centro do lago, onde as condições de oxigenação eram relativamente melhores. A presença esporádica de marcas onduladas simétricas indica que

estes depósitos estavam eventualmente sujeitos à ação esporádica de ondas normais, o que é consistente com a interpretação de ambiente transicional para esta associação de fácies.

Mudstones calcíferos, como ocorre nesta associação de fácies, são poligenéticos, tendo muitas fontes possíveis (i.e., desagregação de algas calcárias e/ou pelóides, erosão/deposição de planícies lamosas, precipitação química ou bioquímica). Sob condições evaporíticas atuais, como ocorrem no Golfo da Arábia, a precipitação inorgânica tem sido defendida como um dos principais processos na formação de lama carbonática (Tucker 1991). Entretanto, a desagregação de componentes orgânicos (p.e., algas, pelóides) tem sido proposta como importante fator na formação de micrito (cf. Stockman *et al.* 1967, Neumann & Land 1975). Estudos recentes de depósitos jurássicos e em lagos modernos demonstraram que a precipitação bio-induzida de micrito *in situ* é um processo importante que deve ser levado em consideração. Este processo ocorre a partir da assimilação de carbonato de cálcio dissolvido na água e precipitação deste na forma de calcita microcristalina, formando tapetes mucilaginosos que sustentariam as colônias de cianobactérias cocóides bentônicas e originariam espessos depósitos de *mudstones* calcíferos ou *packstones* peloidais (cf. Kazmierczak *et al.*

comunicação oral). Como discutido anteriormente, em lagos modernos, o carbonato de cálcio dissolvido na água é assimilado e segregado como calcita microcristalina, formando o arcabouço entre colônias semi-esféricas de cianobactérias. Se o suprimento de carbonato de cálcio não for tão intenso, o tapete mucilaginoso formado diferencia-se entre um arcabouço micrítico e um corpos semi-esféricos semelhantes a pelóides. A desagregação deste material não é difícil e leva à formação de pelóides (cf. Kazmierczak et al. 1996). Por outro lado, a origem de parte dos pelóides da fácies Cpl ligada a pelóides fecais de ostracodes pode ser considerada plausível, dado o percentual destes organismos na fácies Cpl (em torno de 15% a 25%). Entretanto, a ausência de pelóides fecais nas fácies especialmente ricas em ostracodes (p.e., fácies de calcário ostracodal) fragilizam em parte esta hipótese. Em relação a peixes, a ausência destes organismos na fácies Cpl desqualifica-os como prováveis geradores dos pelóides. Adicionalmente, outros processos podem ter contribuído para a gênese de um número reduzido de pelóides, como, por exemplo, a completa micritização de conchas de ostracodes, o que é sugerido pela presença localizada de pelóides agigantados, com formas alongadas, semelhantes a valvas de ostracodes. A acumulação de pelóides na forma de lentes e presença de valvas desarticuladas de ostracodes são atribuídas à agitação

momentânea da água, o que é consistente com ambiente de lago transicional proposto para a associação de fácies AF2.

As microesférulas presentes na fácies Cpl possivelmente representam células de cianobactérias cocóides. Esta interpretação baseia-se nas diversas formas como as microesférulas apresentam-se dentro da fácies Cpl, semelhantes às formas de cianobactérias cocóides de outros depósitos (ver Fig..... de Flügel 1977; e microbialitos recentes de Shark Bay na Austrália, Gerson Terra, comunicação oral). A forma em oito deitado de uma das microesférulas da fácies Cpl, em especial, é atribuída à morte da célula antes de concluída a sua divisão, enquanto que as formas irregulares devem-se ao encolhimento da célula após a sua morte (Gerson Terra, comunicação oral). A forma destacada por um retângulo na Figura 6J mostra a feição típica de encolhimento, representada por um sulco na sua porção central. Feições microesféricas similares já haviam sido registradas na Formação Codó (Batista 1992) e atribuídas a uma possível origem algálica. A presença de laminações microbiais na fácies de calcário peloidal da área de estudo reforça esta interpretação, já que os principais organismos responsáveis por estas laminações são cianobactérias, algas e fungos (Monty & Hardie 1976; Riding 1979, 2000).

A origem da fácies de calcário meso-cristalino (Cc) é problemática. A princípio, esta fácies poderia refletir um intenso processo de recristalização das outras fácies carbonáticas. Entretanto, alternativamente, propõe-se que a fácies Cc tenha se originado em associação com o processo de formação de evaporitos, podendo refletir a precipitação primária de calcita sob a forma de mosaico de cristais eqüidimensionais, em condições de salinidade inferiores às necessárias para a precipitação de gipsita. Esta interpretação está baseada nos seguintes critérios: 1) ausência total de micrito e/ou partes esqueléticas reliquias na fácies de calcário meso-cristalino; 2) estrita relação com camadas de calcita fibrosa e gipsita formadas primariamente nos planos de acamamento; 3) a gradação, para o topo, da fácies de calcário meso-cristalino para a fácies de calcita-arenito, a qual se constitui de cristais arredondados de calcita formados pelo retrabalhamento de onda e/ou exposição subaérea (ver item 6.3.2). Tal relacionamento implica na formação precoce dos cristais de calcita, ou seja, ainda sob a influência de processos deposicionais e, portanto, refletindo as condições químicas da água.

A presença de camadas de calcita fibrosa dispostas paralelamente aos planos de acamamento, principalmente dentro da fácies Cc, também é tentativamente interpretada como

resultante da precipitação primária a partir de salmouras transicionais ricas em carbonatos e, eventualmente, abaixo do ponto de saturação de sulfatos (Kendall 1992). Neste caso, a saturação inferior à observada no centro do lago resultou na formação preferencial de calcita nos planos de acamamento, contrariamente aos depósitos formados mais no centro do lago, onde ocorreu a formação de anidrita e gipsita.

6.3.- ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 3 (LAGO MARGINAL)

Esta associação de fácies ocorre em pacotes de até 7,5 m de espessura, sendo representada por uma variedade de fácies sedimentares: a) pelito maciço (Pm); b) calcita-arenito (Ca); c) gipsita-arenito (G); d) calcário ostracodal (Co); e) calcário pisoidal (Cp); f) tufa (T); e g) ritmito carbonato/folhelho (R). Estes depósitos encontram-se tipicamente localizados no topo dos ciclos de arrasamento ascendente (ver capítulo 9), sendo caracterizados por apresentarem freqüentes horizontes de paleossolos, feições de carstificação e abundantes fenestras.

6.3.1.- Pelito maciço (Pm)

Esta fácies, de coloração verde-oliva claro, consiste de pelito maciço e endurecido, com textura *blocky*, apresentando abundantes fraturas irregulares preenchidas por calcita

fibrosa (Figura 7A). Forma intervalos de até 0,7 m de espessura em afloramentos e até 3 m em testemunhos de sondagem. A base desta fácies grada para argilito laminado (fácies Al), enquanto o topo apresenta contato brusco, localmente erosivo e marcado por intensa ferruginização, que lhe confere cor vermelha a marrom chocolate.

6.3.2.- Calcita arenito (*grainstone* de calcita; Ca)

Esta fácies, de cor cinza escuro, forma pacotes de até 1m de espessura e consiste de arenito fino a grosso, cujos constituintes são formados integralmente por grãos de calcita (Figura 7B). Estes grãos, em geral, são arredondados a bem arredondados, embora sobrecrecimentos de calcita, reconhecidos através de linhas de sujeira em torno dos grãos, confirmem-lhes aspecto anguloso (Figura 7C). O sobrecrecimento pode ser revestido por delgadas películas de argila com orientação paralela à sua superfície. A fácies Ca apresenta estruturação normalmente maciça, embora seja notada, notada estratificação cruzada incipiente de médio porte. Em seu topo, esta fácies exhibe crostas de sílica microcristalina, as quais são lateralmente contínuas e possuem até 5 cm de espessura. Estas crostas apresentam aspecto nodular, com estrutura tipo *chicken-wire*, continuidade lateral, bem como feições de carstificação

(Figura 7D). Uma característica marcante da fácies Ca é a alta porosidade, em torno de 30% a 40%, sendo representada por poros intergranulares, moldes de grãos, poros agigantados, fenestras e canais. Parte desta porosidade foi preenchida por argilominerais, de coloração verde-amarelada e com baixa birrefringência (clorita?), podendo atingir até 5% das amostras estudadas (Figura 7E). Como mencionado anteriormente (item 6.2.3), a fácies de calcita-arenito grada à fácies de calcário meso-cristalino (Figura 7F). Fragmentos e lâminas de carvão, lateralmente contínuas, foram observadas na base desta fácies, podendo ser usadas como marco estratigráfico nos afloramentos da Mina CD-6 (ver Ponto 5 na Figura 1B).

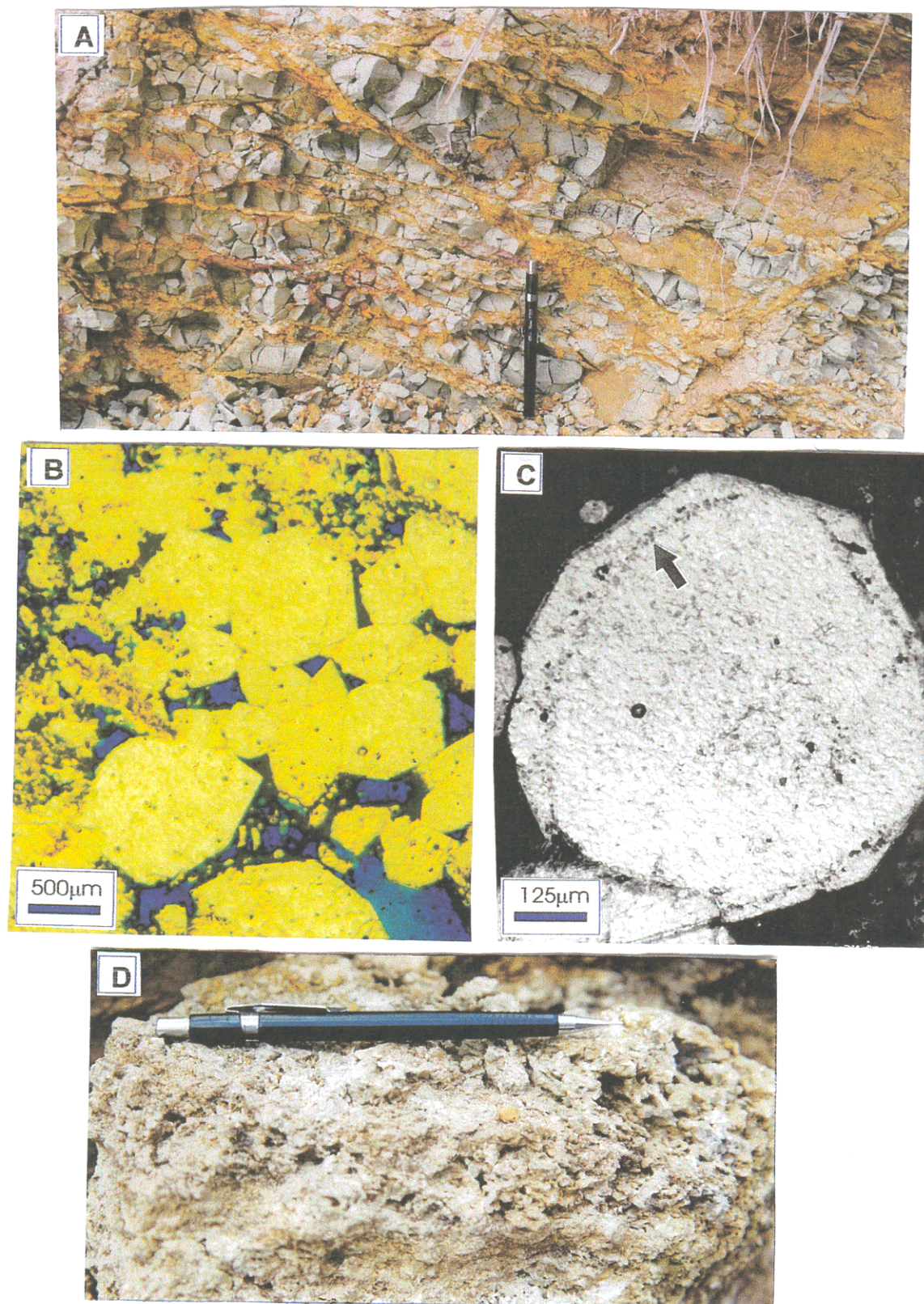


Figura 7 - Assembléia de fácies de lago marginal:

A) Fácies de pelito maciço com aspecto endurecido e intenso fraturamento, atribuídos a processos pedogênicos. Escala = 14 cm;

B) Fotomicrografia da fácies de calcita-arenito (fácies Ca), caracterizada por grãos de calcita com sobrecrecimento de calcita. Nicóis paralelos;

C) Detalhe de grão de calcita da fácies Ca. Linhas de sujeira (seta) revelam seu bom arredondamento e sobrecrecimento de calcita. Nicóis paralelos;

D) Crosta de sílica microcristalina da fácies de calcita-arenito (Ca), com aspecto cavernoso, localizada no topo da fácies Ca. Escala = 14 cm.

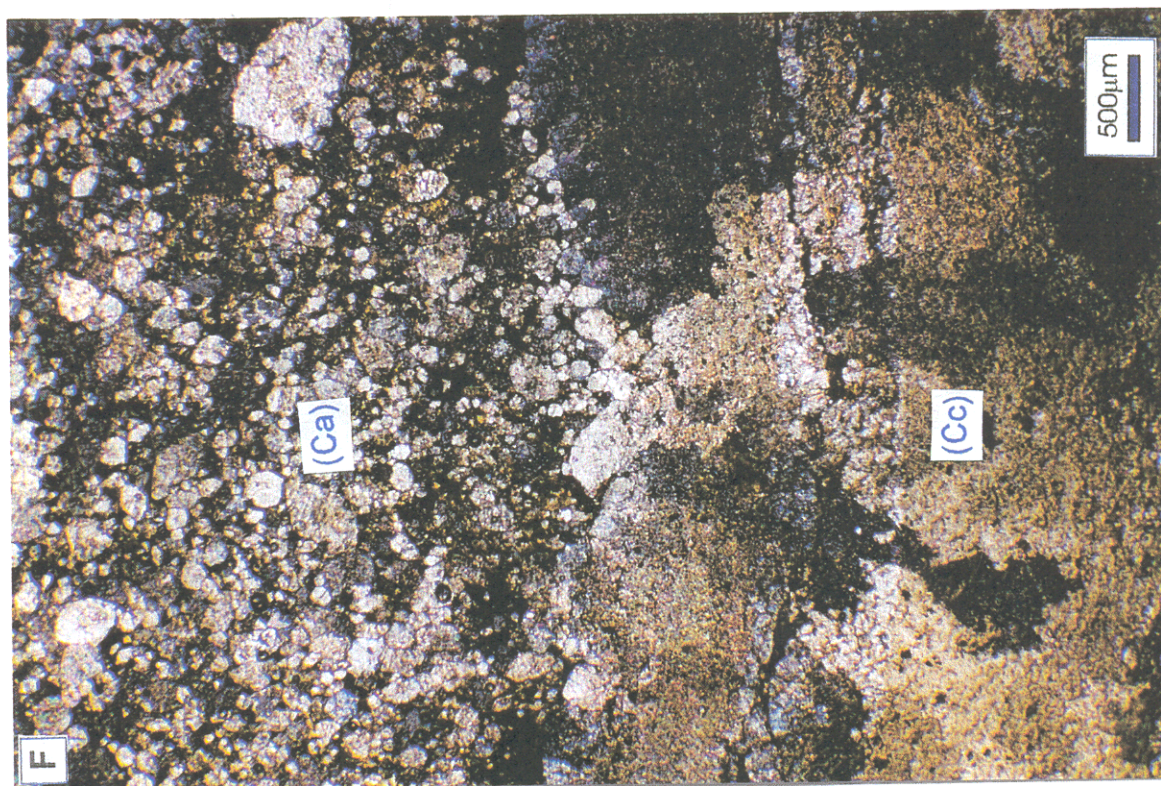
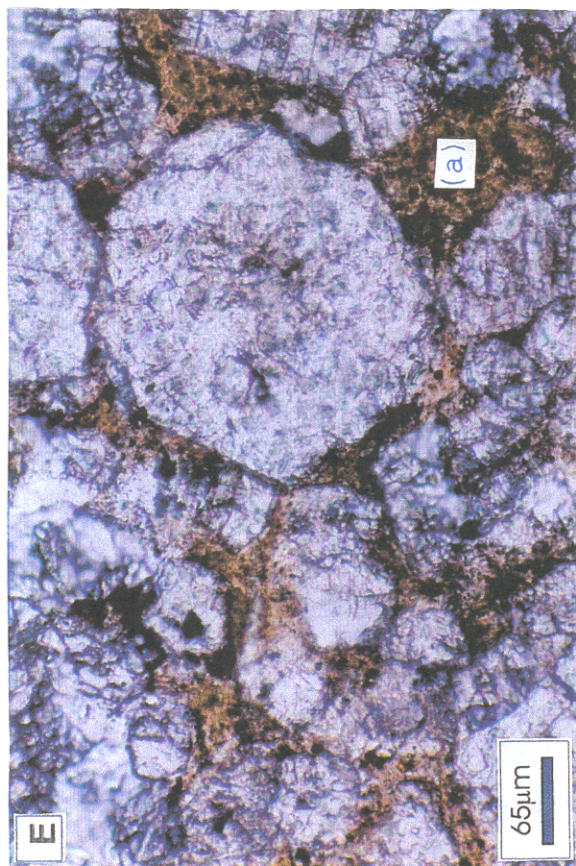


Figura 7 (continuação) -
 E) Fotomicrografia da fácies calcita-arenito (fácies Ca) mostrando argilominerais (a) entre os grãos. Nicóis cruzados;
 F) Fotomicrografia do contato entre a fácies de calcita-arenito (Ca) e a fácies de calcário meso-cristalino (Cc). Nicóis cruzados;

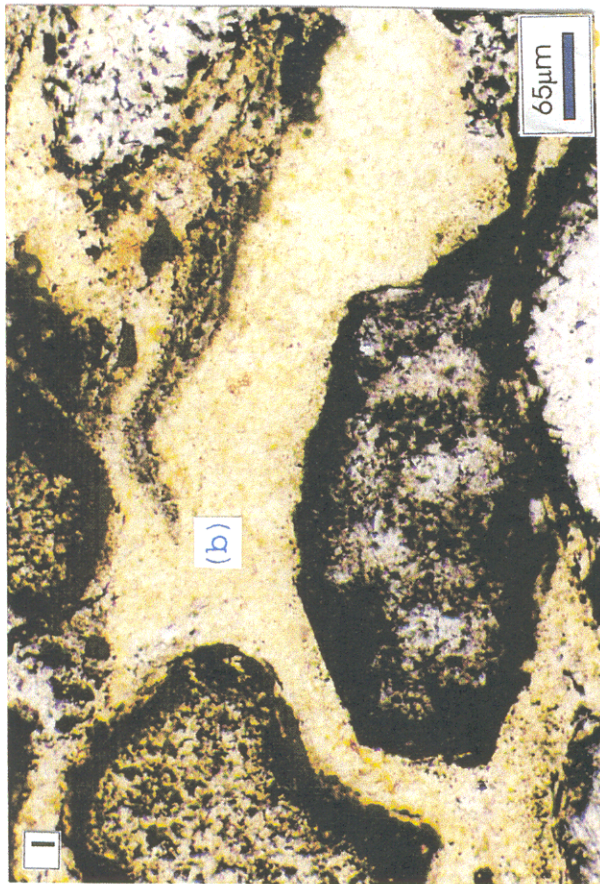
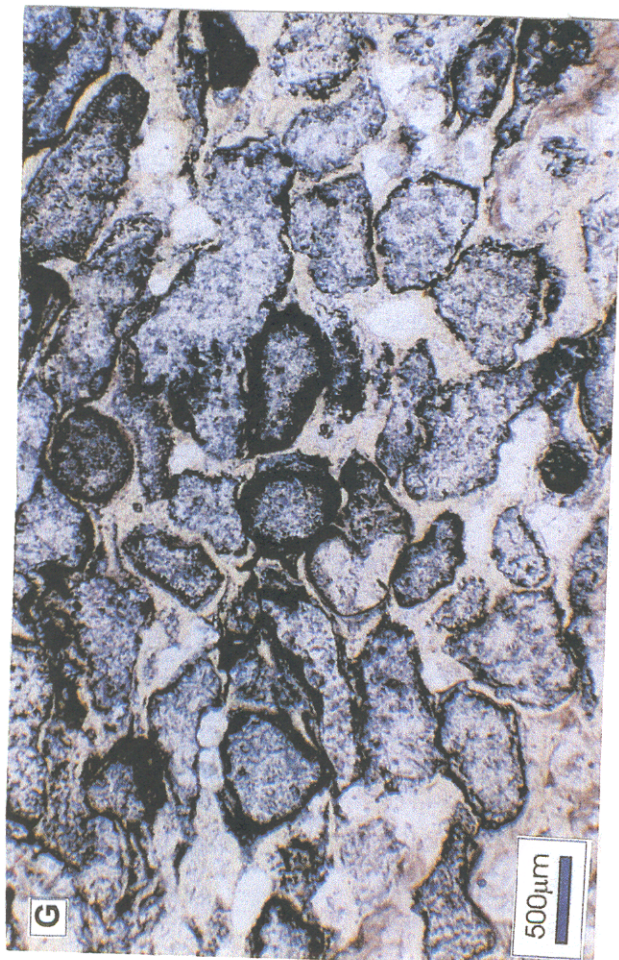


Figura 7 (continuação)

G) Fotomicrografia da fácies de gipsita-arenito (fácies G). Note o arcabouço relativamente aberto, o aspecto sub-anguloso e a granulometria média dos grãos de gipsita. O cimento entre os grãos é também constituído por gipsita. Nicóis paralelos;

H) Detalhe de grão da fácies G. Notar sucessivas lamelas concêntricas em torno do grão de gipsita. Nicóis paralelos;

I) Cimento de barita na fácies de gipsita-arenito. Nicóis cruzados.

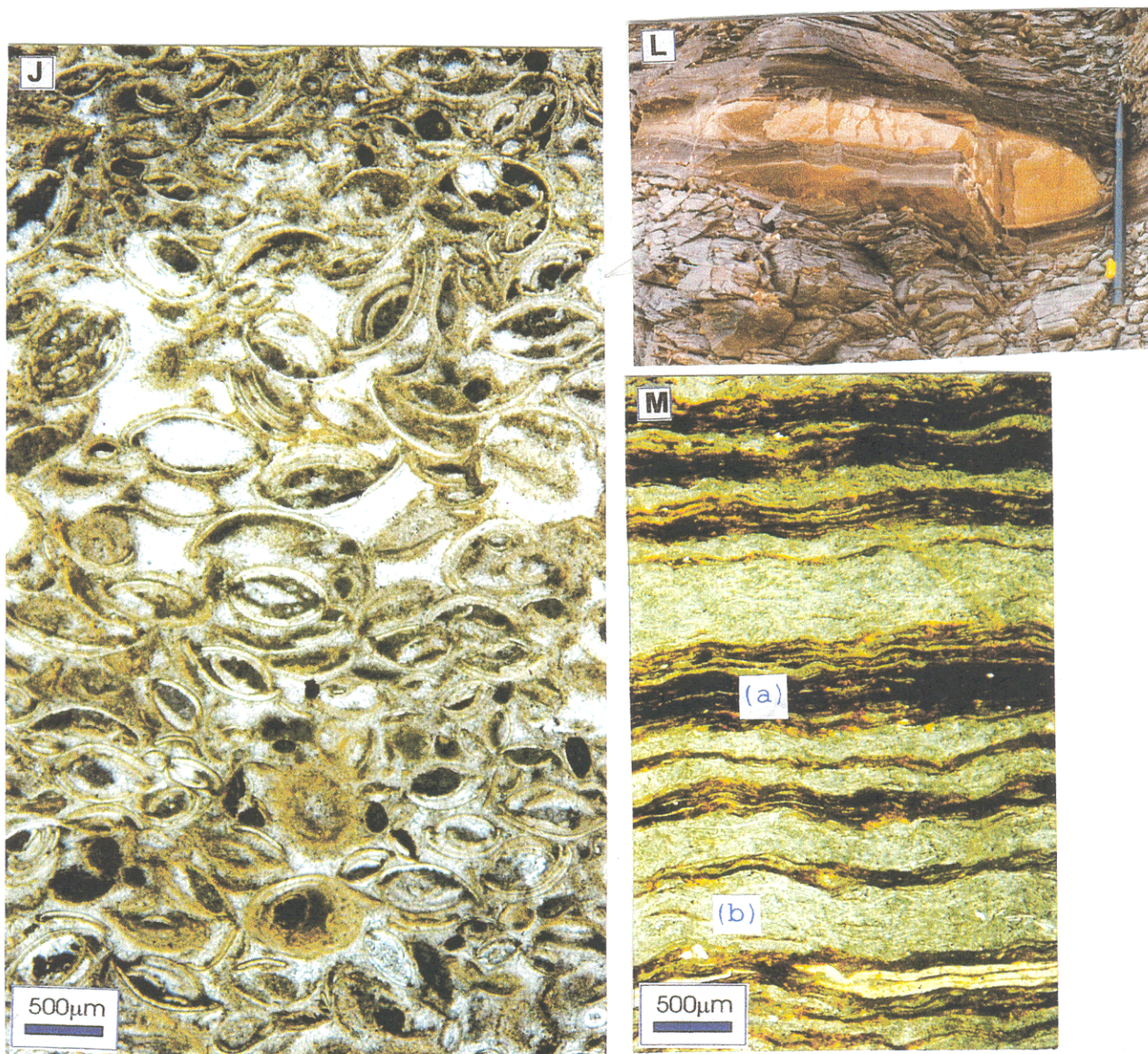


Figura 7 (continuação) -

- J) Fotomicrografia da fácies de calcário ostracodal. Note as conchas articuladas de ostracodes e a mistura de indivíduos adultos e jovens. Nicóis paralelos;
 L) Fácies de calcário ostracodal ocorrendo como concreções elípticas. Escala = 14 cm;
 M) Fotomicrografia da fácies de calcário ostracodal, mostrando intercalações de tapetes microbiais (a) e calcário com carapaças fragmentadas de ostracodes (b). Nicóis paralelos.

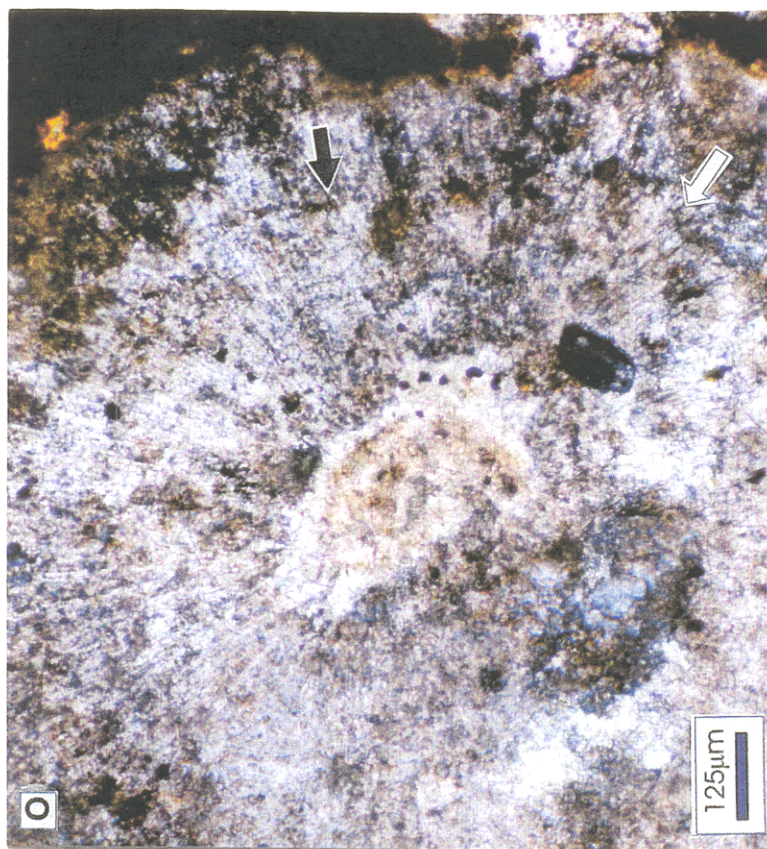


Figura 7 (continuação) -

N) Fácies de calcário pisoidal (Cp), intercalada com tapetes microbiais (seta) e calcário ostracodal (Co). Escala = 6 cm;

O) Fotomicrografia de písóide da fácies Cp. Note a textura fibro-radial e as linhas escuras (setas), que caracterizam truncamentos, atribuídos a períodos de abrasão. Nicóis cruzados;

P) Fragmentos de ossos de peixe dentro de núcleo de písóide. Nicóis cruzados.

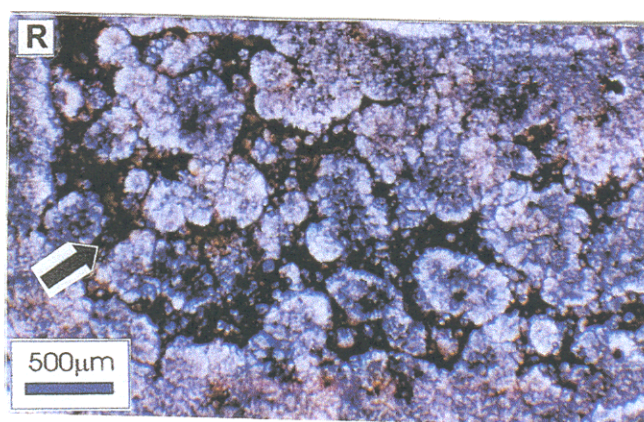
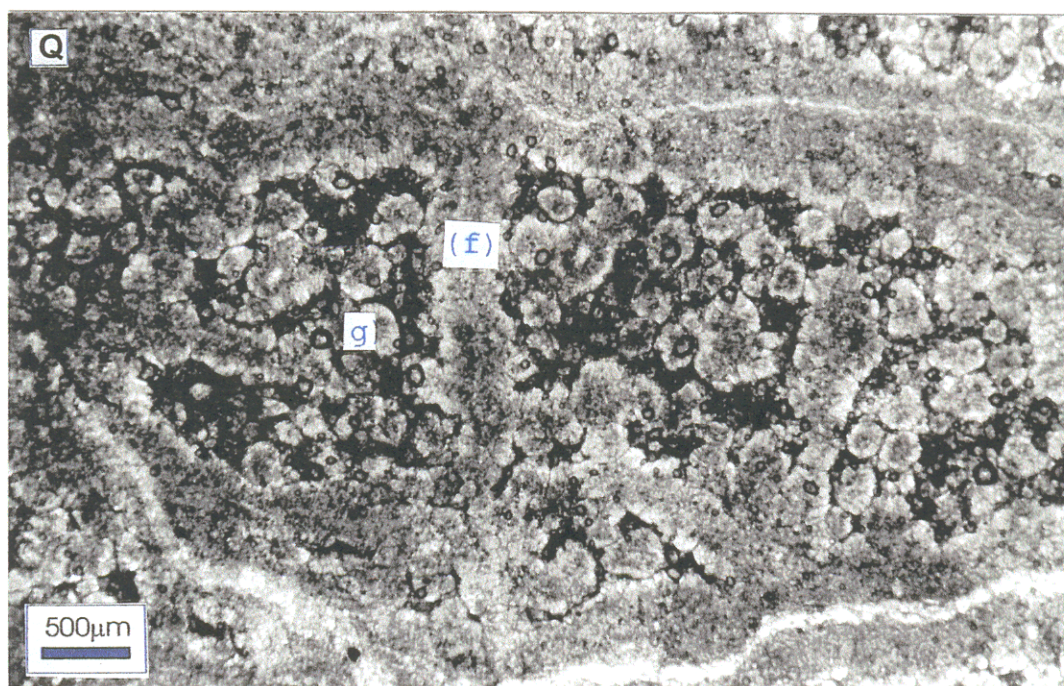


Figura 7 (continuação) -

- Q) Fotomicrografia da fácies de tufa (fácies T), caracterizada por filamentos de calcita (f) com padrão arborescente, entre as quais se encontram grãos esféricos de calcita (g). Nicóis paralelos;
- R) Detalhe da fácies T. Note argila presente entre os grãos de calcita (seta). Nicóis paralelos.

6.3.3.- Gipsita-arenito (*grainstone* de gipsita; G)

Esta fácies foi encontrada apenas localmente em testemunho de sondagem, região de Santo Amaro (Ponto 1 na Figura 1B). Consiste de arenito fino a médio composto por grãos angulosos a subarredondados de gipsita (Figura 7G). Em torno destes grãos, notam-se espessas películas, compostas de sucessivas lamelas concêntricas (Figura 7H). Cimento de gipsita preenche o espaço intersticial. Vale ressaltar que resquícios de anidrita, sob forma de cristais prismáticos, encontram-se tanto nos grãos de gipsita quanto no cimento deste mineral. Além de anidrita, ocorrem também argilominerais englobados pelos cristais de gipsita e, raramente, barita autigênica (Figura 7I).

6.3.4.- Calcário ostracodal (*wackestone* a *grainstone* ostracodal; Co)

Esta fácies é constituída por *wackestone*, *packstone* e *grainstone*, cujos principais grãos esqueléticos são conchas de ostracodes (Figura 7J) e, secundariamente, fragmentos de vertebrados (i.e. peixes). A fácies Co ocorre sob forma de camadas lateralmente contínuas (20-30 cm de espessura) ou como concreções elípticas, as quais medem em torno de 30 cm de comprimento (Figura 7L). A principal estrutura observada nesta fácies é a laminação plano-paralela, embora laminação

cruzada, formada pela migração de *wave ripples* seja localmente notada. As conchas de ostracodes, que podem apresentar imbrincação e gradação (normal e inversa), acham-se majoritariamente articuladas, com grande variabilidade de tamanho, o que representa a mistura de indivíduos adultos e jovens. Embora conchas articuladas sejam mais freqüentes, empilhamentos de conchas desarticuladas são observadas paralelas ao acamamento, intercaladas com tapetes microbiais (Figura 7M).

6.3.5.- Calcário pisoidal (*packstone pisoidal*; Cp)

A fácies Cp consiste de calcários formados por oólitos e pisólitos, arrançados em camadas de espessura centímetrica (até 5 cm), intercalados com tapetes microbiais e calcários com abundantes fenestras, formando pacotes de até 50 cm de espessura (Figura 7N). Esta fácies apresenta ampla distribuição na área estudada, funcionando como marco de correlação estratigráfica. São características dos pisóides desta fácies: a. tamanhos que variam desde poucos mm até 0,5 cm de diâmetro; b. superfícies suavemente lisas a rugosas; c. formas esféricas a elipsoidais; d. ocorrência isolada ou em aglomerados; e. constituição interna de calcita fibro-radial, a qual se caracteriza por bandas de cristais com forma de leques coalescentes, definidas por superfícies escuras

formadas por truncamentos irregulares (Figura 7O); e f. ausência, em geral, de núcleo ou, quando presente, núcleo micrítico ou formado por fragmentos esqueléticos (Figura 7P). As lâminas microbiais destacam-se através de sua cor marrom escuro, apresentando estrutura lamelar, semelhante à madeira. Moldes de cristais romboédricos, possivelmente resultantes da dissolução de minerais solúveis, ocorrem dispersos pelos tapetes microbiais.

6.3.6.- Tufa (*boundstone*; T)

Esta fácies ocorre localmente em testemunho de sondagem, sendo caracterizada por calcário poroso, formado por trama de filamentos de calcita (Figura 7Q). Microscopicamente, nota-se que estes filamentos, constituídos de cristais arranjados em mosaico, entrelaçam-se em padrão arborescente. Grãos arredondados de calcita (diâmetro médio de 0,2 mm) ocorrem aglutinados a esta trama. Os interstícios dos grãos são preenchidos por argila de coloração avermelhada ou calcita espática. Na argila, notam-se pequenas fraturas, possivelmente associados com processos de contração (Figura 7R).

6.3.7.- Ritmito carbonato/folhelho (R)

Esta fácies, de cor cinza claro, consiste de lâminas milimétricas de carbonato e folhelho, dispostas paralelamente entre si, formando pacotes de até 50 cm de espessura. Apresenta conteúdo fossilífero bem preservado, representado por esqueletos articulados e desarticulados de peixe com até 20 cm de comprimento.

Interpretação.-

O posicionamento estratigráfico desta associação de fácies no topo dos ciclos de arrasamento ascendente, sugere deposição em ambientes marginais do lago. Esta interpretação é corroborada por inúmeras estruturas sugestivas de exposições subaérea e à água meteórica, tais como feições cársticas, fenestras e cutículas de argila mecanicamente infiltrada (fácies Ca, G e Cp). Além disto, crostas de sílica com aspecto nodular tipo *chicken-wire*, tais como registradas na fácies Ca, são comuns em ambientes com exposição subaérea em regiões de clima com tendência à aridez (Wells 1983, Folk & Pittman 1971).

Evidências adicionais de deposição em ambiente marginal para a associação de fácies 3 estão registradas também nas demais fácies. Por exemplo, a fácies Pm é atribuída a processos pedogenéticos, tomando-se por base seu aspecto

endurecido, estruturação maciça e coloração avermelhada, provavelmente devido à impregnação com óxido/hidróxido de ferro, cujo resultado é o aspecto semelhante a *terra rossa* de outros paleossolos (cf. Esteban & Klappa 1983). A gradação da fácies Pm para a fácies de argilito laminado (Al) reforça a idéia de que a primeira originou-se por processos pedogenéticos, os quais resultaram na obliteração total da estruturação original, bem como no seu endurecimento e oxidação por exposição subaérea.

A alternância de camadas de pisóides com calcários fenestrais similares a *birdseyes* na fácies Cp sugere que a formação tenha sido próxima à zona vadosa. O predomínio de pisóides com tamanhos variados, formas alongadas e freqüente aglutinação, é condizente com formação em ambientes de baixa energia (p.e., Kahle 1974; Surdam & Wolfbauer 1975; Eugster & Hardie 1975, 1978; Risacher & Eugster 1979; Chafetz & Butler 1980; Schreiber et al. 1981; Dean & Fouch 1983; Chafetz & Folk 1984; Tucker & Wright 1990; Gierlowski-Kordesch et al. 1991). Esta interpretação é adicionalmente sugerida pela intercalação dos pisóides com tapetes microbiais, cujo desenvolvimento é mais favorável sob condições de baixa energia de fluxo, como registrado em outros depósitos similares (Sandberg 1975; Monty & Hardie 1976; Riding 1979, 2000). Experimentos de laboratório mostram que, em condições

estagnantes, a presença de organismos microbiais induz à formação de pisóides *in situ* (cf. Ferguson *et al.* 1978). Neste caso, os pisóides desenvolvem preferencialmente textura fibro-radial e, internamente, formam bandamentos separados por truncamentos, similares aos observados na área de estudo, o que sugere crescimento alternado com episódios de abrasão (Sandberg 1975; Risacher & Eugster 1979; Schreibber *et al.* 1981).

Além das evidências acima discutidas, a fácies T registra crescimento orgânico *in situ*, provavelmente produzido pela precipitação de carbonato de cálcio em torno de filamentos de algas azuis ou verdes, que se desenvolveram em ambiente subaquoso raso a subaéreo, como observado em ambientes modernos e antigos (Monty & Hardie 1976; Riding 1979; Cohen & Thouin 1987; Platt & Wright 1991). Na área estudada, tal interpretação é suportada pelo arranjo em trama arborescente dos filamentos e pelo aspecto poroso da fácies. Além disso, a aglutinação de grãos de calcita em torno dos túbulos sugere retrabalhamento local, provavelmente produzido pela passagem de fluxo aquoso. A presença de argila mostrando feições de contração por ressecamento é uma evidência adicional que suporta o ambiente proposto para esta fácies. Todas estas características têm sido observadas em depósitos

formados organicamente em ambientes marginais (Eggleston & Dean 1976; Riding 1979; Demmico & Hardie 1994).

Embora a margem do lago, representado pela associação de fácies AF3, se caracterizasse pelo predomínio de processos de baixa energia, episodicamente atuavam fluxos mais energéticos. Isto é evidenciado, por exemplo, pelas fácies Ca e G, as quais apresentam grãos retrabalhados de calcita e gipsita do tamanho areia grossa, com bom arredondamento e boa seleção. A presença de estratificação cruzada na fácies Ca indica a atuação de fluxos unidirecionais em regime inferior, enquanto a laminação cruzada na fácies Co aponta para a ação de ondas normais. Estas características, juntamente com a presença de lâminas e/ou fragmentos de carvão, suportam deposição em ambiente marginal para a fácies Ca. A presença de grãos de gipsita revestidos por lamelas concêntricas na fácies G, provavelmente resultantes da atividade de microorganismos (algas?, bactérias?), conferiu-lhes aspecto semelhante a *coated grains* (oncóides?; cf. Tucker & Wright 1990; Adams & MacKenzie 1998). Horizontes localizados de conchas desarticuladas de ostracodes na fácies Co são também consistentes com a interpretação de um ambiente lacustre marginal (Murphy & Wilkinson 1980, Cohen & Thouin 1987). Por outro lado, a grande maioria dos ostracodes presentes na fácies Co inclui conchas articuladas de indivíduos adultos e

jovens, o que, associado à frequente preservação de esqueletos completos de peixes, fortemente sugere períodos de mortandade em massa (a razão deste fenômeno será discutida no capítulo 9).

7 - ANÁLISE QUÍMICA DOS EVAPORITOS ($^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$)

Depósitos evaporíticos possuem ampla distribuição ao longo das bacias marginais brasileiras, sendo as sucessões mais espessas encontradas mais ao sul do país. A presença destes depósitos permite análises químicas que fornecem elementos adicionais à análise paleoambiental. Neste contexto, o ponto principal é a determinação da origem da salmoura, o que, muitas vezes, é um assunto de difícil abordagem. Isto porque espessos depósitos evaporíticos são encontrados tanto em ambientes marinhos quanto não-marinhos (Hardie 1984). Decifrar a origem dos minerais evaporíticos antigos requer estudos sistemáticos. Daí, análises complementares da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ devem ser realizadas, utilizando-se evaporitos de outras áreas (p.e., testemunhos de sondagem) e carapaças de fósseis (ostracodes) a fim de fornecer dados adicionais que possam colaborar para a interpretação paleoambiental. Além disso, análises adicionais utilizando-se metodologias independentes (p.e., razões de Br^-/Cl^- e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) devem ser aplicadas em trabalhos de detalhe enfocando estes depósitos (Faure and Barrett 1973; Hovorka et al. 1993), os quais devem ser realizados em combinação com estudos de sedimentologia e estratigrafia de evaporitos.

Diversos estudos têm sido realizados a fim de determinar a idade e o contexto paleoambiental dos evaporitos do

Cretáceo brasileiro. Origem marinha tem sido mais comumente proposta para explicar as fases evaporíticas das bacias marginais localizadas mais ao sul (p.e., Silva-Telles Jr. 1996; Araújo et al. 1998; Dias 1999). Por outro lado, influência continental tem sido proposta para explicar a formação dos evaporitos nas bacias do nordeste do Brasil, entre as quais, citam-se as bacias de Sergipe-Alagoas (evaporitos Paripueira e Ibura), Ceará (Camadas Trairi) e Araripe (Membro Ipubi). Tais depósitos foram formados entre o Eoaptiano e o Neoaptiano em ambiente predominantemente lacustre (Hashimoto et al. 1987; Uesugui 1987). Depósitos evaporíticos marinhos nestas bacias são bem registrados somente a partir do final do Neoaptiano (i.e., na palinozona P-270.2 e P-280.1; Regalli & Silva Santos 1999).

Depósitos evaporíticos são também encontrados em diferentes níveis estratigráficos nas camadas aptianas da Bacia de São Luís-Grajaú. Alguns estudos, oriundos do poço 1-CL-1-MA (ver localização na Figura 1A), levaram a propor que a salmoura, da qual precipitaram-se estas camadas evaporíticas, tenha tido origem marinha (Rodrigues 1995). Na área de estudo, os dados paleontológicos e faciológicos são mais favoráveis à condições predominantemente continentais.

A fim de testar a hipótese não-marinha para os depósitos evaporíticos da área de estudo, foram realizadas medidas

preliminares da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, usando minerais de anidrita de três amostras coletadas na Mina de Gesso (ver ponto 4 da Figura 1B). Análises da razão isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ têm sido usadas para caracterizar carbonatos e evaporitos marinhos e continentais. Este método tem alcançado bons resultados quando a razão Rb/Sr é menor do que 0,1 (cf. Faure & Barrett 1973; Clauer 1976), como observado nas amostras submetidas a ensaio neste trabalho. A análise da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para caracterização paleoambiental baseia-se na comparação com a curva de distribuição de estrôncio em evaporitos e carbonatos marinhos, estabelecida em trabalhos prévios (p.e., Burke et al. 1982). Desconsiderando outras influências (p.e., a diagênese), uma indicação não marinha é sugerida quando a composição do estrôncio não coincide com a curva isotópica de estrôncio pré-estabelecida para evaporitos e carbonatos marinhos (cf. Burke et al. 1982).

Para a análise química dos evaporitos, foram amostrados nódulos de anidrita porque, de acordo com critérios petrográficos, estes representam os minerais evaporíticos mais precoces registrados na área de Codó (ver item 6.1.2), o que aumenta a possibilidade de uma assinatura deposicional. Os resultados indicaram razões médias de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7079 (Tabela 3). A composição isotópica das águas marinhas aptianas apresentavam composição média em torno de 0,7072-

0,7073 (cf. Burke et al. 1982). Ao comparar estes valores com aqueles encontrados na área de estudo, nota-se uma diferença de 0,0006-0,0007 mais alta na composição das amostras da área de Codó em relação aos valores de evaporitos marinhos para este período (Figura 12). Isto significa dizer que a salmoura que deu origem aos evaporitos da área de estudo têm forte influência continental, o que é plenamente condizente com o contexto deposicional lacustre proposto neste trabalho.

Tabela 3 - Resultados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos das amostras coletadas na área de Codó

Amostra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Desvio-padrão
1	0,707960	0,000034
2	0,707989	0,000023
3	0,707824	0,000046

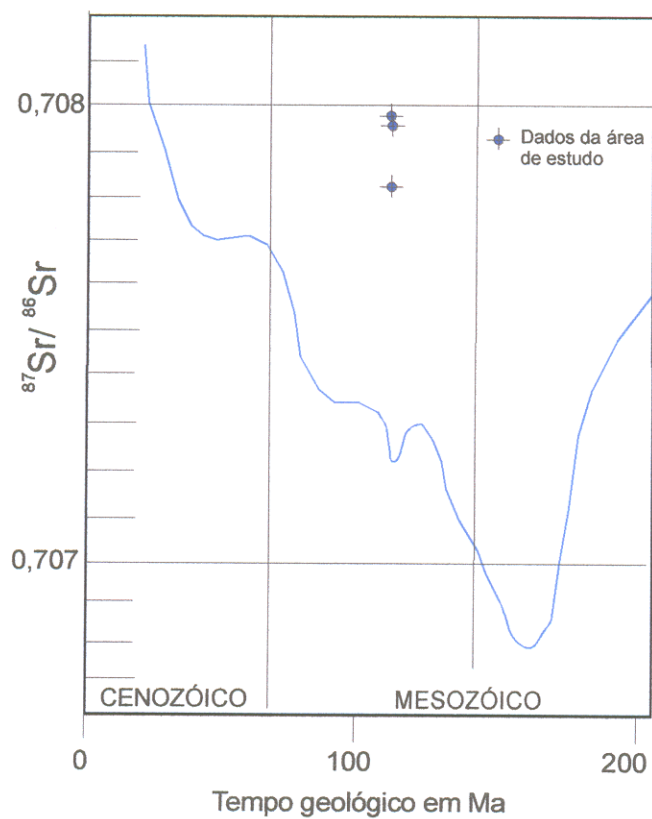


Figura 8 - Curva da variação da razão isotópica de Sr em depósitos marinhos através do tempo, com a plotagem dos dados obtidos na área de estudo.

8 - MODELO DEPOSICIONAL

Considerando as características sedimentológicas discutidas anteriormente, bem como os dados paleontológicos (ver capítulo 5) e isotópicos (ver capítulo 7), os depósitos da área estudada são interpretados como o registro de um antigo sistema lacustre que teria se instalado durante o Neoaptiano na borda leste da Bacia de Grajaú (Figura 8). Estes depósitos teriam se desenvolvido sob condições de baixa taxa de sedimentação, o que é refletido pelo insignificante aporte de siliciciclásticos arenosos. Dentro do contexto de uma bacia do tipo *rift*, como é o caso da área de estudo, ambientes lacustres de baixa energia e dominados por sedimentação carbonática desenvolvem-se, mais comumente, durante as fases iniciais do rifteamento, quando este processo é mais lento (Platt 1989; Platt & Wright 1991). Esta interpretação é consistente com a história tectônica da Bacia de São Luís-Grajaú, a qual esteve submetida a esforços mais proeminentes apenas durante o Meso/Neoalbiano (Rossetti, no prelo), enquanto que, durante o Neoaptiano, esta bacia apresentou comportamento relativamente mais estável. Falhamentos localizados teriam levado à formação de *horsts* intrabacinais, os quais resultaram na reativação do processo de soerguimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. Estes *horsts* poderiam ter contribuído para manter as áreas ao sul da

bacia, como no caso da área de estudo, em condições de maior isolamento, favorecendo então o desenvolvimento de sistema lacustre.

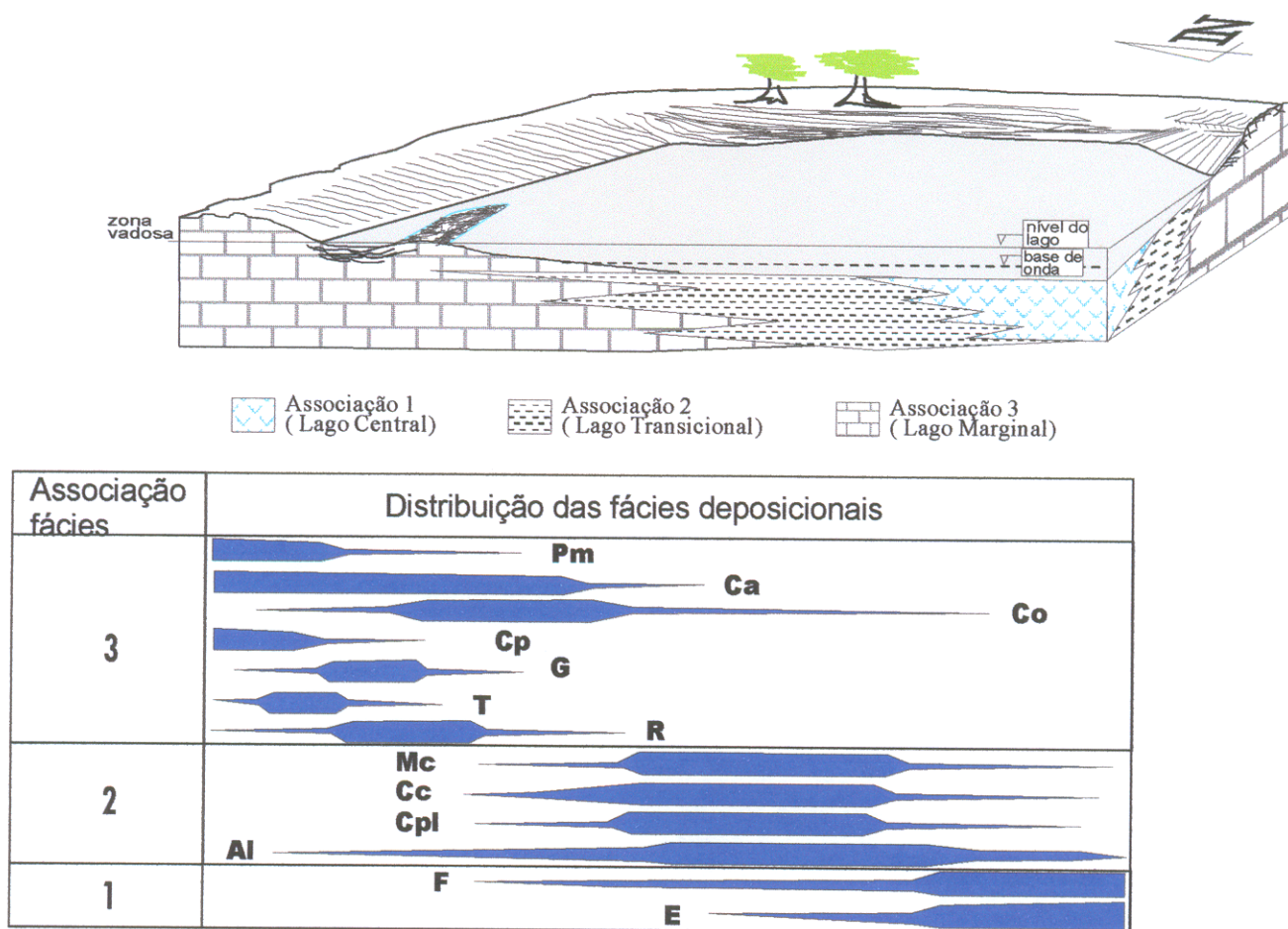


Figura 9 - Modelo deposicional proposto para a área de estudo. Sistema lacustre composto três subambientes, indicados pelas associações de fácies Af1, Af2 e Af3, representando, respectivamente, lago central, lago transicional e lago marginal. No quadro de distribuição das fácies, os códigos referentes às letras Pm, Ca e assim por diante, estão inseridas no texto.

O relevo em torno da bacia era provavelmente pouco pronunciado, o que combina com o quadro tectono-ambiental sugerido neste trabalho. Além da carência do aporte de siliciciclásticos, esta característica topográfica é sugerida também pela abundância de esmectita e franca subordinação de caulinita e ilita nos depósitos da área de estudo (cf. Santos Júnior 2000).

O modelo de fácies então proposto para a área baseia-se naquele representado por depósitos de lagos com plataforma com baixo gradiente e de baixa energia (cf. Platt & Wright 1991). Além das características discutidas nos parágrafos anteriores, esta interpretação é também sugerida pelas seguintes características: 1. Pequenas espessuras (i.e., poucos metros) dos ciclos deposicionais (ver capítulo 9), o que pode ser atribuído a um espaço deposicional reduzido; 2. abundância de paleossolos e feições de exposição, endossando desenvolvimento em ambientes predominantemente rasos; 3. ausência de turbiditos, típicos de ambientes lacustres com quebra em talude acentuado; e 4. ausência de depósitos de ressedimentação (p.e., brechas e/ou depósitos deformados por ação gravitacional), característicos de ambientes de talude.

A abundância de minerais evaporíticos na associação de fácies de centro de lago indica condições de hipersalinidade, responsável pela ausência de infauna, sugerida pela escassez

de bioturbação, mesmo em fácies formadas em ambientes de baixa energia. A deposição alternada de camadas de folhelho negro e evaporito sugere que a coluna de água lacustre experimentava forte tendência à estratificação (Sagri *et al.* 1989). Estas características são peculiares a lagos de regiões de climas quentes e áridos, os quais tendem a ser estratificados durante o ano inteiro, em função da temperatura e salinidade elevadas (Eugster & Kelts 1983; Einsele 1992; Demicco & Hardie 1994; Alfaro *et al.* 1997; El Tabakh *et al.* 1997). Tais condições prevaleceram na área de estudo, onde partes mais profundas do lago sofreram anoxia, favorecendo a preservação da matéria orgânica produzida nas partes superiores do lago. As águas mais superficiais do lago experimentaram condições de maior oxigenação, o que favoreceu o desenvolvimento de abundante fauna caracterizada por ostracodes e algas com baixa diversidade, resultando em altas taxas de produção orgânica, tal como observadas em depósitos lacustres triásico-jurássicos da Groenlândia (Dam & Surlyk 1993).

A evolução das condições evaporíticas na área de estudo levou à precipitação de minerais evaporíticos a partir da água superficial na zona central do lago (cf. Tucker & Wright 1990). Durante este processo, a deposição de folhelho negro foi inibida pela ausência de influxo sedimentar

associada com as condições climáticas extremas (quente e árido). A associação de folhelho negro e evaporitos tem sido comum através do registro geológico (p.e., Eugster & Hardie 1975, 1978; Stewart 1979; Warren 1982; Gore 1989; Kendall 1992; Demicco & Hardie 1994; Robert *et al.* 1994; Salvany *et al.* 1994). A evolução deste tipo de sistema lacustre leva à contração e, finalmente, dissecamento da bacia (Gore 1989; Aref 1998; Neumann 1999). Na área de estudo, este processo é registrado nas porções mais superiores da sucessão lacustre, onde as associações de fácies representativas dos ambientes transicionais e marginais do lago tornam-se mais espessas e freqüentes, com abundantes feições pedogenéticas sendo exibidas (ver capítulo 9). A diminuição brusca de depósitos evaporíticos nestas duas associações sugere baixas concentrações de sais nas águas intersticiais marginais do lago, o que é acompanhado pelo aumento de oxigenação (sugerido pela abundância de argilitos laminados com pouca matéria orgânica preservada).

Períodos de rebaixamento do nível do lago, como registrado pelos depósitos estudados, favorecem a concentração de sais no centro do lago (Olsen 1984), o que é consistente com as observações feitas na região de Codó. Tal situação é mais comumente registrada em lagos hidrologicamente fechados (Salvany *et al.* 1994, Roberts *et*

al. 1994). Adicionalmente à presença de evaporitos, a organização dos depósitos em ciclos de pequena espessura com arrasamento ascendentemente (ver capítulo 8), e abundância de folhelhos betuminosos indicativos de anoxia, são critérios consistentes com a proposta de bacia lacustre predominantemente fechada para a área de estudo (p.e., Gore 1989). Depósitos atribuídos a ambientes lacustres fechados similares aos descritos neste trabalho são abundantes na literatura (p.e., Eugster & Kelts 1983; Wells 1983; Chafetz & Folk 1984; Allen & Collinson 1986; Osterkamp & Wood 1987; Dam & Surlik 1993; Salvany et al. 1994, Roberts et al. 1994; Talbot & Allen 1996; Alfaro et al. 1997; Ortí & Rosell 2000). Embora, a abundância de evaporitos atestem que, durante a formação dos depósitos estudados, a área de Codó estivesse submetida a um clima predominantemente semi-árido (cf. Aranha et al. 1990, Batista 1992), a presença localizada de carvão aponta para período com condições relativamente mais úmidas. O estudo de argilominerais presentes nos depósitos da área de Codó são condizentes com clima semi-árido, indicado pelo predomínio de esmectitas (Santos Júnior 2000). Condições climáticas semi-áridas, durante o Neoptiano, também têm sido registradas em outras bacias do território brasileiro (cf. Petri & Campanha 1981; Petri 1983; Lima 1983). É importante salientar que esta

interpretação é consistente com modelos paleoclimáticos globais para o período Neoptiano (Crowley & North 1991).

O suprimento de Ca^{2+} e SO_4^{2-} necessários à formação dos evaporitos é um assunto que ainda permanece por ser estudado. Uma hipótese é que carbonatos e evaporitos permo-triássicos, estes últimos com espessuras de até 20 m (cf. Rodrigues et al. 1994), pertencentes à Formação Motuca, podem ter sido importantes fontes para os evaporitos da Formação Codó. Alternativamente, deve-se considerar também a presença de Ca^{2+} e SO_4^{2-} na água do mar, que poderia momentaneamente ter invadido o ambiente lacustre. A ocorrência localizada na amostra CD-131 de dinoflagelados poderia ser uma evidência de inundação esporádica da bacia lacustre por águas marinhas, porém, como mencionado anteriormente neste trabalho, sua ocorrência localizada e ausência de quaisquer outras evidências sugestivas de invasão marinha impedem interpretações mais definitivas.

Períodos de mortandade em massa, registrados pelo mistura de conchas articuladas de ostracodes, pertencentes à indivíduos jovens e adultos, os quais se associam com esqueletos completos de peixes, sugerem progressiva dissecação do sistema lacustre. As causas que levaram a estes períodos mortandade devem ser ainda melhor investigados. Se a invasão momentânea de águas marinha fosse comprovada na área

de estudo, então uma possibilidade plausível seria que a morte em massa dos organismos teria sido provocada por mudanças no quimismo das condições ambientais causadas pela mistura das águas marinhas com as águas do lago. Entretanto, deve ser levado em conta nesta discussão, o íntimo relacionamento das coquinas de ostracodes e peixes com as fácies marginais do lago, localizadas no topo da sucessão lacustre. Tal situação fortemente sugere que a mortandade em massa foi, mais provavelmente, produzida pela dissecação do sistema lacustre. Com o rebaixamento progressivo do nível do lago, as margens tornaram-se expostas subareamente, reduzindo significativamente o habitat daqueles organismos, levando, portanto, a sua morte.

9 - CICLOS DEPOSICIONAIS

Os depósitos estudados acham-se organizados em ciclos deposicionais, em média com 2,5 m de espessura, os quais registram a evolução sistemática dos ambientes sedimentares através do tempo e a evolução das taxas de concentração da salmoura. Três tipos de ciclos foram identificados, tomando-se por base o arranjo vertical das associações faciológicas: tipo 1 - ciclos completos de arrasamento ascendente; tipo 2 - ciclos incompletos de arrasamento ascendente; e tipo 3 - ciclos de inundação ascendente (Figura 9). Ciclos do tipo 2 são mais freqüentes em direção ao topo da sucessão, uma vez que são raros os depósitos da associação de fácies AF1 (lago central) em direção ao topo. O contato entre ciclos é, geralmente, brusco e erosivo, principalmente nos ciclos que apresentam topos marcados por feições de exposição subaérea, embora eventualmente contatos graduais sejam registrados.

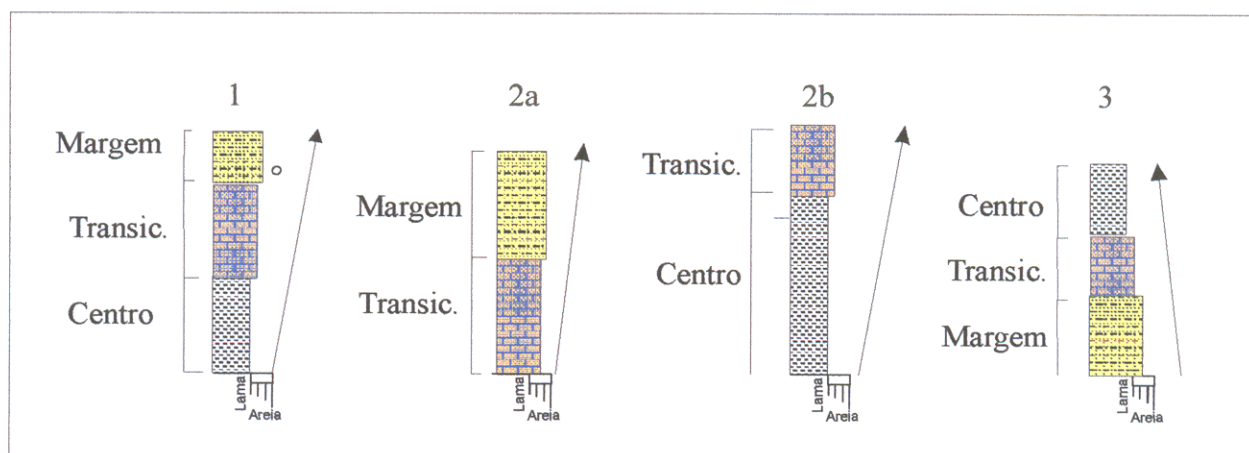


Figura 10 - Tipos de ciclo deposicional observados na área de estudo:

- (1) ciclo completo de arrasamento ascendente (ciclo tipo 1), caracterizado pelo empilhamento regressivo das associações faciográficas;
- (2) ciclo incompleto de arrasamento ascendente, em que se distinguem os subtipos 2a e 2b, também caracterizado pelo empilhamento regressivo das assembléias de fácies, porém, com, pelo menos, uma associação ausente;
- (3) ciclo de inundação ascendente (ciclo tipo 3), caracterizado pelo empilhamento transgressivo das associações faciográficas.

9.1 - DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO

9.1.1. Ciclos do tipo 1: Ciclos completos de arrasamento ascendente

Estes ciclos são caracterizados pelo seguinte empilhamento das associações de fácies: depósitos de centro de lago na base, depósitos de zona transicional na parte intermediária e depósitos de margem de lago no topo. Estes ciclos ocorrem nos perfis: B1, B6, B8, B11, A1, A2, A3, A4, A8 e X3 (ver Anexo 1), sendo que em alguns destes perfis, os ciclos do tipo 1 aparecem até 2 vezes em um mesmo perfil, podendo atingir espessuras médias de 3,7 m e valores máximos de até 9 m. Na área da Mina de Gipso e da Mina CD-6 (pontos 4 e 5 da Figura 1B), ciclos do tipo 1 apresentam depósitos de centro de lago mais espessos que os depósitos marginais e transicionais, podendo atingir proporções de até 3:1:1. Neste caso, os depósitos de centro de lago contêm abundantes evaporitos. Mais ao norte da área de estudo, na região de Santo Amaro, os depósitos do ciclo tipo 1 apresentam espessuras mais proporcionais das associações faciológicas (em torno de 1:1:1) e, contrariamente às áreas das minas, o folhelho negro é o depósito representativo do ambiente de centro de lago, não tendo sido observados evaporitos. Na parte mais ao sul da área estudada, ciclos do tipo 1 não

foram observados (Figuras 10 e 11). A configuração mais característica dos ciclos do tipo 1 é observada na seção A1 (ver Anexo 1).

Ciclos do tipo 1 foram formados mais provavelmente durante períodos de contração gradual do lago e registram progressiva regressão dos depósitos. Neste tipo de ciclo, o processo de progradação gradativa resultou na completa preservação dos depósitos representativos dos diferentes subambientes lacustres geneticamente relacionados. A abundância de evaporitos da mina de gipso e na área X (ponto 6 da Figura 1a) aponta locais onde a concentração da salmoura atingia valores bastante elevados, o que, provavelmente, poderia corresponder às zonas mais centrais do sistema lacustre.

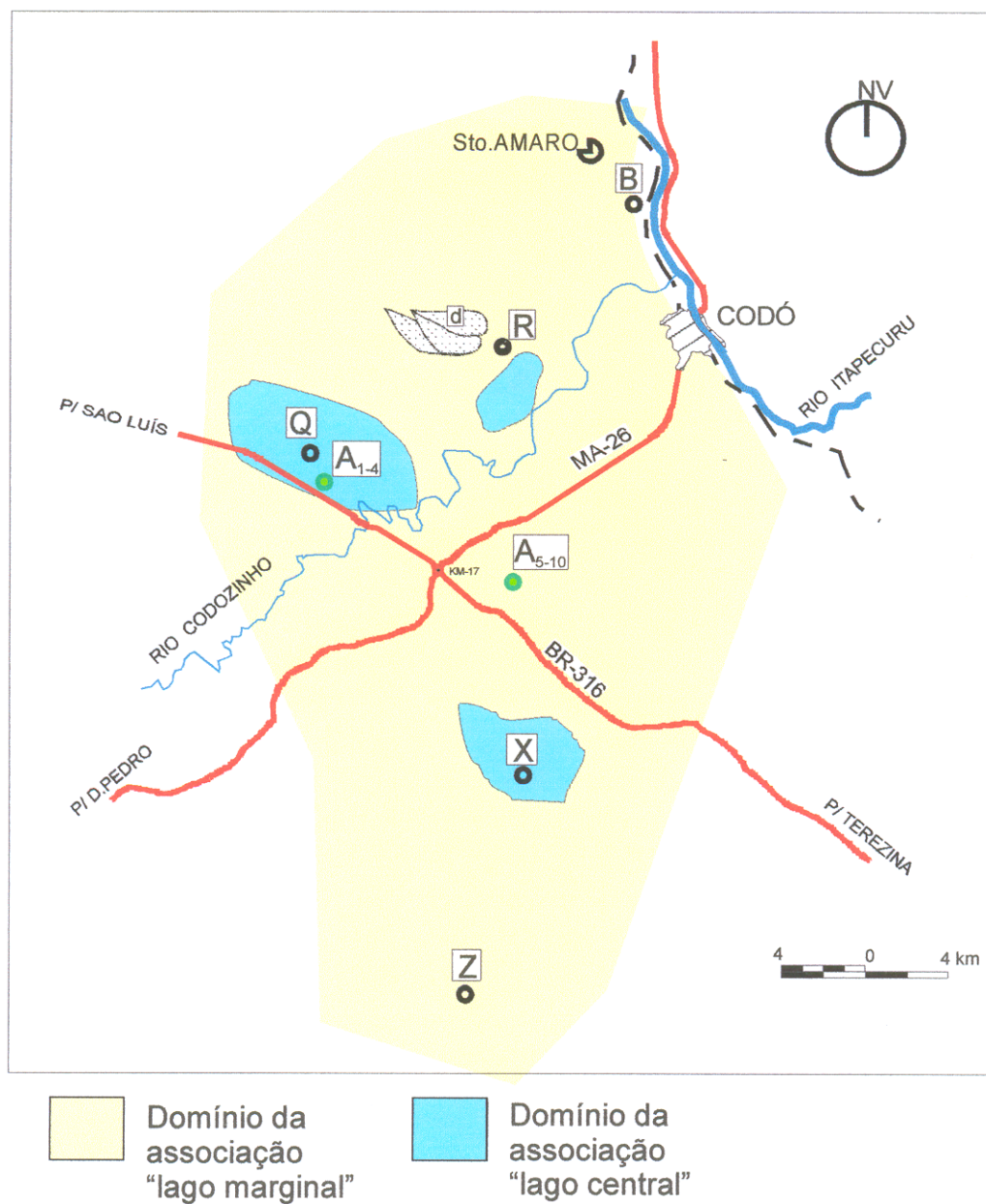


Figura 11 - Reconstrução paleogeográfica aproximada para os depósitos da região de Codó. O depocentro do lago migrou da área X para as áreas A₁₋₄, Q e R. Na área R, encontram-se os únicos depósitos (d) relacionados com aporte de terrígenos mais intenso (deltas?).

Padrão de empilhamento dos ciclos na área de Codó

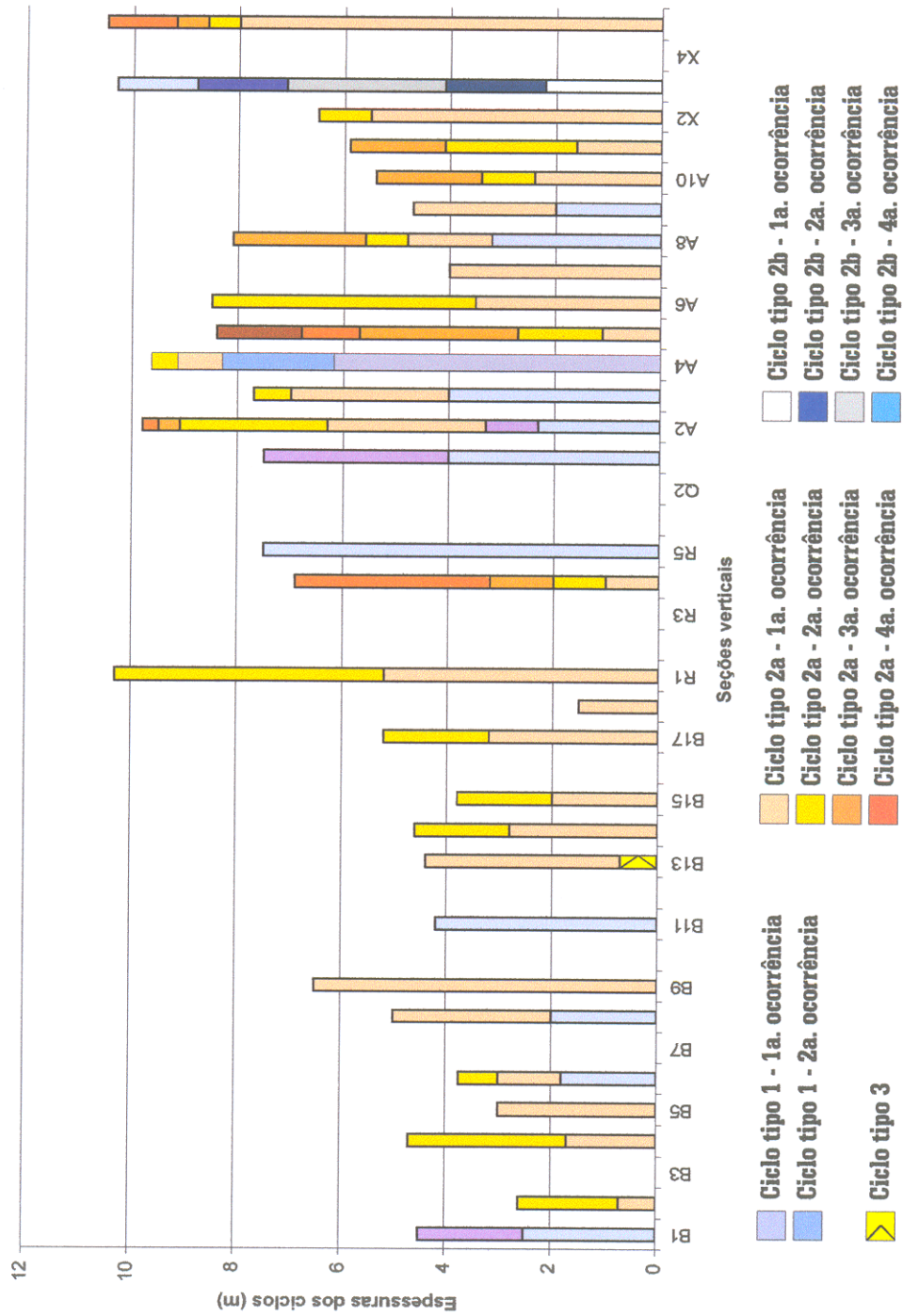


Figura 12 - Padrão de empilhamento assimétrico dos tipos de ciclos deposicionais na área de estudo.

9.1.2. Ciclos do tipo 2: Ciclos incompletos de arrasamento ascendente

Como ocorre nos ciclos do tipo 1, os ciclos do tipo 2 caracterizam-se por apresentar empilhamento das associações de fácies com tendência de arrasamento ascendente. Entretanto, neste caso, pelo menos uma das associações de fácies está ausente, caracterizando ciclos incompletos de arrasamento. Ciclos do tipo 2 são os mais comuns na área de estudo, podendo ser individualizados dois subtipos: (1) subtipo 2a, constituído pelas associações de fácies de lago transicional e marginal (observado nos perfis B2, B4, B5, B6, B8, B13, B14, B15, B17, B18, R1, R3, R4, R5, A2, A3, A4, A5, A6, A7, A8, A9, A10, X1, X2 e X5); e (2) subtipo 2b, constituído pelas associações de fácies de lago central e transicional (observado nos perfis R2 e X3).

Os ciclos do subtipo 2a ocorrem expressivamente nas áreas de Santo Amaro, área R e Mina CD-6 (pontos 1, 2 e 5 da Figura 1B). Em um mesmo perfil, como no caso dos perfis R4, A2, A5 e X5, é observado até quatro vezes o subtipo 2a. As espessuras médias dos ciclos deste subtipo são de 2,5 m (com valores máximos de 7 m) e distribuição equivalente das associações de fácies (em torno de 1:1), embora razões de 2:1 ou 1:2 sejam registradas subordinadamente.

Os ciclos do subtipo 2b, embora localizadamente, apresentam empilhamento vertical com até 4 ocorrências (ver perfil X3 no Anexo 1). As espessuras médias dos ciclos do subtipo 2b são de 1,5 m (com valores máximos de 4 m), sendo que a distribuição das associações de fácies tende a apresentar depósitos de lago central mais espessos que os depósitos de lago marginal.

Os ciclos incompletos de arrasamento ascendente registram dois contextos deposicionais distintos, em que houve a preservação incompleta das associações de fácies durante o processo de progradação. Os ciclos do subtipo 2a desenvolveram-se em regiões mais rasas do lago, o que levou à maior preservação das associações 2 e 3. Estas regiões estavam naturalmente mais susceptíveis às variações do nível de base, o que levou à sobreposição de vários subciclos sucessivos em uma mesma seção vertical. Em contrapartida, os ciclos do subtipo 2b registram a progradação lacustre em áreas mais centrais do lago. Estas áreas estavam localizadas em regiões mais ao sul da área de estudo, onde a precipitação de evaporitos foi favorecida e o desenvolvimento da associação de fácies 3 sofria forte inibição dadas as profundidades mais expressivas, o que é evidenciado principalmente na área X. O depocentro de sedimentação poderia ter migrado através do tempo em direção à área da

Mina de Gesso (Ponto 4 da Figura 1B), como sugerido pela correlação estratigráfica dos perfis verticais (Figuras 10 e 11).

9.1.3. Ciclos do tipo 3: Ciclos de inundação ascendente

Este tipo de ciclo apresenta empilhamento vertical das associações de fácies organizadas em ordem inversa ao observado nos ciclos do tipo 1, ou seja, da base para o topo, ocorrem depósitos marginais, transicionais e de centro de lago, separadas por contatos gradacionais. A ocorrência de ciclo do tipo 3 está restrita à área de Santo Amaro (ver perfil B13 no Anexo 1), seguida imediatamente por um ciclo do subtipo 2a e seu pacote não ultrapassa 1 m de espessura. A distribuição das associações de fácies ocorre em proporções equivalentes. Estes ciclos registram variações localizadas do nível de base do lago durante períodos localizados de inundação, que se superpuseram à tendência, em geral, regressiva do sistema lacustre.

9.2 - ORIGEM DOS CICLOS DEPOSICIONAIS

O empilhamento estratigráfico preferencial das associações de fácies em ciclos de arrasamento ascendente e o aumento progressivo na frequência de depósitos lacustres

marginais e transicionais nos níveis estratigráficos mais superiores são características atribuídas à contração progressiva da bacia lacustre em função do rebaixamento do nível de base (Figura 11). Este padrão regressivo, aliado à idade neoaptiana e à similaridade com rochas atribuídas à Formação Codó em subsuperfície na Bacia de São Luís (cf. Batista 1992), levam a propor que a sucessão estudada é correlacionável com depósitos do trato de sistema de mar baixo da seqüência deposicional S1, discutida em Rossetti (no prelo). Esta seqüência, com até 500 m de espessura, pode ser traçada por toda a extensão da Bacia de São Luís-Grajaú, formando uma cunha em direção a suas bordas (Figura 2). Seu topo é uma discordância erosiva de distribuição regional, que separa os depósitos aptianos dos depósitos albianos. Similarmente, os depósitos da área de estudo são limitados, em seu topo, por discordância erosiva marcada por paleossolos, a qual separa os depósitos neoaptianos da Formação Codó dos depósitos albianos médios a superiores pertencentes ao Grupo Itapecuru. Tal situação reforça a inserção dos depósitos estudados na seqüência deposicional S1 acima mencionada. Na região de Codó, a erosão mais acentuada na borda da bacia teria resultado na destruição dos depósitos mais superiores desta seqüência, culminando com o

desenvolvimento da discordância diretamente sobre os depósitos mais basais da seqüência deposicional.

A determinação da causa que teria levado ao desenvolvimento dos ciclos deposicionais da área de estudo é assunto aberto a debate. Em sucessões carbonáticas, o registro sedimentar de ciclicidades tem sido atribuído a dois fatores ou à combinação deles: (1) mudanças climáticas, associadas com ciclos de Milankovich (Hardie *et al.* 1986; Olsen 1986; Smoot & Olsen 1994); e (2) subsidência de áreas tectonicamente ativas (Kendall & Schlager 1981; Hardie *et al.* 1986; Blair & Bilodeau 1988; Martel & Gibling 1991). Em ambos os casos, a sedimentação é diretamente afetada, uma vez que tanto o nível de base quanto a salinidade respondem imediatamente a estas mudanças, refletindo ora mudanças de nível global (cf. Camoin *et al.* 1997; Smoot & Olsen 1994; Olsen 1986), ora mudanças regionais e locais (cf. Blair & Bilodeau 1987; Martel & Gibling 1991; Anádon *et al.* 1991; Liro 1993; Ryang & Chough 1997). Outro fator que controla o desenvolvimento de ciclos deposicionais é o suprimento sedimentar (Calvo *et al.* 1989). Entretanto, como mencionado no capítulo anterior, o aporte de siliciclásticos arenosos na área de estudo foi insignificante, o que levou a descartar este fator como gerador da ciclos deposicionais.

Em sistemas lacustres fechados, o controle climático tende a ser mais vigoroso (Gore 1989). Entretanto, sob condições especiais, o controle tectônico pode exercer maior influência na sedimentação do que o clima (p.e. Anádon *et al.* 1991; Ryang & Chough 1997).

A origem dos ciclos deposicionais na área de estudo é polêmica, porém a influência tectônica pode ter tido importância fundamental, como sugerido pelos seguintes fatores: (1) intensa atividade tectônica local e regional durante a deposição destes ciclos, revelada pela abundância de estruturas geradas por sismicidade; e (2) padrão de empilhamento dos ciclos (Martel & Gibling 1991).

1) Tectônica sin-sedimentar.- Apesar da paleotopografia pouco acentuada ao redor da área de estudo (ver capítulo 8) e da reduzida taxa no aporte de siliciclásticos, sugestivos de ausência de movimentos tectônicos significativos na área de estudo, pesquisas recentes na Bacia de São Luís-Grajaú registraram a importância de feições deformacionais sindeposicionais, que ocorrem em camadas distintas separadas por estratos não perturbados (Góes *et al.* 1999; Rossetti 1999; Rossetti *et al.* 2000a; Rossetti & Góes 2000). As camadas com feições deformacionais apresentam distribuição regional e mostram caráter repetitivo através do tempo geológico, tendo sido registrados em depósitos da Bacia de

São Luís-Grajaú desde o Aptiano até o Cretáceo Superior (Góes *et al.* 1999; Rossetti 1999; Rossetti *et al.* 2000a). Particularmente nos depósitos da área de estudo, feições deformacionais, atribuídas à paleosismicidade, têm sido bem registrados (Rossetti & Góes 2000).

2) Padrão de empilhamento dos ciclos.- A forte assimetria observada nos ciclos deposicionais da área estudada é revelada através do empilhamento das associações de fácies. A assimetria é atribuído à diminuição do espaço de acomodação da bacia, o que pode ter ocorrido em função da diminuição da atividade sísmica (cf. Blair & Bilodeau 1987; Martel & Gibling 1991). Esta tendência coincide com períodos de menor atividade sísmica da bacia, registrada pelo desaparecimento de feições deformacionais sin-sedimentares. Coincidentemente, os ciclos deposicionais mais espessos encontram-se na parte inferior dos perfis, assim como as zonas mais intensamente deformadas (Rossetti & Góes 2000). Aliado a este fato, a diminuição na espessura dos ciclos deposicionais ascendente na sucessão é mais facilmente atribuível a controle tectônico, uma vez que ciclos originados por variação climática tendem a apresentar espessuras mais ou menos similares (p.e. Olsen 1986; Smoot & Olsen 1994).

Embora os efeitos de tectonismo na geração de ciclos deposicionais pareçam ser mais evidentes, a influência climática não pode ser totalmente descartada. Tectonismo e clima podem se sobrepor e mascarar suas impressões, como observado em outros depósitos (Lowenstein 1988; El Tabakh & Schreiber 1994). Na área de estudo, a presença de evaporitos e carvão sugere alternância de períodos mais quentes e secos com períodos mais úmidos. Entretanto, estas litologias foram observadas apenas em alguns ciclos, o que torna difícil uma análise mais completa da influência climática em cada ciclo deposicional.

10 - IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

O Cretáceo é um período no qual o nível eustático do mar experimentou variações entre 100 e 200 m acima do nível atual, culminando com a inundação de aproximadamente 20% da área continental (Barron *et al.* 1980). Durante este período houve o desenvolvimento de mares internos no oeste dos Estados Unidos e no continente africano. Similarmente, a existência de um mar de ampla distribuição continental no território brasileiro tem sido proposta, cujo desenvolvimento se estenderia desde o Aptiano até o Cenomaniano (Arai 1999). Este mar estaria fortemente ligado à separação dos continentes sul-americano e africano (Feijó 1996; Szatmari *et al.* 1987; Zannotto & Szatmari 1987; Françolin & Szatmari 1987). A importância do mar meso-cretáceo é bem registrada pela ampla distribuição geográfica de depósitos marinhos albo-cenomanianos na Bacia de São Luís-Grajaú (p.e., Anaisse 1999; Lima & Rossetti 1999; Rossetti 1996, 1997a,b, 1998, 1999; Rossetti *et al.* 2000a,b). Entretanto, a determinação do início da transgressão meso-cretácea é ainda polêmica, podendo ter variado temporalmente ao longo das bacias marginais brasileiras. São duas as grandes transgressões marinhas registradas no Aptiano, da ordem de até 50 m acima do nível do mar pré-Aptiano (Haq *et al.* 1988). Estas transgressões têm sido registradas em diversas bacias ao

redor do mundo (p.e., Scott *et al.* 1988; Lenoble & Canérot 1993; Dromart *et al.* 1993; Hart & Plint 1993; Devling *et al.* 1993). No Brasil, depósitos marinhos indiferenciados são registrados na transição Aptiano-Albiano (Hashimoto *et al.* 1987). Camadas aptianas das bacias do Araripe, Ceará e Potiguar têm sido divididas em dois domínios: a) inferior, em que predominam depósitos formados sob condições continentais, datados como neoaptianos pela presença de *Sergipea variverrucata* (Viviers & Regalli 1987; Hashimoto *et al.* 1987); e b) superior, que define uma zona transicional, em que surgem os primeiros indícios de ingressões marinhas, atribuídos à transição Aptiano-Albiano (cf. Hashimoto *et al.* 1987). Estes depósitos estão normalmente associados com evaporitos, cuja origem tem sido sistematicamente atrelada às fontes marinhas resultantes da formação de golfos e proto-oceanos (Caputo 1984, Rodrigues 1995, Dias 1999). Apesar desta consideração, a presença de evaporitos não deve ser diretamente relacionada com tais ambientes, uma vez que importantes ocorrências de evaporitos no globo estão associadas com sistemas continentais (Eugster & Kelts 1983; Hardie 1984; Demicco & Hardie 1994). No caso da Formação Codó, evaporitos em diferentes níveis estratigráficos têm sido registrados e ainda não existem evidências independentes

que corroborem influência marinha na formação de todos estes depósitos (ver discussão adicional no capítulo 9).

Em particular, supõe-se o domínio de sistema lacustre para a área estudada, a qual manteve-se protegida da influência marinha que teria ocorrido apenas mais tarde, possivelmente na transição do Aptiano para o Albiano, como registrado em outras bacias brasileiras (Viviers & Regalli 1987, Hashimoto *et al.* 1987; Uesugui 1987). Em bacias interiores do Brasil (p.e. Araripe, Tucano, Sergipe-Alagoas), a influência marinha é admitida apenas para os estratos mais superiores daquelas sucessões (Maisey 1991). Depósitos marinhos na área de estudo são bem registrados, o que leva a considerar as seguintes interpretações: 1) a transgressão na Bacia de São Luís-Grajaú teria se iniciado após a transição Aptiano/Albiano; ou 2) a transgressão poderia ter ocorrido anteriormente, porém estaria restrita às áreas mais ao norte desta bacia, não tendo atingido a área de estudo; ou 3) a transgressão na Bacia de São Luís-Grajaú teria ocorrido antes da transição Aptiano/Albiano, porém seu registro teria sido eliminado pela erosão associada com o desenvolvimento da discordância, que separa os depósitos neoaptianos daqueles meso/neoalbianos, como discutido no capítulo 5. Estudos detalhados de análise faciológica documentaram influência marinha em depósitos neoaptianos localizados na porção mais

ao norte da Bacia de São Luís-Grajaú (cf. Batista 1992), o que favorece a segunda hipótese como a mais provável.

Dentro do contexto seqüencial proposto para a evolução da Bacia de São Luís-Grajaú, as invasões marinhas são consideradas como pulsos subordinados de subida do nível do mar superimpostos em uma sucessão predominantemente regressiva, correspondente ao trato de sistema de mar baixo (Rossetti *et al.* 2000b; Rossetti, no prelo). Os contextos ambientais inferidos na porção norte da Bacia de São Luís-Grajaú e na região de Codó sugerem que as transgressões marinhas tenham ocorrido mais ou menos de norte para sul (Rossetti, no prelo). Isto é reforçado pela posição do Arco Ferrer-Urbano Santos (NW-SE a E-W) que, durante o Aptiano, atuava como barreira geográfica perante a invasão do mar. É possível, então, que este arco registre a posição mais próxima da antiga linha de costa, durante o Neoaptiano.

11 - CONCLUSÕES

1) Os depósitos da Formação Codó (Aptiano superior) da Bacia de São Luís-Grajaú distinguem-se daqueles atribuídos aos Depósitos Itapecuru (Albiano a Cenomaniano) através de marcante discordância erosiva, mapeada em toda extensão da área estudada. Esta discordância corresponde ao topo da Sequência Depositional S1, a qual é correlacionável através da Bacia de São Luís-Grajaú e registra o início da deposição cretácea na bacia.

2) A combinação de parâmetros sedimentológicos, paleontológicos e isotópicos levam a interpretar os depósitos estudados dentro de um contexto eminentemente continental atribuído a um sistema lacustre. Entre as principais características encontram-se: a) ausência de maré; b) reduzida atividade de ondas; c) domínio de litologias formadas a partir de suspensão; e d) evidências de freqüentes episódios de exposição com formação de paleossolos. Dentre as características paleontológicas, destacam-se: a) presença de espécies de ostracodes típicas de ambiente não-marinho; b) presença de algas carófitas, tradicionalmente associadas com ambientes lacustres; e c) ausência de fósseis e traços fósseis marinhos. Além disso, dados geoquímicos indicam valores de razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos evaporitos estudados da área em torno de 0,7079, ou seja mais elevados do que os

resultados esperados para evaporitos formados, tipicamente, a partir de salmouras oriundas de água do mar aptiano.

3) A análise faciológica apontou para três tipos de depósitos, atribuídos a ambientes de: a) lago central; b) lago transicional; e c) lago marginal. Estes ambientes estão empilhados em ciclos de arrasamento ascendente, sendo que os depósitos marginais encontram-se na parte superior destes ciclos, os transicionais na parte intermediária e os centrais na parte inferior. Características distintivas do lago central são a presença de betume, cristais de pirita, enxofre nativo e ausência de bioturbação. Depósitos marginais caracterizam-se por horizontes de paleossolos, feições de carstificação e abundância de fenestras. Depósitos transicionais, por sua vez, foram reconhecidos com base no seu posicionamento intermediário entre as associações de fácies de lago central e marginal, além de apresentar mistura de feições sedimentares destas duas últimas. Estes ambientes evoluíram em bacia lacustre hidrologicamente fechada, com lâmina d'água rasa e estratificada, sob clima quente com tendência à aridez.

4) Foram identificados três tipos de ciclo deposicional para os depósitos estudados: a) ciclos completos de arrasamento ascendente; b) ciclos incompletos de arrasamento ascendente; e, muito raramente, c) ciclos de inundação

ascendente. A distribuição espacial destes ciclos mostra que o centro do lago migrou de sudeste para noroeste dentro do intervalo estudado. A origem destes ciclos deposicionais é problemática, entretanto o padrão assimétrico de empilhamento e a presença de estruturas deformacionais, atribuídas à paleossismicidade contemporânea à sedimentação, são fortes indicadores de origem ligada a tectonismo.

5) O sistema lacustre estudado é interpretado como parte de um trato de sistema de mar baixo desenvolvido durante o período Aptiano da Bacia de São Luís-Grajaú. Esta interpretação é coerente com o posicionamento estratigráfico dos depósitos estudados na Seqüência S1 (cf. Rossetti, no prelo) e com o padrão regressivo observado pela análise dos ciclos deposicionais.

6) As informações obtidas a partir dos depósitos estudados na região de Codó trazem importantes considerações a respeito da distribuição de terras e mares durante o Aptiano no interior do território brasileiro. Assim, é mais provável que a área de Codó tenha permanecido protegida de ingressões marinhas ocorridas durante o Neoaptiano. Considera-se também que sistemas deposicionais de lagos interiores eram predominantes, similarmente ao que ocorre com depósitos correlatos nas bacias do Araripe, Potiguar, Ceará, Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A.E. & MACKENZIE, W.S. 1998. *A color atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope*. London, Longman Scientific & Technical, 180p.
- AGUIAR, G.A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo. Anais... SBG. v.3:113-122.
- ALFARO, P., MORETTI, M., SORIA, J.M. 1997. Soft-sediment deformation structure induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae geol. Helv.*, **90**:531-540.
- ALLEN, P.A. & COLLINSON, J.D. 1986. Lakes. In H.G. READING (ed.) *Sedimentary environments and facies*. 2 ed. Oxford, Blackwell, p.63-94.
- ANADÓN, P., CABRERA, LL., JULIÀ, R., MARZO, M. 1991. Sequential arrangement and asymmetrical filling in the Miocene Rubielos de Mora Basin (northeast Spain). In P. ANADÓN, LL. CABRERA & K. KELTS (eds) *Lacustrine facies analysis*. Int. Ass. Sediment., p. 257-275. (Spec. Publ. **13**)
- ANAISSE, J., Jr. 1999. *Fácies costeiras dos Depósitos Itaipuru (Cretáceo), região de Açailândia, Bacia do Grajaú*. Univ. Fed. Pará, Belém, 86p. (Dissertação de Mestrado)
- ARAI, M. 1999. A transgressão marinha mesocretácea: sua implicação no paradigma da reconstituição paleogeográfica do Cretáceo no Brasil. In SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5/ SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1. Serra Negra, Boletim... Rio Claro-UNESP, p.577-582.
- ARANHA, L.G., LIMA, H.P., MAKINO, R.K., SOUZA, J.M. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In E.J. MILANI & G.P. RAJA GABAGLIA (eds.) *Origem e evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p.221-234.
- ARAÚJO, C.V., CONDÉ, V.C., BOTELHO-NETO, J., PEDRÃO, E., CONCEIÇÃO, J.C.J. 1998. Palynofacies in a sequence stratigraphy context, an example of an upper Aptian section from Almada Basin, Brazil. In AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, **82**:1886-1887.
- AREF, M.A.M. 1998. Holocene stromatolites and microbial laminites associated with lenticular gypsum in a marine-dominated environment, Ras El Shatan area, Gulf of Aqaba, Egypt. *Sedimentology*, **45**:245-262.
- AZEVEDO, R.P. 1991. *Tectonic Evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. Royal School of Mines Imperial College, London, 412 p. (Unpublished PhD Thesis)

- BARRON, E.J., SLOAN, J.L., HARRISON, G.A. 1980. Potential significance of land-sea distribution and surface albedo variations as climatic forcing factor: 180 M.y. to the present. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **30**:17-40.
- BATISTA, A. M. 1992. Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luís (MA). Univ. Fed. Pará, Belém, 102 p. (Dissertação de Mestrado)
- BLAIR, T.C. & BILODEAU, W.L. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, **16**:517-520.
- BURKE, W.H., DENISON, R.E., HETHERINGTON, E.A., KOEPNICK, R.B., NELSON, H.F., OTTO, J.B. 1982. Variation of sea water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**:516-519.
- BURNE, R.V., BAULD, J., DE DECKER, P. 1980. Saline lake charophytes and their geological significance. *J.Sedim. Petrol.* **50**:281-293.
- CALVO, J.P., ALONZO ZARZA, A.M., GARCÍA DEL CURA, M.A. 1989. Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and sources areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **70**:199-214.
- CAMPBELL, D.F., ALMEIDA, L.A., SILVA, S.O. 1949. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. *Boletim do Conselho Nacional do Petróleo*, **1**: 1-160.
- CAMOIN, G., CASANOVA, J., ROUCHY, J.M., BLANC-VALERRON, M.M., DECONINCK, J.F. 1997. Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sedimentary Geology*, **113**:1-26.
- CAPUTO, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. University of California, Santa Barbara, 583 p. (Doctor of Philosophy Thesis)
- CARDOSO, R.N. 1963. Alguns conchostráceos mesozóicos do Brasil. *Bol. Soc. Bras. Geol.* **11**:271-288.
- CHAFETZ, H.S. & BUTLER, J.C. 1980. Petrology of recent caliche pisoliths, spherulites (after *Microcodium*) and speleothem deposits. *Sedimentology*, **27**:497-518.
- CHAFETZ, H.S. & FOLK, R.L. 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *J.Sedim.Petrol.*, **54**:289-316.
- CLAUER, N. 1986. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of evaporitic carbonates and sulphates from Miocene sediment cores in

- the Mediterranean Sea (D.S.D.P., Leg 13). *Sedimentology*, **23**: 133-140.
- CLEMMENSEN, L.B. 1978. Lacustrine facies and stromatolites from The Middle Triassic of East Greenland. *J. Sedim. Petrol.*, **48**: 1111-1128.
- COHEN, A.S. & THOUIN, C. 1987. Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology*, **15**: 414-418.
- CROWLEY, T.J. & NORTH, G.R. 1991. *Palaeoclimatology*. New York, Oxford University Press, p.155-170.
- DAM, G. & SURLIK, F. 1993. Cycles sedimentation in a large wave- and storm-dominated anoxic lake: Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. In H.W. POSAMENTIER, C.P. SUMMERHAYES, B.U. HAQ, G.P. ALLEN (eds.) *Sequence stratigraphy and facies associations*. Tulsa, Int. Ass. Sediment., p.419-450. (Spec. Publ., **18**)
- DEAN, W.E. & FOUCH, T.D. 1983. Lacustrine environment. In P.A. SCHOLLE, D.G. BEBOUT, C.H. MOORE (eds) *Carbonate depositional environments*. Tulsa, Am. Ass. Petrol. Geologist., p. 98-130. (Memoir **33**)
- DEMICCO, R.V. & HARDIE, L.A. 1994. *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. Tulsa, SEPM, 265 p. (Atlas series **1**)
- DEVLING, W.J., RUDOLPH, K.W., SHAW, C.A., EHMAN, K.D. 1993. The effect of tectonic and eustatic cycles on accommodation and sequence stratigraphic framework in the Upper Cretaceous foreland basin of southwestern Wyoming. In H.W. POSAMENTIER, C.P. SUMMERHAYES, B.U. HAQ, G.P. ALLEN (eds.) *Sequence stratigraphy and facies associations*. Tulsa, Int. Ass. Sediment., p.501-520. (Spec. Publ., **18**)
- DIAS, J.L. 1999. O andar Aptiano na margem leste do Brasil e as primeiras incursões e ingressões marinhas no Oceano Atlântico sul meridional. In SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO NO BRASIL, 5/ SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1. Serra Negra, Boletim... Rio Claro-UNESP, p. 3-9.
- DROMART, G., FERRY, S., ATROPS, F. 1993. Allochthonous deep-water carbonates and relative sea-level changes: the Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous of southeast France. In H.W. POSAMENTIER, C.P. SUMMERHAYES, B.U. HAQ, G.P. ALLEN (eds.) *Sequence stratigraphy and facies associations*. Tulsa, Int. Ass. Sediment., p.295-306. (Spec. Publ., **18**)
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W.E. HAM (ed.) *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, Am. Ass. Petrol. Geol., p.108-121. (Memoir **1**)
- EGGLESTON, J.R. & DEAN, W.E. 1976. Freshwater stromatolitic bioherms in Green Lake, New York. In M.R. WALTER (ed.)

- Stromatolites*. New York, Elsevier, p. 479-488. (Developments in Sedimentology 20)
- EINSELE, G. 1992. *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget*. Berlin, Springer-Verlag, 628p.
- EL TABAKH, M. & SCHREIBER, B.C. 1994. Lithologies and diagenesis of the lacustrine sediments of the Lockatong Formation (Upper Triassic) in the Newark Rift Basin. In A.J. LOMANDO, B. CHARLOTTE SCHREIBER, P.M. HARRIS (eds.) *Lacustrine reservoirs and depositional systems*. Tulsa, SEPM, p. 239-295. (Core Workshop 19)
- EL TABAKH, M., RICCIONI, R., SCHREIBER, C. 1997. Evolution of late Triassic rift basin evaporites (Passaic Formation): Newark Basin, Eastern North America. *Sedimentology*, **44**:767-790.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C.F. 1983. Subaerial exposures. In P.A. SCHOLLE, D.G. BEBOUT, C.H. MOORE (eds) *Carbonate depositional environments*. Tulsa, Am. Ass. Petrol. Geologists, p. 1-54. (Memoir 33)
- EUGSTER, H.P. & HARDIE, L. A. 1975. Sedimentation in an ancient playa-lake complex: the Wilkins Peak Member of Green river Formation of Wyoming. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **86**: 319-334.
- EUGSTER, H.P. & HARDIE, L. A. 1978. Saline Lakes. In A. LERMAN (ed.) *Lakes: chemistry, geology and physics*. Berlin, Springer-Verlag, p.237-293.
- EUGSTER, H.P. & KELTS, K. 1983. Lacustrine chemical sediments. In A. GOUDIE & K. PYE (eds.) *Chemical sediments and geomorphology*. London, Academic Press, p. 321-368.
- FAURE, G. & BARRETT, P.J. 1973. Strontium isotope composition of non-marine carbonate rocks from the Beacon Supergroup of the Transantarctic Mountains. *J.Sedim.Petrol.*, **43**:447-457.
- FEIJÓ, F.J. 1996. O início da livre circulação das águas do Oceano Atlântico. *Bol. Geoc. Petrobrás*, **10**:157-164.
- FERGUSON, J., BUBELA, B., DAVIES, P.J. 1978. Synthesis and possible mechanism of formation of radial carbonate ooids. *Chemical Geology*, **22**:285-308.
- FERNANDES, G. & DELLA PIAZZA, H. 1978. O potencial oleogenético da Formação Codó. *Bol. Técn. Petrobrás*, **21**:3-16.
- FERREIRA, C.S. & CASSAB, R.C.T. 1987. O gênero *Paranomia* Conrad 1850 (Mollusca-Bivalvia), no Cretáceo do Brasil: seu possível aproveitamento como fóssil-guia. In CONGRESSO BRASILEIRO PALEONTOLOGIA, **10**. Rio de Janeiro. Anais... SBP, v.2, p.471- 477.

- FOLK, R.L. & PITTMAN, J.S. 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. *J. sedim. Petrol.*, **41**:1045-1058.
- FRANÇOLIN, J.B.L. & SZATMARI, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:196-207.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E., GÓMEZ-FERNÁNDEZ, J.C., MELÉNDEZ, N. 1991. Carbonate and coal deposition in an alluvial-lacustrine setting: Lower Cretaceous (Weald) in the Iberian Range (east-central Spain). In P. ANADÓN, LL. CABRERA & K. KELTS (eds) *Lacustrine facies analysis*. Int. Ass. Sediment., p.57-74. (Spec. Publ., **13**)
- GÓES, A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba*. Universidade de São Paulo, São Paulo, 171 p. (Tese de Doutorado)
- GÓES, A.M. & COIMBRA, A.M. 1996. Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém, Boletim... SBG/Núcleo Norte, p.186-187.
- GÓES, A.M. & ROSSETTI, D.F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú. In D.F. ROSSETTI, A.M. GÓES, W. TRUCKENBRODT (eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís Grajaú*. No prelo.
- GÓES, A.M., ROSSETTI, D.F. & COIMBRA, A.M. 1999. A Bacia do Grajaú, estado do Maranhão, Brasil. In SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO NO BRASIL, 5/ SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1. Serra Negra, Boletim... Rio Claro-UNESP, 255-259.
- GORE, P.J.W. 1989. Toward a model for open- and closed-basin depositional in ancient lacustrine sequences: the Newark Supergroup (Triassic-Jurassic), Eastern North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **70**:29-51.
- HARDIE, L.A. 1984. Evaporites: marine or non-marine? *American Journal of Science*, **284**:193-240.
- HARDIE, L.A., BOSSELINI, A. & GOLDHAMMER, R.K. 1986. Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 10^4 year scale. *Paleoceanography*, **1**:447-457.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G. ST. C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. 1988. *Sea level changes: an integrated approach*. Tulsa, SEPM, p. 71-108. (Spec. Publ., **42**)
- HART, B.S. & PLINT, A.G. 1993. Origin of an erosion surface in shoreface sandstones of the Kakwa Member (Upper

- Cretaceous Cardium Formation, Canada): importance for reconstruction of stratal geometry and depositional history. In H.W. POSAMENTIER, C.P. SUMMERHAYES, B.U. HAQ, G.P. ALLEN (eds.) *Sequence stratigraphy and facies associations*. Tulsa, Int. Ass. Sediment., p.451-468. (Spec. Publ., **18**)
- HASHIMOTO, A.T., APPI, C.J., SOLDAN, A.L. and CERQUEIRA, J.R. 1987. O Neo-Alagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambiental. *Rev. Brasil. Geociências*, **17**: 118-122.
- HOVORKA, S.D., KNAUTH, L.P., FISHER, R.S. and GAO, G. 1993. Marine to nonmarine facies transition in Permian evaporites of the Palo Duro basin, Texas: geochemical response. *Geological Society of America Bulletin*, **105**: 1119-1134.
- KAHLE, C.F. 1974. Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *J. sedim. Petrol.*, **44**:30-39.
- KAZMIERCZAK, J., COLEMAN, M.L., GRUSZCZYNSKI, M., KEMPE, S. 1996. Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestone in ancient seas. *Acta Palaeontologica Polonica*, **41**:319-338.
- KENDALL, A.C. 1992. Evaporites. In R.G.WALKER & N.P.JAMES (eds) *Facies models: response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, p.375-409.
- KENDALL, C.G.St.C. & SCHLAGER, W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geology*, **44**:181-212.
- KERR, S.D. & THOMSON, A. 1963. Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New Mexico. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **47**:1726-1732.
- LENOBLE, J.L. & CANÉROT, J. 1993. Sequence stratigraphy of the Clansayesian (uppermost Aptian) formations in the western Pyrenees (France). In H.W. POSAMENTIER, C.P. SUMMERHAYES, B.U. HAQ, G.P. ALLEN (eds.) *Sequence stratigraphy and facies associations*. Tulsa, Int. Ass. Sediment., p.451-468. (Spec. Publ., **18**)
- LIMA, E.A.M. & LEITE, J.F. 1978. *Projeto Global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração geológica e metalogenética: Rel.Final Etapa III*. DNPM/CPRM. Recife, v.16.
- LIMA, M.R. 1982. Palinologia da Formação Codó na região de Codó, Maranhão. *Bol. Inst. Geociências USP*, **13**:43-134.
- LIMA, M.R. 1983. Paleoclimatic reconstruction the brazilian Cretaceous based on palynological data. *Rev. Bras. Geoc.*, **13**:223-228.

- LIMA, R.D. & ROSSETTI, D. F. 1999. Depositional facies in Late Cretaceous-?Lower Tertiary deposits from northwestern Maranhão State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:237-244.
- LIRO, L.M. 1993. Sequence stratigraphy of a lacustrine system: upper Fort Union Formation (Paleocene), Wind River Basin, Wyoming, U.S.A. In P.WEIMER & H.W.POSAMENTIER (eds) *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. Tulsa, Am. Ass. Petrol. Geologists, p.317-333. (Memoir **58**)
- LISBOA, M.A.R. 1914. The Permian geology of northern Brazil. *American Journal of Science*, **177**:425-442.
- LOWENSTEIN, T.K. 1988. Origin of depositional cycles in a Permian "saline giant": the Salado (McNutt zone) evaporites of New Mexico and Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**:592-608.
- MAISEY, J.G. 1991. An ocean is formed. In J.G. MAISEY (ed.) *Santana fossils: an illustrated atlas*. Neptune City, T.F.H. Publications, p.44-56.
- MARTEL, A.T. & GIBLING, M.R. 1991. Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia Canada. In P.ANADÓN, LL.CABRERA, K. KELTS (eds) *Lacustrine facies analysis*. Int. Ass. Sediment., p.223-244. (Spec. Publ., **13**)
- MASSON, P.H. 1955. An occurrence of of gypsum in southwest Texas. *J.Sedim.Petrol.*, **25**:72-77.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C.P. 1964. Maranhao paleozoic basin and cretaceous coastal basins, north Brazil. *Bulletin of Am. Ass. Petrol. Geologists*, **48**:1475-1512.
- MONTY, C.L.V. & HARDIE, L.A. 1976. The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. In M.R. WALTER (ed.) *Stromatolites*. New York, Elsevier, p.447-477. (Developments in sedimentology, **20**)
- MURPHY, D.H. & WILKINSON, B.H. 1980. Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, **27**:123-135.
- NEUMANN, V.H.M.L. 1999. *Estratigrafía, sedimentología, geoquímica y diagénesis de los sistemas lacustres aptienses-albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil)*. Universitat de Barcelona, Barcelona, 234 p. (Tese de Doutorado)
- NEUMANN, A.C. & LAND, L.S. 1975. Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *J. sedim. Petrol.* **45**:763-786.
- OLSEN, P.E. 1984. Periodicity of lake-level cycles in the Late Triassic Lockatong Formation in the Newark Basin (Newark Supergroup, New Jersey and Pennsylvania). In A.L. BERGER, J. IMBRIE, J. HAYS, G. KUKLA, B. SALZTMAN (eds.)

- Milankovitch and climate, part 1*. Dordrecht, Reidel Publ. Co., p.129-146.
- OLSEN, P.E. 1986. A 40-million-year lake record of Early Mesozoic orbital climatic forcing. *Science*, **234**:842-848.
- ORTÍ, F. & ROSELL, L. 2000. Evaporative systems and disgenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, Central Spain). *Sedimentology*, **47**:665-685.
- OSTERKAMP, W.R. & WOOD, W.W. 1987. Playa-lake basin on the southern high plains of Texas and New Mexico: Part I. Hydrologic, geomorphic and geologic evidence for their development. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**:215-223.
- PAZ, J.D.S. & ROSSETTI, D.F. 1999. Análise faciológica da Formação Codó (Aptiano superior) na região de Codó (MA), leste da Bacia do Grajaú. In SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO NO BRASIL, 5/ SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1. Serra Negra, Boletim... Rio Claro-UNESP, p.201-206.
- PETRI, S. 1983. Brazilian cretaceous paleoclimatics: evidences from clay minerals, sedimentary structures and palynomorphs. *Rev. Bras. Geoc.*, **13**:215-222.
- PETRI, S. & CAMPANHA, V.A. 1981. Brazilian continental cretaceous. *Earth-Science Reviews*, **17**:69-85.
- PINTO, I.D. & ORNELLAS, L.P. 1974. New cretaceous hemiptera (insects) from Codó Formation - Northern Brazil. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, Anais... SBG, p.289-304.
- PLATT, N.H. 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin. *Sedimentology*, **36**:665-684.
- PLATT, N.H. & WRIGHT, V.P. 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distribution and hydrocarbon aspects. In P. ANADÓN, LL. CABRERA, K. KELTS (eds) *Lacustrine facies analysis*. Tulsa, Int. Ass. Sediment., p.57-74. (Spec. Publ., **13**)
- READING, H.G. (ed.) 1996. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell, 688p.
- REGALLI, M.S.P. & SILVA SANTOS, P.R. 1999. Palinoestratigrafia e geocronologia dos sedimentos albo-aptianos das bacias de Sergipe e de Alagoas, Brasil. In SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO NO BRASIL, 5/ SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1. Serra Negra, Boletim... Rio Claro-UNESP, p.411-420.
- RIDING, R. 1979. Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries Crater, Upper Miocene, southern Germany. *Sedimentology*, **26**:645-680.
- RIDING, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms.

- Sedimentology*, **47**: 179-214. (Supplement 1 - Millenium edition)
- RISACHER, F. & EUGSTER, H.P. 1979. Holocene pisoliths and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Grandes, Bolivia. *Sedimentology*, **26**:253-270.
- ROBERTS, S.M., SPENCER, R.J., LOWENSTEIN, T.K. 1994. Late Pleistocene saline lacustrine sediments, Badwater Basin, Death Valley, California. In A.J. LOMANDO, B. CHARLOTTE SCHREIBER, P.M. HARRIS (eds.) *Lacustrine reservoirs and depositional systems*. Tulsa, SEPM, p. 61-104. (Core Workshop **19**)
- RODRIGUES, R. 1995. *A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba*. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 225p. (Tese de doutorado).
- RODRIGUES, T.L.N., FAVILA, C.A.C., CANIZZATO, E., VERÍSSIMO, L.S. 1994. Programa de levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Folha SB-23-X-A (BACABAL). C.P.R.M., 124 p.
- ROSSETTI, D.F. 1996. Sequence stratigraphy of two estuarine valley fills: the Upper Itapecuru Formation in the São Luís Basin, northern Brazil. *Acta Leopoldensia*, **19**:111-126.
- ROSSETTI, D.F. 1997a. Internal architecture of mixed tide and storm-influenced deposits: an example from the Alcântara Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **114**:163-188.
- ROSSETTI, D.F. 1997b. Facies analyses of the Lower Sucession of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, northern Brazil. In M.L.Costa & R.Angelica (eds) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Falangola, p. 241-283.
- ROSSETTI, D.F. 1998. Facies architecture and sequential evolution of incised valley estuarine fills: the Upper Itapecuru Formation (São Luís Basin), northern Brazil. *J.Sediment.Research*, **68**:299-310.
- ROSSETTI, D.F. 1999. Soft-sedimentary deformational structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidences for paleosismicity. *Sedimentology*, **46**:1065-1081.
- ROSSETTI, D.F. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú, meio norte do Brasil. In D.F. ROSSETTI, A.M. GÓES, W. TRUCKENBRODT (eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís Grajaú*. No prelo.
- ROSSETTI, D.F. & TRUCKENBRODT, W. 1997. Classificação estratigráfica para o Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luís, MA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **9**:31-43. (Série Ciências da Terra)

- ROSSETTI, D.F. & GÓES, A.M. 2000. Deciphering the sedimentological imprints of paleoseismic events: an example from the Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **135**: 137-156.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W., ANAISSE, J.J. 2000a. Large-scale scour-and-fill structure in the late Albian to Cenomanian of the Grajaú Basin, northern Brazil: evidence of storm process. *Sedimentology*, **47**:309-324.
- ROSSETTI, D.F., PAZ, J.D., GÓES, A.M., MACAMBIRA, M. 2000b. A marine versus non-marine origin for the Aptian-Albian evaporites of the São Luís and Grajaú basins, Maranhão state (Brazil) based on sequential analysis. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:642-645.
- ROBERTS, S.M., SPENCER, R.J., LOWENSTEIN, T.K. 1994. Late pleistocene saline lacustrine sediments, Badwater Basin, Death Valley, California. In A.J. LOMANDO, B. CHARLOTTE SCHREIBER & P.M. HARRIS (eds.) *Lacustrine reservoirs and depositional systems*. Tulsa, SEPM, p.61-104. (Core Workshop, **19**)
- RYANG, W.H. & CHOUGH, S.K. 1997. Sequential development of alluvial/lacustrine system: southeastern Eumsung Basin (Cretaceous). *J.Sedim.Research*, **B67**:274-285.
- SAGRI, M., ABBATE, E., BRUNI, P. 1989. Deposits of ephemeral and perennial lakes in the Tertiary Daban Basin (Northern Somalia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **70**:225-233.
- SALVANY, J.M., MUÑOZ, A., PÉREZ, A. 1994. Nonmarine evaporitic sedimentation and associate diagenetic process of the southwestern margin of the Ebro Basin (Lower Miocene), Spain. *J. Sedim. Petrol.*, **A64**:190-203.
- SANDBERG, P.A. 1975. New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, **22**: 497-538.
- SANTOS JÚNIOR, A.E.A. 2000. *Argilominerais de depósitos cretáceos da Bacia do Grajaú, região de Codó*. Centro de Geociências, Univ. Fed. do Pará, Belém, 32p. (Trabalho de Conclusão de Curso)
- SANTOS, R.S. & VALENÇA, J.G. 1968. A Formação Santana e sua paleoichtiofauna. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**:339-360.
- SCHREIBER, B.C., SMITH, D. & SCHREIBER, E. 1981. Spring peas from New York State: nucleation and growth of fresh water hollow oolites and pisoliths. *J.Sedim.Petrol.*, **51**:1341-1346.
- SCOTT, R.W., FROST, S.H., SHAFFER, B.L. 1988. Early cretaceous sea-level curves, Gulf Coast and Southeastern Arabia. In C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST. C. KENDALL, H.W.

- POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (eds.) *Sea level changes: an integrated approach*. Tulsa, SEPM, p. 275-284. (Spec. Publ. 42)
- SILVA, M.A.M. 1986a. Lower Cretaceous uncorformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:306-310.
- SILVA, M.A.M. 1986b. Lower Cretaceous sedimentary sequences in the Basin, Northeastern Brazil: a revision. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:311-319.
- SILVA-TELLES JR., A.G. 1996. *Estratigrafia de Seqüências de Alta Resolução do Membro Coqueiros da Formação Lagoa Feia (Barremiano?/Aptiano da Bacia de Campos-Brasil)*. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 2v., 268 p.
- SMOOT, J.P. & OLSEN, P.E. 1994. Climatic cycles as sedimentary controls of rift-basin lacustrine deposits in the Early Mesozoic Newark Basin based on continuous core. In A.J. LOMANDO, B. CHARLOTTE SCHREIBER & P.M. HARRIS (eds.) *Lacustrine reservoirs and depositional systems*. Tulsa, SEPM, p. 201-237. (Core Workshop 19)
- SPECHT, R.W. & BRENNER, R.L. 1979. Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in Upper Jurassic epicontinental mudstones, East-Central Wyoming. *J. Sedim. Petrol.*, **49**:1307-1322.
- SPENCER, R.J. & LOWENSTEIN, T.K. 1990. Evaporites. In I.A. MACILREATH & D.W. MORROW (eds.) *Diagenesis*. St. Johns, New Foundlands, Geological Association of Canada, p.141-163. (Geosciences Canada Reprint Series 4)
- STEWART, A.J. 1979. A barred-basin marine evaporite in the Upper Proterozoic of the Amadeus Basin, central Australia. *Sedimentology*, **26**:33-62.
- STOCKMAN, K.W., GINSBURG, R.N., SHINN E.A. 1967. The production of lime mud by algae in south florida. *J.Sedim. Petrol.*, **37**:633-648.
- SURDAM, R.C. & WOLFBAUER, C.A. 1975. Green River Formation, Wyoming: a playa-lake complex. *Bulletin of Geological Society of America*, **86**:335-345.
- SZATMARI, P., FRANÇOLIN, J.B.L., ZANNOTTO, O., WOLFF, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:180-188.
- TALBOT, M.R. & ALLEN, P.A. 1996. Lakes. In H.G. READING (ed.) *Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy*. 3 ed. Oxford, Blackwell, p.83-124.
- TUCKER, M.E. 1991. *Sedimentary Petrology*. Oxford, Blackwell, 260p.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford, Blackwell, 482p.

- UESUGUI, N. 1987. Posição estratigráfica dos evaporitos da Bacia Sergipe-Alagoas. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:131-134.
- VIVIERS, M.C. & REGALLI, M.S.P. 1987. Estudo paleoambiental preliminar do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:123-130.
- WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds) 1992. *Facies models: response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, 409p.
- WARREN, J.K. 1982. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, **29**:609-637.
- WELLS, N. 1983. Carbonate deposition, physical limnology and environmentally-controlled chert in Palaeocene-Eocene Lake Flagstaff, central Utah. *Sediment. Geol.*, **35**:263-296.
- WEST, I.M. & HILMY, M.E. 1979. Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt. *Geology*, **7**:354-358.
- WRIGHT, V.P. & BURCHETTE, T.P. 1996. Shallow water carbonates environments. In H.G. Reading (ed.) *Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy*. 3 ed. Oxford, Blackwell, p.325-394.
- ZANNOTTO, O. & SZATMARI, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção ocidental da margem norte brasileira, Bacia do Pará-Maranhão. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:189-197.