

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

JOÃO PAULO BORGES GOMES

**SIMULAÇÃO DE PROCESSOS DEPOSICIONAIS:
CARACTERIZAÇÃO DE DOIS CICLOS DE ALTA FREQUÊNCIA DA
SEQUÊNCIA BALBUENA IV, BACIA DO NOROESTE ARGENTINO**

Dissertação de Mestrado

ORIENTADORA: Prof^a. Dr^a. Valesca Brasil Lemos

**Comissão examinadora: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer (UFRGS)
Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)
Dr^a. Rita Parisi Conde Pozzi (PETROBRAS)**

Porto Alegre - 2013

Gomes, João Paulo Borges

Simulação de processos deposicionais: caracterização de dois ciclos de alta frequência da sequência Balbuena IV, Bacia do Noroeste Argentino. / João Paulo Borges Gomes. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2013.

[225 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientadora: Prof^a. Dra. Valesca Brasil Lemos

1. Processo Depositional. 2. Estromatólito. 3. Carbonato. 4. Modelo Geológico. I. Título.

1 CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO

Biblioteca Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun CRB 10/1113

AGRADECIMENTOS

Agradecer a todos que contribuíram na construção desta dissertação não é tarefa fácil. O risco do agradecimento seletivo não está na inclusão de pessoas, mas na decisão de quem não mencionar. Assim, aos meus amigos que, de alguma forma contribuíram com atenção, paciência e até com sugestões efetivas para a realização deste trabalho, gostaria de expressar minha profunda gratidão.

Como este espaço está reservado para a seletividade, começarei do início. Meu maior agradecimento é dirigido aos meus pais, pelo contínuo apoio em todas as etapas anteriores a este momento, ensinando-me, principalmente, a importância da persistência e coerência nos meus próprios valores. Agradeço ainda a todos os meus familiares que de forma muito carinhosa me incentivaram.

Na minha seleção, no âmbito acadêmico, agradeço a professora Valesca pela consideração de ter aceitado a orientação de minha dissertação e por ter provido com seriedade todas as incumbências que este trabalho exige.

Por fim, no âmbito da indústria, devo também começar do início. Agradeço a Petrobras por patrocinar e disponibilizar toda a infraestrutura necessária para a realização desta dissertação. Além de permitir o regime de trabalho parcial, entendendo a importância no desenvolvimento de pesquisa na melhoria da qualidade técnica dos seus profissionais.

Agradeço a todos os gerentes (Carlos Henrique de Lima Bruhn, Anelise Quintão Lara, Mauro Koji Mihaguti e Tiago Rosa Homem) que passaram por mim nestes anos, não só permitindo o desenvolvimento desta pesquisa, mas sempre o incentivando. Adiciono, ainda, a equipe de reservatório do Pré-sal da Bacia de Santos por aliviar a minha carga de trabalho e criar um ambiente tranquilo e agradável durante o desenvolvimento desta dissertação.

Incluo na minha lista seletiva os geólogos da Petrobras que mantiveram acesa em mim o entusiasmo da pesquisa, com trocas de idéias e ensinamentos que acabaram por permear o meu trabalho. Em especial, Ricardo Lykawka, Ednilson Bento-Freire, Eduardo Borges Rodrigues, Gerson José Salamoni Terra, Guilherme P. Raja Gabaglia, Eduardo Romers, Saulo Pedrinha, Eveline Ellen Zambonato e Paulo Augusto Moretti Junior.

A todos, o meu mais sincero obrigado!

RESUMO

A sequência Balbuena IV (Paleoceno), topo da Formação Yacoraite, foi depositada em ambiente lacustre do tipo “*ballanced-fill*” na porção central da Sub-bacia de Metán-Alemania – Salta – Argentina, com episódicas conexões marinhas. As suas sequências estratigráficas foram interpretadas por Bento-Freire (2012) em níveis hierárquicos de 3^a, 4^a e 5^a ordens.

Os principais objetivos da presente dissertação são: detalhar duas destas sequências de 5^a ordem (intervalos “Planar” e “Beira Rio”) com foco na compreensão da variação faciológica e dos controles deposicionais e estratigráficos e construir modelos tridimensionais de fácies por meio da simulação de processos deposicionais e estratigráficos (*forward model*).

Com este intuito, incorporaram-se estudos petrográficos de lâminas delgadas bem como descrições macroscópicas na classificação de onze fácies (oito carbonáticas, duas mistas e uma siliciclástica) que agrupadas formam seis associações de fácies: lacustres siliciclásticas profundas, lacustres mistas rasas, lacustres bioconstruídas de alta energia, lacustres de bancos calcários, lacustres bioconstruídas de baixa energia e palustres.

A sucessão vertical das associações de fácies foi utilizada para a interpretação das sequências de 5^a ordem, enquanto que as repetições das fácies que as compõe foram interpretadas como sequências de 6^a ordem. Confeccionou-se, assim, uma curva de variação do nível do lago com o tempo para um determinado ponto da bacia que contemplou a influência do ciclo de 5^a ordem na organização da 6^a ordem.

Análises variográficas da distribuição espacial de fácies, associações de fácies e proporções de fácies permitiram estimar a continuidade dos corpos deposicionais para cada variável. Com isso, interpretou-se que estes corpos são alongados na direção noroeste-sudeste ou simétricos.

Por fim, todas as análises acima citadas possibilitaram a construção do modelo tridimensional de fácies através da simulação dos processos deposicionais e estratigráficos estabelecidos no software Dionisius. Desta forma, foi possível avaliar não só o limite de resolução vertical na modelagem de fácies carbonáticas como também avaliar a sua importância em testar modelos conceituais. Constatou-se que a variação na curva do nível relativo do lago controlaria a posição espacial das fácies e o espaço disponível para o seu crescimento, determinando, ainda, a geometria das fácies carbonáticas geradas. No entanto, para honrar as diferentes espessuras medidas nos afloramentos é necessário considerar também variações espaciais da taxa de produtividade de crescimento carbonático. As fácies siliciclásticas e mistas possuem controle climático. Todavia, sofrem influência das mudanças na curva do nível relativo do lago pelo retrabalhamento por ondas.

O entendimento da variação das fácies de origem microbiana nesta escala estudada permite prever e detalhar sua distribuição espacial. Essa abordagem é crucial na modelagem tridimensional dos reservatórios produtores de hidrocarboneto que possuem a mesma natureza. Assim, no contexto da produção de petróleo, a previsão da localização espacial de litologias que podem configurar barreiras ao fluxo de fluidos ou propiciar a canalização de água de injeção é de extrema relevância no plano de desenvolvimento do campo.

ABSTRACT

The Balbuena IV sequence (Paleocene) was developed under balanced-fill lacustrine conditions with episodic marine connections in the central portion of the Sub-basin Metán-Alemania. Three orders of cyclicity (3rd, 4th, 5th orders) have been described by Bento-Freire (2012). The main goal of the present study is to detail two 5th order sequences (Planar and Beira Rio) and to understand facies variation, depositional and stratigraphic controls. These interpretations had been subject to forward modeling.

Petrographic thin sections and macroscopic descriptions were used not only to determine 11 facies (8 carbonate, 2 hybrids and 1 siliciclastic) but also for the definition of 6 facies associations: deep lacustrine siliciclastic, shallow lacustrine carbonate and siliciclastic mixed, high energy lacustrine bioconstruction, lacustrine limestone banks, low energy lacustrine bioconstruction and palustrine.

The 5th order sequence comprises a vertical facies association succession while the 6th order sequence was evaluated for its bed cyclicity. A lake level variation with time curve for a given location at the basin was proposed to illustrate the 5th order sequence influence over the 6th order organization.

Variography analysis of the facies spatial distribution, associations and proportions allowed an estimative of the depositional bodies continuity for each variable, which are interpreted as northwest-southeast elongated or symmetrical.

The stratigraphic and depositional processes interpretation served as input to the Dionisius 3D model. The vertical resolution limit for the carbonate facies as well as the stratigraphical conceptual model applicability were tested. The relative lake level curve variation control facies spatial distribution and the stromatolite geometry. However, to honor the outcrops facies thickness measured was also necessary to take into account the carbonate productivity rate. The siliciclastic and mixed facies have prior climatic control. Nevertheless, the water depth variation has significant impact for the reworking facies.

The understanding of microbial facies variation at a high frequency scale is a role key into 3D modeling of oil production reservoirs. The model predictability of potential flow barriers or fluid channeling paths is extremely relevant for the oil industry fields developments plans.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Mapa de localização da Bacia de Salta e das sub-bacias (pontilhado verde) que a compõem. A Sub-bacia de Metán-Alemania (a sul) é a área de concentração do presente estudo (mapa da bacia construído com base em Hernández *et al.* (1999) e Gómez Omil & Boll (2005)).....1
- Figura 1.2:** Mapa de acesso à região de trabalho na área do Dique Cabra Corral e adjacências, Província de Salta (Mapa de relevo - fonte: Google® Maps Brasil). O retângulo em vermelho no mapa de coordenadas (borda direita inferior da figura) representa toda a área apresentada no mapa de relevo (imagem maior na parte superior da figura), enquanto que os quadrados em amarelo (indicados sobre o retângulo vermelho e no mapa de relevo) correspondem à área deste trabalho. Modificado de Bento-Freire (2012).....5
- Figura 2.1:** Coluna cronoestratigráfica simplificada da Bacia do Grupo Salta com a divisão dos subgrupos Pirgua, Balbuena e Santa Bárbara. Legenda: P (Período), E (Época), R.T. (Regime Tectônico), Q (Quaternário) e Ma (milhões de anos) (Modificado de GÓMEZ OMIL e BOLL, 2005).....7
- Figura 2.2:** Perfil estratigráfico do afloramento Lomito mostrando os principais intervalos carbonáticos e sua designação genérica utilizada para o reconhecimento em campo. (Modificado de Bento-Freire, 2012). Os quadrados vermelhos destacam os intervalos detalhados nesta dissertação9
- Figura 2.3:** Dois afloramentos da Sequência Balbuena IV na região do Dique Cabra Corral mostrando a mesma organização estratigráfica ao longo de 5,6 km. No afloramento Viñuales (1), as sequências de topo (acima da camada carbonática guia “Beira Rio”) não afloram. Notar o período úmido da Sequência Balbuena IV caracterizado por espessos intervalos lamosos localizados acima do “Marco Maradona”. Abaixo deste, encontram-se as sequências do período de seca, mostrando o predomínio de carbonatos sobre os sedimentos lamosos e a camada Planar. (Modificado de Bento-Freire 2012).....10
- Figura 2.4:** Mapa de localização dos pontos detalhados (mapa inferior) e de controle na Bacia de Salta (mapa superior a esquerda). Os números referentes a posição dos afloramentos são detalhados no Quadro 2.2. Na área do lago do Dique Cabra Corral foram levantados 22 pontos com perfil estratigráfico. (Google maps® 2012).....13
- Figura 2.5:** Foram levantados três perfis estratigráficos (equidistantes de 1 m) com o intuito de quantificar a variação faciológicas na escala métrica. Com isso, pode-se analisar as proporções de fácies por afloramento para interpretação do ambiente deposicional e do paleorelevo. Exemplo ilustrado da camada Beira Rio do afloramento Viñuales.....14
- Figura 2.6:** Exemplo da descrição dos perfis estratigráficos levantados em campo (afloramento Mirador Escarpa). No perfil descrito em campo é possível manter uma riqueza de estruturas e detalhes por meio de desenhos livres que não são passíveis de representação no *software* de armazenagem.....15
- Figura 2.7:** Sequência típica depositada no período úmido (englobando a camada Beira Rio – Bento-Freire, 2012). As 31 amostras coletadas para petrografia são mostradas na posição estratigráfica. Os diferentes símbolos referem-se ao nome dado aos afloramentos (AB ou JA ou ABL ou AM - Ablomé; BG – Bahia Gabriel; JDC ou DI – Dique Compensador; HD - Hotel del Dique; LM ou JLM – Lomito; ME – Mirador Escarpa; V –Viñuales). Baseado na classificação de Logan (1964), detalhada no capítulo 5, as divisões dos estromatólitos em SH-C (*stacked hemispheroids with constant basal radius*), LLH-C (*close lateral linkage of hemispheroids*), LLH-S (*spaced lateral linkage of hemispheroids*) e SH-V (*stacked hemispheroids with variable basal radius*).....16
- Figura 2.8:** Sequência típica depositada no período seco (engloba a camada Planar – Bento-Freire, 2012). As 48 amostras coletadas para petrografia são mostradas na posição estratigráfica. Os diferentes símbolos referem-se ao nome dado aos afloramentos (AB ou JA ou ABL - Ablomé; BG – Bahia Gabriel; CEA ou JC- Cedamavi Espejo Alto; JDC ou DI – Dique Compensador; EGS –

Ensenada Guachipas Sul; FRBE – Finca Del Retiro Bajo Espejo; LE ou JL – Lomito Espejo; JQS ou QS – Quebrada Sola; ME – Mirador Escarpa; JRO ou RO – Reta de las Olas; V ou JV –Viñuales). Baseado na classificação de Logan (1964), detalhada no capítulo 5, as divisões dos estromatólitos em SH-C (*stacked hemispheroids with constant basal radius*), LLH-C (*close lateral linkage of hemispheroids*), LLH-S (*spaced lateral linkage of hemispheroids*) e SH-V (*stacked hemispheroids with variable basal radius*).....17

Figura 2.9: Posição estratigráfica das 13 amostras coletadas para análise química. **A)** intervalo Planar; **B)** intervalo Beira Rio. Os diferentes símbolos referem-se ao nome dado aos afloramentos (JDC – Dique Compensador; JV – Viñuales). A partir da classificação de Logan (1964), detalhada no capítulo 5, as divisões dos estromatólitos em SH-C (*stacked hemispheroids with constant basal radius*), LLH-C (*close lateral linkage of hemispheroids*), LLH-S (*spaced lateral linkage of hemispheroids*) e SH-V (*stacked hemispheroids with variable basal radius*), LAM (lamito), MUD (*mudstone*), GSTo (grainstone oolítico), PCKga (packstone com grãos agregados), GSTga (grainstone com grãos agregados), ARNh (arenito híbrido), ARNhflaser (arenito híbrido com acamadamento flaser)..... 18

Figura 3.1: Sistema distensional de riftes cretácicos e de bacias de intra-arco desenvolvidos durante o Ciclo Patagônico (Keidel, 1921) na porção centro-sul da Placa Sulamericana, com destaque para o sistema rifte do Grupo Salta (destacado em amarelo) (Modificado de RAMOS, 1999).....25

Figura 3.2: Principais feições estruturais e tectônicas do rifte cretácico da Bacia do Grupo Salta. Notar, em amarelo, os diversos depocentros que subdividem a bacia em várias sub-bacias, separadas pelos principais umbrais aqui representados (Modificado de Sabino, 2004).....27

Figura 3.3: Seções estratigráficas (*Datum*: topo da primeira fase *sag* (Fm. Yacoraite – Balbuena IV)) na Sub-bacia de Metán-Alemania: (A) Seção enfatizando a espessura dos depósitos sin-rifte em relação ao intervalo *sag*. (B) Detalhe da morfologia suave e não falhada da seção final da fase *sag* (Balbuena III+IV) (Modificado de BENTO-FREIRE, 2012). Legenda: P-Є = Pré-Cambriano; Ord = Ordoviciano.....29

Figura 3.4: Limites deposicionais da 1ª etapa *sag* do Grupo Salta, com destaque para os depocentros das principais sub-bacias que compõem o rifte do noroeste argentino (Modificado de BENTO-FREIRE, 2012).....30

Figura 3.5: Linha sísmica em tempo enfatizando as diversas fases tectônicas que afetaram a Bacia de Salta na região de Lomas de Olmedo, flanco sul. Escala vertical em segundos. (Modificado de Disalvo *et al.*, 2005 *apud* Candido, 2007).....31

Figura 4.1: Disposição dos depósitos da primeira fase *sag* (Subgrupo Balbuena – formações Yacoraite e Lecho) na Bacia de Salta sobre os depósitos da fase sin-rifte (Subgrupo (Sg.) Pigua – Formação (Fm.) Los Blanquitos). Notar a continuidade horizontal dos estratos. A dimensão da linha pontilhada na horizontal é de cerca de 900 m e a altura do paredão no seu ponto mais alto atinge aproximadamente 300m. (Modificado de Bento-Freire, 2012)34

Figura 4.2: Disposição das sequências Balbuena I a IV no afloramento de Jueya (Província de Jujuy). As idades marcadas têm como base os estudos de Hernández *et al.* (1999), Marquillas *et al.* (2007) e Pimentel *et al.* (2012). A espessura desde a base da Sequência Balbuena I até o topo da Sq. Balbuena IV é de 180 m e a altura máxima do afloramento é de 120 m (Idade em Ma = milhões de anos. (Modificado de Bento-Freire, 2012).....36

Figura 4.3:Visão geral da Sequência Balbuena IV na região do Dique Cabra Corral. Notar a porção inferior com menor presença de fácies lamosas intercaladas com as fácies carbonáticas em relação à porção superior. A imagem foi verticalizada em relação à posição original (notar a via asfáltica que se encontra inclinada e que é originalmente horizontal na área) para se ajustar ao perfil estratigráfico com o gama espectral levantado no afloramento de Cedamavi, mostrando a perfeita correlação dos níveis. (Afloramento Viñuales) (Modificado de Bento-Freire, 2012).....39

- Figura 4.4:** Reconstrução dos continentes Sulamericano e Africano durante o período da passagem K/T, mostrando a localização da Bacia de Salta. Notar que a porção norte da bacia, por este modelo, estaria diretamente influenciada pelo corredor marinho que entrava pelo norte da região (Modificado de Blakey, 2011).....40
- Figura 4.5:** Influência marinha inferida a partir dos dados paleontológicos e isotópicos para as principais sub-bacias do Grupo Salta durante a geração e deposição dos carbonatos da Supersequência Balbuena. Notar que a Sub-bacia de Metán-Alemania é tipicamente lacustre sem contribuição marinha direta durante a fase de desenvolvimento carbonático (Modificado de Bento-Freire 2012).....41
- Figura 4.6:** Foto aérea do Vale Grande na região da Serra da Calilegua (noroeste da Sub-bacia Lomas de Olmedo) onde pode ser observada a estratigrafia do Grupo Salta. Notar o intenso fraturamento vertical dos carbonatos da Formação Yacoraité (principal reservatório de hidrocarbonetos na região), cuja espessura na fotografia atinge 250 m. Legenda: PZ - Subgrupo Pirgua (Imagem extraída de Disalvo *et al.* (2002), página 721, Figura 4).....44
- Figura 5.1: A)** A seta azul mostra a fácies LLH-S no afloramento Ablomé; **B)** A seta verde mostra a fácies LLH-S no afloramento Mirador Escarpa, onde pode se verificar a sua grande continuidade lateral.....54
- Figura 5.2: A)** Na lâmina delgada confeccionada com amostra do afloramento Reta de Las Olas a seta azul indica pelóides com granulometria areia fina em uma matriz micrítica, com matéria orgânica. A seta verde aponta para laminação; **B)** Na lâmina delgada confeccionada com amostra do mesmo afloramento Reta de Las Olas pode se ver as mesmas estruturas descritas no item A, porém, com formato côncavo das laminações; **C e D)** A seta verde mostra lâminas com material micrítico e cristais de dolomita. A seta azul aponta para nível com crescimento de calcita espática; **E e F)** É comum a presença de bioclastos de ostracodes em matriz micrítica de composição carbonática e siliciclástica acima de lâmina de calcrete (seta azul). Notam-se, ainda, estruturas alveolares posteriormente preenchidas, a qual indicaria pedogênese (seta verde); **G e H)** Na lâmina delgada confeccionada com amostra do afloramento Lomito Espejo, a seta verde aponta para lâminas com cristais de calcita espática e a seta azul indica lâmina com material micrítico; **I)** detalhe da lamina mostrada em G) e **J)** detalhe da lâmina mostrada em H). Notar a extinção, lembrando a do esferulito (seta azul). As figuras C a J foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX)57
- Figura 5.3: A)** Terminação típica da Geometria externa da fácies colchete no afloramento Ablomé (seta azul) e na figura **B)** no afloramento Lomito Espejo, onde pode ser notado o término do hemisferóides (seta verde); **C)** Foto do afloramento Reta de Las Olas, onde a seta azul mostra a continuidade da fácies LLH-C por dezenas de metros; **D)** Apresenta a distribuição de probabilidade para o comprimento dos hemisferóides; **E)** Mostra a distribuição de probabilidade para a espessura dos hemisferóides; **F)** Gráfico mostra a ausência de correlação entre espessura e comprimento dos hemisferóides.....59
- Figura 5.4: A e B)** Lâmina delgada confeccionada com amostra do afloramento Cedamavi Espejo Alto onde nota-se a forma côncava das laminações. Na porção inferior da imagem, as setas azuis mostram duas estruturas, enquanto a porção superior mostra apenas uma concavidade (seta verde). No mesmo afloramento, (em C e D) pode se ver a laminação crenulada de lâminas de micrita e calcita espática; **E e F)** Alternância de lâminas de micrita e calcita espática formando duas feições côncavas (setas azuis). Entre as estruturas hemisferoidais observam-se, em escala microscópica, intraclastos carbonático e uma matriz micrítica (seta verde). Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX)60
- Figura 5.5: A e B)** Transição da fácies mudstone laminado (seta azul) na porção inferior da imagem para a fácies LLH-C, marcada por intercalação de lâminas de calcita espática (seta verde) com lâminas de micrita. Imagens feitas com amostras do afloramento Ensenada Guachipas Sul; **C e D)** mostram imagens de detalhe das figuras A e B, com destaque para a variação da forma do cristal espático de acicular em uma lâmina (seta azul) a romboédrico em outra lâmina posterior (seta verde); **E e F)** variação da fácies mudstone laminado (seta azul) para LLH-C. Amostra coletada no

afloramento Finca del Retiro Bajo Espejo. As figuras foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....62

Figura 5.6 A) Imagem do EDS acoplado ao MEV (microscópio de varredura eletrônica); B) detalhe da imagem mostrada em A; C) mostra a composição do mineral calcita (seta azul na Figura 5.6 B); D) mostra a composição do mineral quartzo (seta amarela na Figura 5.6 B); E) mostra a composição do mineral biotita (seta rosa na Figura 5.6 B).....64

Figura 5.7: **A)** A seta azul mostra a fácies SH-V no afloramento Ensenada Guachipas Sul, vista macroscopicamente; **B)** A seta verde mostra à fácies SH-V no afloramento Gauchito Gil; **C e D)** Na lâmina delgada confeccionada com amostra do afloramento Finca Del Retiro Bajo Espejo nota-se laminação de calcita espática (seta verde) com alguns níveis de micrita (seta azul). As figuras C a D foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....65

Figura 5.8: **A)** Fácies SH-C no afloramento Lomito Espejo mostrado pela seta azul; **B)** Fácies estromatólito dômico no afloramento Viñuales, detalhe para a dimensão dos estromatólitos domicos rolados e os que permanecem in situ (seta verde); **C)** Distribuição de probabilidade para o diâmetro dos hemisferóides da fácies SH-C; **D)** Distribuição de probabilidade para a espessura dos hemisferóides da fácies SH-C; **E)** Gráfico mostrando a relação entre diâmetro (comprimento) e espessura; **F)** Ajuste de uma função polinomial com três graus de liberdade para o gráfico mostrado em E.....67

Figura 5.9: **A e B)** Feição microscópica da fácies SH-C, a seta verde mostra detalhe dos grãos aprisionados (quartzo, oólitos, intraclastos carbonáticos e ostracodes) e a seta azul aponta para as esteiras microbianas; **C e D)** fácies SH-C, com intercalações de lâminas de micrita de composição variada, interpretada como de origem microbiana. Alguns grãos de oólitos e quartzo estão dispersos entre as laminações (seta verde); **E)** Gráfico apresenta a relação entre raio do núcleo e raio do córtice dos oólitos; As figuras A a D foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....68

Figura 5.10: **A)** Feição macroscópica da fácies mudstone laminado, coloração cinza escuro, indicada pela seta azul; **B e C)** Feição microscópica da fácies MUD, composta de lama carbonática, quartzo e muscovita granulometria silte. As figuras B e C foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....69

Figura 5.11: Padrões de difração da fração inferior a 2 micra de amostras com predominância de esmectita discreta. Obs.: traço vermelho = amostra seca-ao-ar; traço roxo = após glicolação; e traço azul = após calcinação a 490°C; barras verticais verdes = posição de reflexões potenciais de analcima.....70

Figura 5.12: **A)** Imagem no mev da fácies mudstone laminado; **B)** detalhe do quadrado marcado em A); **C)** resultado da análise da composição química realizada no ponto marcado pela seta azul na figura A, interpretado como calcita; **D)** resultado da análise química realizada no ponto marcado pela seta rosa na figura A, interpretado como dolomita; **E)** resultado da análise da composição química realizada no ponto marcado pela seta verde na figura A, interpretado como feldspato; **F)** resultado da análise da composição química realizada no ponto marcado pela seta rosa na figura B, interpretado como dolomita; **G)** resultado da análise da composição química realizada no ponto marcado pela seta preta na figura B, interpretado como fragmentos de diferentes minerais.....73

Figura 5.13: **A)** Fácies packstone com grãos agregados oolíticos mostrado pela seta verde no afloramento Lomito Espejo; **B)** lâmina delgada mostra os grãos agregados centimétricos, matriz micrítica, porosidade causada por dissolução da matriz; **C)** notar o empacotamento sustentado por grãos agregados; **D)** detalhe para o filme microbiano na porção superior da lâmina (seta azul). Nicóis paralelos (n//).....74

Figura 5.14: **A e B)** lâmina delgada confeccionada do afloramento Cedamavi Espejo Alto que mostra mudstone com micrita, grãos siltosos de quartzo e mica; **C, D e E)** imagem do trecho selecionado da lâmina para análise em MEV-EDS. Quadrado vermelho mostra área vista na próxima figura; **F)** picos

de silício, alumínio, oxigênio, potássio e sódio, que indicam composição siliciclástica para o grão; **G**) picos de cálcio e oxigênio, sugerindo uma composição calcítica; **H**) picos de cálcio, magnésio e oxigênio, que indicam a presença do mineral dolomita; **I**) picos de cálcio e oxigênio, de possível calcita. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....77

Figura 5.15: A) Fácies grainstone oolítico intercalado com camadas delgadas e descontínuas de mudstone laminado mostrado pela seta verde (afloramento Enseñada Guachipas Sul); **B)** Na porção inferior da lâmina são observados grãos arenosos finos de quartzo e mica, além de uma matriz micrítica. Na porção superior da lâmina são observados oólitos e grãos intraclásticos (em geral, mudstone); **C, D, E e F)** Fácies grainstone oolítico; **G) e H)** fácies grainstone oolítico na porção inferior da lâmina em contato com material lamoso. As figuras B a H foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....79

Figura 5.16: A) Relação entre diâmetro do núcleo e diâmetro dos oólitos; **B)** Relação entre raio do núcleo e raio do córtice.....80

Figura 5.17: A) Camada de grainstone com grãos agregados indicado pela seta azul no afloramento Mirador para Escarpa; **B e C)** fácies formada por grãos agregados e oólitos; **D e E)** Fácies grainstones com grãos agregados, com intraclastos. As figuras B a E foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX)82

Figura 5.18: A e B) Amostra do afloramento Hotel Dique. Fácies arenito híbrido composta por grãos de quartzo detríticos com granulometria areia fina e oólitos com granulometria areia grossa, sem presença de matriz; **C e D)** Amostra da fácies arenito híbrido do afloramento Finca Del Retiro Baixo Espejo, em que apresenta grãos de quartzo na fração areia fina; oólitos de granulometria areia grossa e grãos peloidais na fração areia média; **E)** Amostra do afloramento Viñuales, detalhe para o grão agregado de tamanho centimétrico. As figuras C a E foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....83

Figura 5.19: A e B) Imagem da fácies arenito híbrido do afloramento Hotel Del Dique composta por grãos agregados, quartzo granulometria que varia entre silte a areia fina, muscovita e matriz siliciclástica e carbonática; **C, D e E)** imagem mostrada em A e B, vista no microscópio de varredura eletrônica. As setas indicam os pontos analisados; **F)** resultado da análise composicional química obtida por MEV-EDS do ponto marcado pela seta amarela na imagem E; **G)** resultado da análise composicional química do ponto marcado pela seta azul na imagem E; **H)** resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta rosa na imagem E; **I)** resultado da análise composicional química do ponto marcado pela seta marrom clara na imagem E; e **J)** resultado da análise composicional química do ponto marcado pela seta marrom escura na imagem E; Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....86

Figura 5.20: A) Fácies arenito híbrido com acamamento *flaser* no afloramento Dique Compensador; **B)** Fácies arenito híbrido com acamamento *flaser* no afloramento Finca Del Retiro; **C e D)** Amostra do afloramento Ablomé da Fácies arenito híbrido com acamamento *flaser* composto por intercalações de grãos finos de quartzo detríticos e oólitos de granulometria areia média em proporções variadas em cada porção da lâmina, com lâminas de lamito; **E e F)** Amostra do afloramento Ablomé, composta por grãos arenosos finos de quartzo detrítico, oólitos de granulometria areia grossa; **G e H)** Amostra do afloramento Hotel Dique; **I)** detalhe para a bioturbação preenchida por grão de quartzo na porção superior da lâmina marcada pela seta azul ou, ainda, gretas de dissecação preenchida. As figuras C a H foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....88

Figura 5.21: A) Imagem da fácies arenito híbrido com acamadamento *flaser* composta por grãos quartzosos de granulometria silte a areia fina e matriz siliciclástica e carbonática; **C e D)** imagem do mesmo intervalo apresentado em A) e B), porém vista pelo microscópio de varredura eletrônica (MEV-EDS). As setas indicam os pontos onde foi realizada análise composicional com o uso do MEV-EDS; **E)** resultado da análise da composição química do elemento marcado pela seta verde na imagem D; **F)** resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta azul na imagem D; **G)** resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta amarela na imagem D; **H)** resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta rosa na imagem E; e **I)**

resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta verde na imagem E. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....91

Figura 5.22: A) Fácies lamito no afloramento Hotel Del Dique; **B)** Fácies lamito no afloramento Lomito; **C e D)** Amostra da fácies lamito do afloramento Hotel Del Dique, composto por material de granulometria argila, grãos arenosos de quartzo e intraclasto carbonático. As figuras C e D foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....92

Figura 5.23: A) amostra seca-ao-ar e **B)** amostra glicolada. Proposta de deconvolução da região dos baixos ângulos de difração para a amostra JV-9. Reflexões de cor laranja correspondem ao inter-estratificado illita/esmectita irregular; reflexões azul ao inter-estratificado illita/esmectita ordenado; e a reflexão amarela corresponde à illita discreta.....94

Figura 5.24: A) amostra seca-ao-ar e **B)** amostra glicolada. Padrão de difração inferior a 2 micras de amostras contento interestratificados clorita/esmectita em teores variados. Obs.: traço vermelho = amostra seca ao ar; traço roxo = após glicolação; e traço azul = após calcinação a 490°C; barras verticais verdes =posição de reflexões potenciais de analcine.....96

Figura 5.25: Conjunto de reflexões deconvoluídas correspondentes ao interestratificado clorita/esmectita (reflexões em azul) da amostra JDC-12 após glicolação (G). Obs.: reflexões vermelhas correspondem aos inter-estratificados illita/esmectita; as verdes à clorita discreta; e as amarelas à illita discreta. Traços verticais marrons correspondem às reflexões de analcima.....96

Figura 5.26: A e B) lâmina petrográfica do afloramento Cedamavi Espejo Alto apresenta matriz micrítica siliciclástica, com grãos de quartzo, muscovita e intraclasto carbonático. Quadrado vermelho indica área mostrada na letra C; **C)** detalhe do quadrado vermelho na imagem A e B, vista no microscópio de varredura eletrônica; **D)** detalhe do quadrado vermelho mostrado na imagem C; **E)** detalhe do quadrado vermelho mostrado na imagem D; **F a I)** resultados das análises de composição química das setas marcadas na figura E, todas com minerais siliciclásticos. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....101

Figura 5.27: A) Lâmina delgada do afloramento Hotel del Dique apresenta a fácies lamito, com matriz, quartzo granulometria silte e intraclasto carbonático, com sinais de bioturbação; **C, D, E e F)** detalhe do quadrado vermelho na imagem A), vista no MEV-EDS, quadrados azuis sinalizam os pontos analisados; **G a K)** resultados das análises de composição química apontados pelas setas na Figura E e F), todas com minerais siliciclásticos. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).....104

Figura 6.1: Hierarquia das sequências estratigráficas e suas superfícies observadas no intervalo Balbuena IV na porção central da Sub-bacia Metán-Alemania. Modificado de LYKAWKA *et al.*, (2012).....108

Figura 6.2: Seção vertical esquemática com detalhes da variabilidade de geometrias das fácies estromatólito LLH-S, SH-V, LLH-C e SH-C utilizadas na interpretação estratigráfica da presente dissertação, por as mesmas relacionarem-se com a lâmina d'água que as formou.....112

Figura 6.3: Esquema tridimensional da geometria estratiforme da bioconstrução composta pela fácies LLH-S com grande continuidade lateral e da fácies LLH-C com menor continuidade lateral. A fácies SH-C possui geometria de mounds que coalescem a pequenas distâncias. O alongamento vertical excessivo da fácies SH-C é causado pelo exagero vertical da figura em detrimento da escala horizontal, na verdade a dimensão de um mound é: 40 a 60 m na horizontal e 1 m na vertical116

Figura 6.4: Empilhamento vertical típico do intervalo depositado no período seco. Afloramento Mirador Escarpa. As linhas pontilhadas em branco na fotografia marcam o local de onde foram feitas as medidas verticais representadas pela variação faciológica à direita.....121

Figura 6.5: Empilhamento vertical típico do intervalo depositado no período úmido. Afloramento Bahía Gabriel. Nos outros afloramentos analisados a fácies ARNh pode ser substituída por GSTo.....123

- Figura 6.6:** Curva esquemática da variação de fácies em relação ao nível relativo do lago para os depósitos lacustres do intervalo Planar. SRM (superfície de regressão máxima); MU (máxima umidade); SMC (superfície de máxima cheia); Mín.U (mínima umidade); SEI (superfície de exposição inicial); (Modificado de Bento-Freire, (2012)).....131
- Figura 6.7:** Curva esquemática da variação de fácies em relação ao nível relativo do lago para os depósitos lacustres do intervalo Planar. SRM (superfície de regressão máxima); MU (máxima umidade); SMC (superfície de máxima cheia); Mín.U (mínima umidade); SMReb (superfície de máximo rebaixamento); Modificado de Bento-Freire, (2012)).....133
- Figura 6.8:** Curva de variação do nível relativo do lago em relação ao tempo para o intervalo Planar. Como consequência destas variações na 6ª ordem tem-se a geração cíclica de fácies, camada a camada. SRM (superfície de regressão máxima); MU (máxima umidade); SMC (superfície de máxima cheia); Mín.U (mínima umidade); SEI (superfície de exposição inicial);.....137
- Figura 6.9:** Curva de variação do nível relativo do lago em relação ao tempo para o intervalo Beira Rio. Como consequência destas variações na 6ª ordem tem-se a geração cíclica de fácies, camada a camada. SRM (superfície de regressão máxima); MU (máxima umidade); SMC (superfície de máxima cheia); Mín.U (mínima umidade); SMReb (superfície de máximo rebaixamento);.....138
- Figura 6.10:** Seção estratigráfica na direção Oeste-Leste que correlaciona os afloramentos para o intervalo Planar. Datum na SMC.....140
- Figura 6.11:** Seção estratigráfica na direção Noroeste-sudeste que correlaciona os afloramentos para o intervalo Planar. Datum na SMC.....141
- Figura 6.12:** Seção estratigráfica na direção Oeste-Leste-Sudeste com as correlações entre os afloramentos para o intervalo Beira Rio. Datum na SMC.....142
- Figura 7.1:** Modelo de semivariograma esquemático, com principais variáveis obtidas.....148
- Figura 7.2:** Semivariogramas horizontais para a fácies SH-C para o intervalo Beira Rio. **A)** análise na escala de poucos metros; **B)** análise omnidirecional (todas as direções).....154
- Figura 7.3:** Modelo esquemático para representar a geometria da fácies SH-C no intervalo Beira Rio. Notar a influência da escala de trabalho nos resultados dos alcances dos semivariogramas da tabela 7.1. A morfologia da fácies corresponderia ao alcance de 1,10 metros e a distribuição areal dos hemisferóides se estenderiam até o alcance de 1000 m.....155
- Figura 7.4:** Semivariograma horizontal omnidirecional da fácies lamito para o intervalo Planar. Os pontos verdes são parte do semivariograma experimental e a linha vermelha o semivariograma modelado.....156
- Figura 8.1:** Mapa do paleorelevo em profundidade relativa para o intervalo Planar. Notar que a diferença de profundidade entre os pontos no intervalo Planar era de 0,26 m.....163
- Figura 8.2:** Mapa do paleorelevo em profundidade relativa para o intervalo Beira Rio. Notar que a diferença de profundidade entre os pontos no intervalo Beira Rio são de 3,85 m.....164
- Figura 8.3:** Mapa de produtividade da associação de fácies AfLBC para o intervalo Planar em metros por milhão de anos.....166
- Figura 8.4:** Mapa de produtividade das fácies GST/PCK, integrante da associação de fácies AfLBAE para o intervalo Beira Rio em metros por milhão de anos.....167

- Figura 8.5:** Mapa de produtividade da associação de fácies AfLBBE para o intervalo Planar em metros por milhão de anos.....167
- Figura 8.6:** Mapa de produtividade das fácies SH-C, integrante da associação de fácies AfLBAE para o intervalo Beira Rio em metros por milhão de anos.....168
- Figura 8.7: (A)** Foto da camada, vista de cima) da fácies GSTga em que pode ser analisado as cristas das marcas onduladas. Afloramento Ensenada de los Peces, intervalo Beira Rio; **(B)** Foto em perfil da fácies GSTo em que pode ser analisado as marcas onduladas. Afloramento Finca Del Retiro Bajo, intervalo Planar.....169
- Figura 8.8:** Diagrama de roseta com dados de direção do fluxo para **A)** 26 medidas no intervalo Planar; **B)** 20 medidas no intervalo Beira Rio.....169
- Figura 8.9:** Mapa com diagramas de roseta para paleocorrentes medidas nos afloramentos a oeste com direção preferencial 150° - 330° e a leste com direção 75° - 255°.....170
- Figura 8.10:** Modelo tridimensional de fácies para o intervalo Planar. Os pontos de controle são marcados com linhas verticais. As principais fácies simuladas são lamito (LAM), grainstones e packstones (GST/PCK), mudstones (MUD), estromatólitos colchete (LLH-C), estromatólitos baixa curvatura (LLH-S), estromatólitos colunares (SH-V).....171
- Figura 8.11:** Modelo tridimensional de fácies para o intervalo Beira Rio. Os pontos de controle são marcados com linhas verticais. As principais fácies simuladas são lamito (LAM), grainstones e packstones (GST/PCK), estromatólitos dômicos (SH-C), arenito híbrido (ARNh) e arenito híbrido com acamamento flaser (ARNhflaser).....172
- Figura 8.12:** Controle de qualidade das simulações realizadas para o intervalo Planar. O datum utilizado foi a superfície de inundação máxima (linha vermelha). As principais fácies simuladas são lamito (LAM), grainstones e packstones (GST/PCK), mudstones (MUD), estromatólitos colchete (LLH-C), estromatólitos baixa curvatura (LLH-S), estromatólitos colunares (SH-V). Na coluna da esquerda estão os resultados da simulação e na da direita estão os dados medidos nos afloramentos172
- Figura 8.13:** Controle de qualidade das simulações realizadas para o intervalo Beira Rio. O datum utilizado foi a superfície de inundação máxima (linha vermelha). As principais fácies simuladas são lamito (LAM), grainstones e packstones (GST/PCK), estromatólitos dômicos (SH-C), arenito híbrido (ARNh) e arenito híbrido com acamamento flaser (ARNhflaser). Na coluna da esquerda estão os resultados da simulação e na da direita estão os dados medidos nos afloramentos.....172
- Figura 8.14:** Resultados modelados para o intervalo Planar. O plano azul é a projeção do nível do lago. O espaço disponível é a distância entre o plano azul e o fundo do lago. As linhas verticais são as posições dos afloramentos. A curva de variação do nível do lago com o tempo mostra a posição de cada momento representado: **A)** Início da deposição em 63,0 Ma; **B)** deposição da fácies lamito. **C)** Deposição dos bancos de grainstones e packstones; **D, E e F)** Deposição das fácies LLH-C nos níveis mais baixos da curva e de MUD nos níveis mais altos da curva. **G e H)** Deposição das fácies LLHS e SHV.....174
- Figura 8.15:** Resultados modelados para o intervalo Beira Rio. O plano azul é a projeção do nível do lago. O espaço disponível é a distância entre o plano azul e o fundo do lago. As linhas verticais são as posições dos afloramentos. A curva de variação do nível do lago com o tempo mostra a posição de cada momento representado: **A)** Início da deposição em 62,6 Ma; **B)** deposição da fácies lamito. **C-** Deposição dos bancos de grainstones e packstones; **D)** Deposição das fácies SH-C. **E e F)** Deposição das fácies ARNh nas porções mais profundas fora de ação de ondas e ARNhflaser nas menores lâminas d'água sob ação de ondas.....175
- Figura 8.16:** Comparação da profundidade do intervalo Beira Rio **(A)** e Planar **(B)**. Notar que as escalas de cores não são as mesmas para ressaltar os detalhes de cada seqüência.....177

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1 – Etapas de campo realizadas durante o desenvolvimento do projeto.....	11
Quadro 2.2 – Coordenadas e localização dos pontos de controle visitados. Os códigos dos afloramentos detalhados nesta dissertação são mostrados na imagem de satélite da Figura 2.4. A coluna Sequências aflorantes mostra se aflora apenas um intervalo estudado (1) ou os dois (2).....	12
Quadro 5.1 – Composição da mineralogia total da fácies MUD (%).....	70
Quadro 5.2 – Composição Semiquantitativa dos argilominerais (% relativa) identificados na fração inferior a 2 micra das amostras da fácies MUD. Legenda: I/S=interestratificado illita/esmectita; C/S=interestratificado clorita/esmectita; e tipo de ordenamento dos interestratificados (<i>Reichweite</i> =R, segundo Reynolds, 1980): R0 = irregular, R1 = regular e R>1 = ordenado.....	70
Quadro 5.3 – Composição da mineralogia total da fácies MUD (%).....	93
Quadro 5.4 – Composição Semiquantitativa dos argilominerais (% relativa) identificados na fração inferior a 2 micra das amostras da fácies MUD. Legenda: I/S=interestratificado illita/esmectita; C/S=interestratificado clorita/esmectita; e tipo de ordenamento dos interestratificados (<i>Reichweite</i> =R, segundo Reynolds, 1980): R0 = irregular, R1 = regular e R>1 = ordenado.....	94
Quadro 5.5 – Parâmetros estatísticos dos valores dos espaçamentos interplanares (A) correspondentes às reflexões 001 do interestratificado clorita/esmectita (C/S) das amostras do terceiro conjunto, após deconvolução.....	97
Quadro 5.6 – Parâmetros estatísticos dos valores de razões de intensidade (altura) de pares de reflexões 001 selecionadas do interestratificado clorita/esmectita (C/S) das amostras do terceiro conjunto, após deconvolução.....	97
Quadro 5.7 – Parâmetros estatísticos dos valores da largura à meia altura (FWHM em θ) das reflexões 001 do interestratificado clorita/esmectita (C/S) das amostras do terceiro conjunto, após deconvolução.....	98
Quadro 7.1: Alcance dos semivariogramas horizontais para a variável fácies.....	151
Quadro 7.2: Alcance dos semivariogramas verticais para a variável fácies.....	152
Quadro 7.3: Alcance dos semivariogramas para a variável associação de fácies.....	152
Quadro 7.4: Alcance dos semivariogramas para a variável proporção de fácies.....	153

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO.....	III
ABSTRACT.....	IV
LISTA DE FIGURAS	V
LISTA DE QUADROS.....	XIII
1 ASPECTOS GERAIS E OBJETIVOS DO TRABALHO.....	1
1.1 Introdução.....	1
1.2 Objetivos e motivação do trabalho.....	2
1.3 Área de estudo.....	3
2 MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1 Levantamento bibliográfico.....	4
2.2 Delimitação da área e seção estratigráfica de trabalho.....	5
2.3 Levantamento de dados básicos	10
2.3.1 Levantamento de perfis estratigráficos	11
2.3.2 Coleta de amostras.....	15
2.4 Descrição petrológica e Identificação de fácies.....	19
2.5 Análises químicas.....	19
2.6 Tratamento dos perfis de campo.....	21
2.7 Construção da correlação estratigráfica	22
2.8 Tratamento geoestatístico dos dados	22
2.9 Modelo estratigráfico tridimensional construído pelo método de simulação de processos posicionais e estratigráficos (<i>forward model</i>).	22
3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	24
4 ESTRATIGRAFIA DO GRUPO SALTA	32

4.1	Depósitos da primeira fase sin-rifte	32
4.2	Depósitos da primeira fase sag	33
4.2.1	Sequência Balbuena I	35
4.2.2	Sequência Balbuena II	35
4.2.3	Sequência Balbuena III.....	37
4.2.4	Sequência Balbuena IV.....	37
4.3	Depósitos da segunda fase rifte	42
4.4	Depósitos da segunda fase sag	42
5	PETROGRAFIA E DEFINIÇÃO DAS FÁCIES	45
5.1	Introdução	45
5.2	Conceitos usados na definição das fácies carbonáticas	45
5.2.1	Pelóides.....	45
5.2.2	Intraclastos.....	46
5.2.3	Bioclastos.....	46
5.2.4	Oólitos	46
5.2.5	Grãos agregados (<i>grapestones, lumps</i>).....	48
5.2.6	Esferulitos	49
5.3	Conceitos usados na definição das fácies carbonáticas bio-induzidas.....	49
5.4	Classificação de fácies	51
5.5	Descrição de fácies	53
5.5.1	Fácies LLH-S (<i>spaced lateral linkage of hemispheroids</i>), chamada informalmente de estromatólito baixa curvatura.	53
5.5.2	Fácies LLH-C (<i>close lateral linkage of hemispheroids</i>), denominada informalmente de estromatólito colchete.	57
5.5.3	SH-V (discrete, vertically stacked hemispheroids with variable basal radius), chamada informalmente de estromatólito microdômico.	64
5.5.4	Fácies SH-C (discrete, vertically stacked hemispheroids with constant basal radius), chamada informalmente de estromatólito dômico.....	65
5.5.5	Mudstone laminado (MUD)	68
5.5.6	Packstone (PCK) com grãos agregados oolíticos.	73
5.5.7	Grainstone oolíticos (GSTo).....	77
5.5.8	Grainstone com grãos agregados (GSTga).	80
5.5.9	Arenito híbrido (ARNh)	82
5.5.10	Arenito híbrido com acamadamento <i>flaser</i> (ARNh _{flaser})	86
5.5.11	Lamito (LAM).	91
6	MODELO DEPOSICIONAL E CICLICIDADE	105
6.1	Conceitos usados na definição dos subambientes deposicionais e da ciclicidade	105
6.1.1	Bioconstrução	105
6.1.2	Fácies e associação de fácies	106

6.1.3	<i>Trapping and binding process</i>	106
6.1.4	Superfícies estratigráficas	106
6.1.5	Curva de variação do nível relativo do lago com o tempo	107
6.1.6	Ciclicidade	107
6.2	Ciclicidade em diferentes escalas na Sequencia Balbuena IV	107
6.3	Controle deposicional das fácies.....	110
6.3.1	Estromatólitos LLH-S, LLH-C, SH-C e SH-V	110
6.3.2	Fácies grainstones oolíticos, grainstones de grãos agregados, packstones de grãos agregados e mudstones laminados.	114
6.3.3	Fácies arenito híbrido, arenito híbrido com acamamento <i>flaser</i> e lamito.....	118
6.4	Associação de fácies	119
6.5	Sucessão vertical de fácies.....	120
6.5.1	Sucessão vertical no intervalo Planar	120
6.5.2	Sucessão vertical no intervalo Beira Rio	121
6.6	Ciclicidade e Estratigrafia de Sequências	124
6.6.1	Aplicabilidade da Estratigrafia de Sequências de 5 ^a e 6 ^a ordens	124
6.6.2	Estratigrafia de Sequências aplicada para a 5 ^a ordem (intervalos Planar e Beira Rio).....	126
6.6.3	Estratigrafia de Sequências aplicada para a 6 ^a ordem (intervalos Planar e Beira Rio).....	135
6.7	Variação Lateral de fácies	138
7	VARIOGRAFIA	147
7.1	Introdução conceitual.....	147
7.2	Aplicação da variografia para os dados de fácies dos intervalos Planar e Beira Rio	150
7.3	Apresentação e discussão dos resultados.....	151
8	MODELO DE PROCESSO DEPOSICIONAL E ESTRATIGRÁFICO (<i>FORWARD MODELING</i>).....	158
8.1	Introdução	158
8.2	Dados de Entrada	159
8.2.1	Intervalo temporal da simulação.....	160
8.2.2	Intervalo espacial de simulação	161
8.2.3	Definição de fácies	161
8.2.4	Paleorelevo	162
8.2.5	Espaço disponível	164
8.2.6	Taxas de sedimentação	165
8.2.7	Direção do fluxo	168

8.3	Resultados	170
8.4	Discussões	178
9	CONCLUSÕES	183
10	BIBLIOGRAFIA	190

2 ASPECTOS GERAIS E OBJETIVOS DO TRABALHO

2.1 Introdução

A bacia do Grupo Salta (TURNER, 1959), informalmente denominada Bacia de Salta (MARQUILLAS *et al.*, 2005), é uma importante feição paleogeomorfológica com área aproximada de 150.000 km² que se estende desde o noroeste da Argentina até a parte sul da Bolívia e oeste do Paraguai (DEL PAPA e SALFITY, 1999). Cerca de 70% de sua área encontra-se em território argentino, abrangendo as províncias de Jujuy, Salta e Formosa (Figura 1.1).

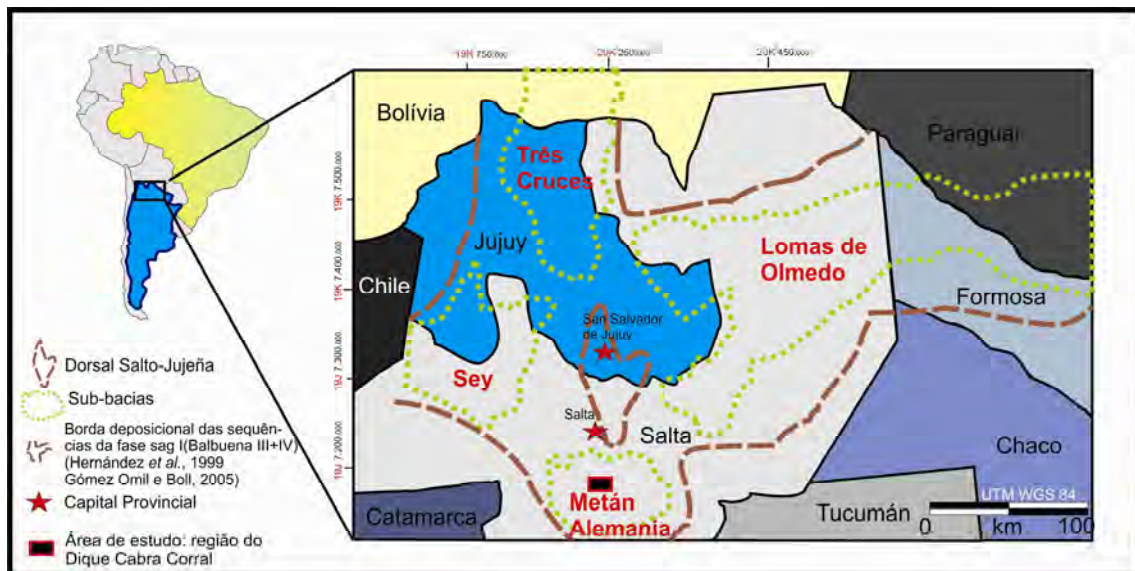


Figura 1.1: Mapa de localização da Bacia de Salta e das sub-bacias (pontilhado verde) que a compõem. A Sub-bacia de Metán-Alemania (a sul) é a área de concentração do presente estudo (mapa da bacia construído com base em Hernández *et al.* (1999) e Gómez Omil & Boll (2005)).

Esta bacia teve sua origem no Cretáceo com o rifteamento da porção da Placa Sulamericana, como resposta ao processo de abertura do Gondwana durante o ciclo orogênico Patagônico (98 - 75 Ma, KEIDEL, 1921). A evolução deste rifte somente foi encerrada no final do Eoceno, devido à Orogênese Andina (HERNÁNDEZ & ECHAVARRIA, 2009). Feições estruturais (SALFITY, 1979; BIANNUCCI *et al.*, 1981; SALFITY & MARQUILLAS, 1994) permitem dividir a área em quatro principais sub-bacias: Lomas de Olmedo, a leste; Sey, a oeste; Três Cruces, a norte; e Metán-Alemania, a sul (Figura 1.1).

2.2 Objetivos e motivação do trabalho

As grandes descobertas de petróleo ocorridas nos últimos anos no Brasil nas bacias de Santos e Campos evidenciaram a necessidade da análise de afloramentos com algum nível de analogia aos reservatórios calcários de origem microbiana do “Pré-Sal” (Aptiano) em busca de um melhor entendimento dos processos sedimentológicos, dinâmica deposicional e formação dos sedimentos em um ambiente lacustre.

A partir de 2009, a Petrobras criou internamente um Programa Tecnológico voltado para as pesquisas e estudos do “Pré-Sal” (PROSAL). Conjuntamente, a Universidade Petrobras (UP), por meio do Programa de Capacitação em Estratigrafia de Alta Resolução (PCEAR), buscou áreas propícias ao desenvolvimento de campos-escola em seções calcárias de origem microbiana. O presente trabalho de pesquisa encontra-se inserido no PROSAL e no PCEAR, além de compor o programa de especialização e pós-graduação da Petrobras.

De forma geral, estas pesquisas têm como foco principal aumentar o conhecimento dos insumos geológicos, petrofísicos e estatísticos necessários ao aprimoramento dos modelos geológicos numéricos utilizados nos projetos de desenvolvimento destes reservatórios.

Neste contexto, o objetivo principal desta dissertação é o estudo de detalhe de duas sequências de 5ª ordem (BENTO-FREIRE, 2012) da Formação Yacoraite - no intervalo de idade Paleoceno do Subgrupo Balbuena (MORENO, 1970) - na Bacia de Salta (Sub-bacia de Metán-Alemania), visando à compreensão da variação faciológica, dos ambientes deposicionais e estratigráficos das rochas que formam estas sequências. Com base nestas interpretações, serão construídos modelos tridimensionais de fácies através da simulação de processos deposicionais e estratigráficos (*forward model*).

Nessa perspectiva serão testados o módulo de produção carbonática *in situ* do software Dionisius (uma vez que este aplicativo foi desenvolvido para fácies siliciclásticas na modelagem de bacias e não para intervalos detalhados) e o limite de resolução vertical (espessura) na simulação de processos deposicionais e estratigráficos.

2.3 Área de estudo

A área de estudo está localizada na Província de Salta, noroeste da Argentina, na região do Dique Cabra Corral e adjacências (Figura 1.2). Os afloramentos estudados possuem camadas ligeiramente inclinadas, constituindo seções longitudinais contínuas.

O Dique Cabra Corral está localizado no distrito de Coronel Moldes e constitui o 2º maior reservatório artificial de água doce do país, com 127 km² de espelho d'água. A barragem, construída entre 1966 e 1969, represa o Rio Juramento e faz parte do Complexo Hidrelétrico de Cabra Corral.

O acesso a partir da capital Salta, da província de mesmo nome, é feito pela autopista RA-51 até o entroncamento com a rodovia (Ruta) nacional RA-68, passando pelas cidades de Cerrillos, La Merced, El Carril até a cidade de Coronel Moldes. A partir desta localidade busca-se a Ruta Provincial 47, seguindo por cerca de 10 km direto ao dique. Todo este trajeto é realizado via estradas pavimentadas, em um percurso total de 65 km. A partir do Dique, o ponto mais distante estudado foi acessado via estradas vicinais.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A primeira atividade desenvolvida foi à análise dos materiais de pesquisa já publicados a partir de estudos executados na área e na seção estratigráfica do Grupo Salta (TURNER, 1959) no Noroeste Argentino. Posteriormente, foram realizados levantamentos de campo para aquisição de dados na região selecionada.

Para o desenvolvimento dos estudos foi obedecido o seguinte método de trabalho, em ordem cronológica de execução.

3.1 Levantamento bibliográfico

Nesta etapa inicial, foram analisados os dados bibliográficos disponíveis em domínio público acerca dos trabalhos realizados na Bacia de Salta, referentes à caracterização estratigráfica, paleoambiental, estrutural e da evolução tectono-estratigráfica do Subgrupo Balbuena (MORENO, 1970). O acervo principal dos projetos de pesquisa e estudos levantados durante esta fase encontra-se listado na seção de “Referências Bibliográficas”, ao final desta dissertação. Cabe ressaltar o trabalho de Bento-Freire (2012), como uma importante síntese das discussões geológicas da área, com foco na interpretação das sequências estratigráficas e dos ambientes deposicionais da Sequência Balbuena IV.

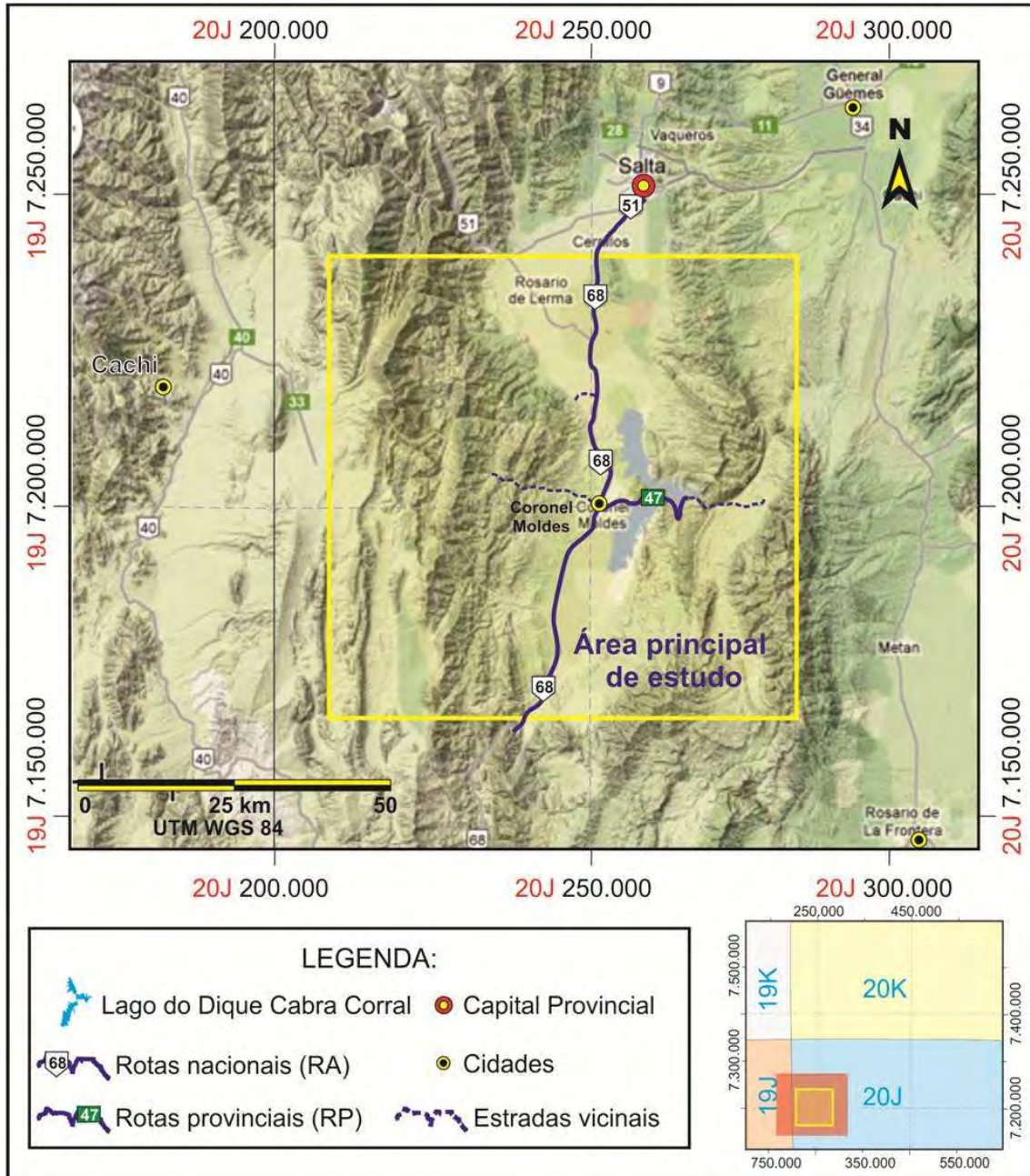


Figura 1.2: Mapa de acesso à região de trabalho na área do Dique Cabra Corral e adjacências, Província de Salta (Mapa de relevo - fonte: Google® Maps Brasil). O retângulo em vermelho no mapa de coordenadas (borda direita inferior da figura) representa toda a área apresentada no mapa de relevo (imagem maior na parte superior da figura), enquanto que os quadrados em amarelo (indicados sobre o retângulo vermelho e no mapa de relevo) correspondem à área deste trabalho. Modificado de Bento-Freire (2012).

3.2 Delimitação da área e seção estratigráfica de trabalho

Com base nos objetivos elencados, a delimitação da área e do intervalo estratigráfico de trabalho foi realizada por meio de reconhecimento na Bacia de

Salta, obtida pelo grupo de trabalho da Petrobras e tornada pública através das publicações Bento-Freire *et al.* (2010), Raja Gabaglia *et al.* (2011), Bento-Freire *et al.* (2011), Bento-Freire (2012), Terra *et al.* (2012).

De uma forma simplificada, a coluna cronoestratigráfica (Figura 2.1) da Bacia do Grupo Salta dividem os depósitos em três principais Subgrupos: Pirgua, Balbuena e Santa Barbara (GÓMEZ OMIL *et al.*, 2005). O Subgrupo Balbuena engloba as formações Lecho e Yacoraite, interpretadas como formadas em ambiente deposicional marinho restrito e lacustre. A Supersequência Balbuena (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) representa o primeiro estágio *sag* da Bacia do Grupo Salta e está subdividida em quatro sequências de 3ª ordem da base para o topo: Balbuena I, II, III e IV, (BOLL, 1991; HERNÁNDEZ *et al.*, 2008). O intervalo estratigráfico que engloba a seção definida por Hernández *et al.* (1999) como Sequência Balbuena IV (Daniano) na Bacia de Salta e estudado por Bento-Freire (2012) demonstrou-se adequada aos objetivos desta dissertação pela marcante ciclicidade interna de alta frequência (evidenciada pela intercalação de intervalos pelíticos e intervalos carbonáticos) e pela continuidade lateral de suas camadas.

Bento-Freire (2012) afirma que os ciclos elementares descritos na área permitem individualizar cada intervalo carbonático na alta frequência. Para maior agilidade de correlação em campo entre os afloramentos, cada intervalo carbonático foi designado com nomes genéricos informais (figuras 2.2 e 2.3). Na porção inferior da Sequência Balbuena IV há uma camada de tufo vulcânico que constitui um guia estratigráfico regional (Figura 2.2). A porção intermediária possui um marco estratigráfico informalmente denominado “Maradona” (Figura 2.2). Este marco representa uma superfície posicionada na base do primeiro nível lamítico mais espesso. Ele determina a transição entre a porção inferior predominantemente carbonática da porção superior com intercalações de espessos intervalos de sedimentos lamosos aos depósitos carbonáticos da Sequência Balbuena IV.

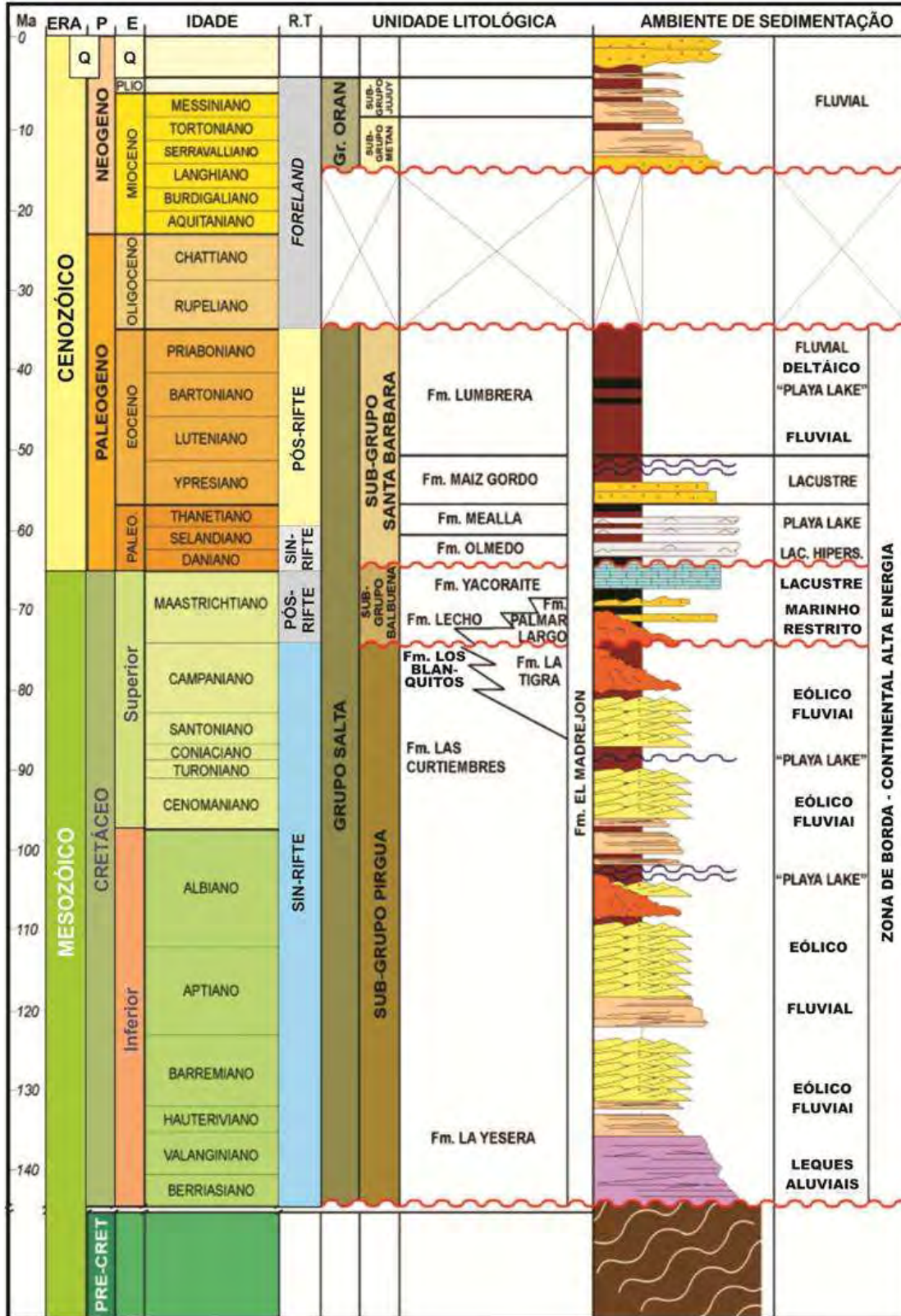


Figura 2.1: Coluna cronoestratigráfica simplificada da Bacia do Grupo Salta com a divisão dos subgrupos Pirgúa, Balbuena e Santa Bárbara. Legenda: P (Período), E (Época), R.T. (Regime Tectônico), Q (Quaternário) e Ma (milhões de anos) (Modificado de GÓMEZ OMIL e BOLL, 2005).

Com base no conhecimento das sequências de 5ª ordem definidas por Bento Freire (2012), partiu-se para a análise detalhada (necessária à execução desta dissertação) de duas destas sequências que contêm a camada guia Planar e a camada guia Beira Rio (Figura 2.2). A primeira sequência é interpretada como depositada no período seco em uma escala de 3ª ordem de ciclicidade e a segunda no período úmido. O levantamento estratigráfico no campo iniciou-se na base das fácies finas abaixo das referidas camadas e terminou no topo das fácies finas acima das mesmas. Portanto, todo o conjunto de fácies que forma a sequência passa a ser chamado nesta dissertação de intervalo Planar e intervalo Beira Rio.

O intervalo estratigráfico selecionado encontra-se bem caracterizado na área do Dique Cabra Corral por meio de afloramentos com dimensões laterais entre 100 e 400 m e espaçamento variável entre 0,3 a 9,5 km, ao longo de cortes de estrada, ravinas e leitos de córregos (Figura 2.3). Além disso, o estudo das 5ª ordem inseridas na Sequência Balbuena IV é favorecido pelo bom estado de conservação dos afloramentos, o que permite a caracterização petrográfica e a correlação estratigráfica precisa.

Quanto à área focal deste trabalho, foi definida a porção central da Sub-Bacia de Metán-Alemania, a sul da capital provincial de Salta. A maior parte dos estudos foi desenvolvida na região do Dique Cabra Corral, próximo à cidade de Coronel Moldes (Figura 1.2).

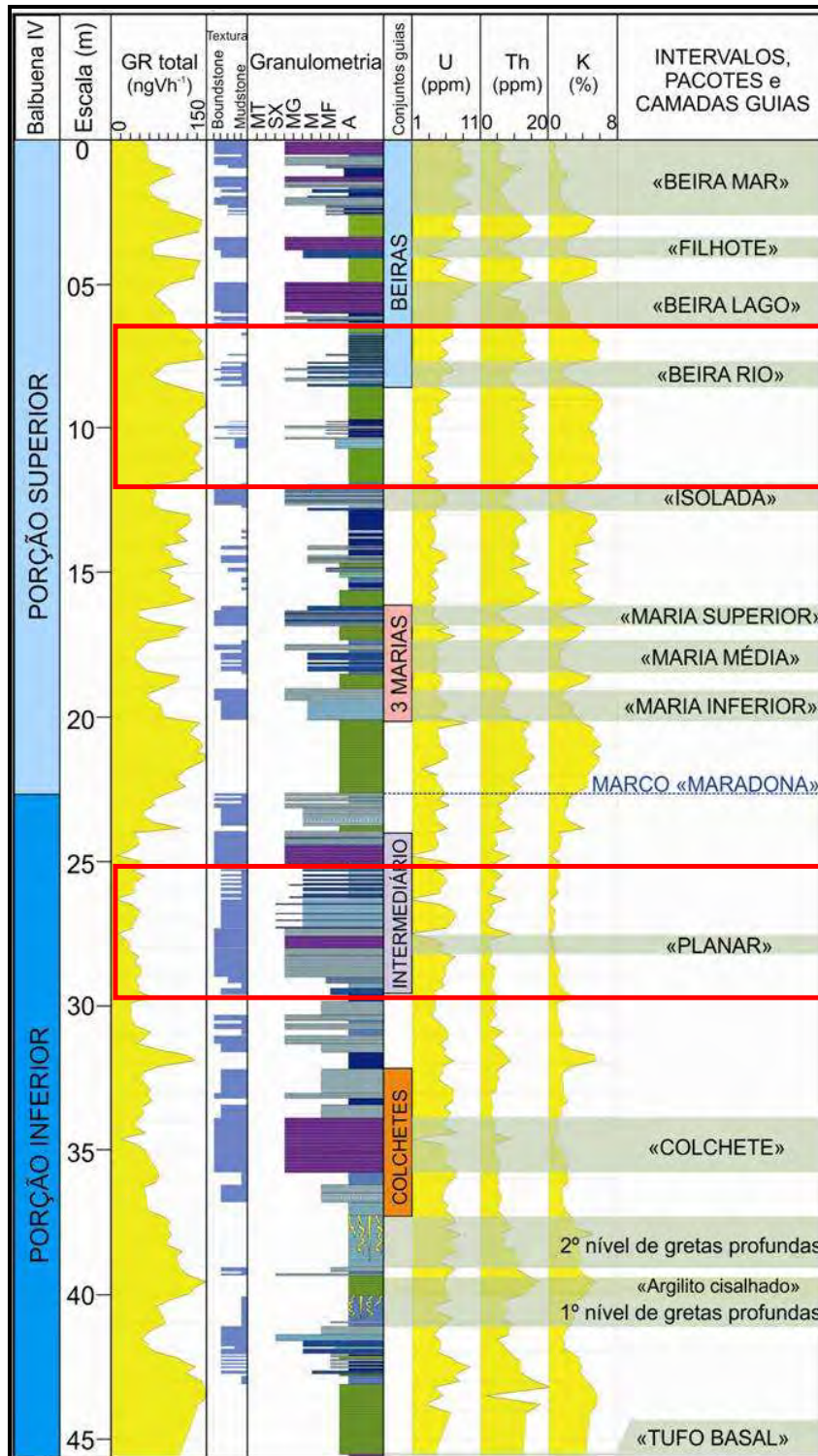


Figura 2.2: Perfil estratigráfico do afloramento Lomito mostrando os principais intervalos carbonáticos e sua designação genérica utilizada para o reconhecimento em campo. (Modificado de Bento-Freire, 2012). Os quadrados vermelhos destacam os intervalos detalhados nesta dissertação.



Figura 2.3: Dois afloramentos da Sequência Balbuena IV na região do Dique Cabra Corral mostrando a mesma organização estratigráfica ao longo de 5,6 km. No afloramento Viñuales (1), as seqüências de topo (acima da camada carbonática guia “Beira Rio”) não afloram. Notar o período úmido da Sequência Balbuena IV caracterizado por espessos intervalos lamosos localizados acima do “Marco Maradona”. Abaixo deste, encontram-se as seqüências do período de seca, mostrando o predomínio de carbonatos sobre os sedimentos lamosos e a camada Planar. (Modificado de Bento-Freire 2012).

3.3 Levantamento de dados básicos

As saídas de campo foram realizadas com o objetivo de detalhamento os

intervalos estratigráficos selecionados nos afloramentos. Durante a realização dos trabalhos de campo foram desenvolvidas metodologicamente, as seguintes atividades: identificação macroscópica das principais fácies sedimentares, levantamento dos perfis estratigráficos e coleta de amostras para estudos petrológicos.

O Quadro 2.1 mostra os períodos de realização dos trabalhos de campo, executados durante 31 dias, para o desenvolvimento do projeto.

Quadro 2.1 – Etapas de campo realizadas durante o desenvolvimento do projeto.

Saídas de Campo	Período de realização
1ª missão de campo (reconhecimento regional)	27/10/10 a 5/11/10
2ª missão de campo (levantamento detalhado)	10/09/11 a 24/09/11
3ª missão de campo (levantamento final)	27/09/12 a 8/10/12

3.3.1 Levantamento de perfis estratigráficos

No período de campo foram obtidas informações em 28 afloramentos (Figura 2.4 e Quadro 2.2), dos quais 24 afloram a sequência que contém a camada Planar – (BENTO-FREIRE, 2012). O registro sedimentar da sequência que contém a camada Beira Rio (BENTO-FREIRE, 2012) pode ser observado em 17 afloramentos.

Quadro 2.2 – Coordenadas e localização dos pontos de controle visitados. Os códigos dos afloramentos detalhados nesta dissertação são mostrados na imagem de satélite da Figura 2.4. A coluna Sequências aflorantes mostra se aflora apenas um intervalo estudado (1) ou os dois (2).

Código do afloramento	Afloramento	Coordenadas X Datum: WGS 84	Coordenadas Y Datum: WGS 84	Sequências aflorantes
1	Ensenada de los Peces	258898	7204702	1
2	Ensenada Guachipas Sul	258367	7203534	2
3	Gauchipas Norte	258323	7204102	2
4	Punta Cabeça	255195	7201209	1
5	Viñuales	256726	7201381	2
6	Hotel Del Dique	259516	7202249	1
7	Cedamavi	259888	7202133	2
8	Cedamavi Espejo	259945	7202137	2
9	Cedamavi Espejo Alto	259979	7202094	1
10	Finca Del Retiro	260135	7202159	2
11	Finca Del Retiro Bajo	260115	7202176	2
12	Finca Del Retiro Bajo Espejo	260190	7202191	1
13	Finca Del Retiro Espejo	260241	7202146	1
14	Bahia Blanca	260448	7202175	1
15	Bahia Blanca Espejo	260508	7202183	1
16	Quebrada Sola Espejo	260605	7202219	1
17	Quebrada Sola	260732	7202224	1
18	Assado Espejo	260835	7202244	1
19	Assado	261004	7202287	1
20	Reta de las Olas Espejo	261492	7202374	1
21	Reta de las Olas	261297	7202346	1
22	Bahia Gabriel	262052	7202158	1
23	Gauchito Gil	262192	7201954	2
24	Lomito Espejo	262332	7201544	2
25	Lomito	262454	7201433	2
26	Ablomé	262790	7201019	2
27	Mirador Escarpa	262919	7200706	2
28	Dique	269926	7200473	2



Figura 2.4: Mapa de localização dos pontos detalhados (mapa inferior) e de controle na Bacia de Salta (mapa superior a esquerda). Os números referentes a posição dos afloramentos são detalhados no Quadro 2.2. Na área do lago do Dique Cabra Corral foram levantados 22 pontos com perfil estratigráfico. (Google maps® 2012).

Para caracterizar a grande variação lateral de facies existente nos afloramentos e identificada em escala métrica (Figura 2.5), foram levantados três perfis estratigráficos em cada afloramento analisado, com distâncias de 1 m entre os perfis na escala 1:20. Algumas exceções foram feitas nos locais onde não era possível ter acesso a estas informações devido ao elevado mergulho estrutural das camadas. Com isso, foi possível quantificar a contribuição da heterogeneidade na escala métrica no entendimento da distribuição de fácies e de associação de fácies

para a área, além de servir como parâmetro na análise do ambiente deposicional e do paleorelevo.

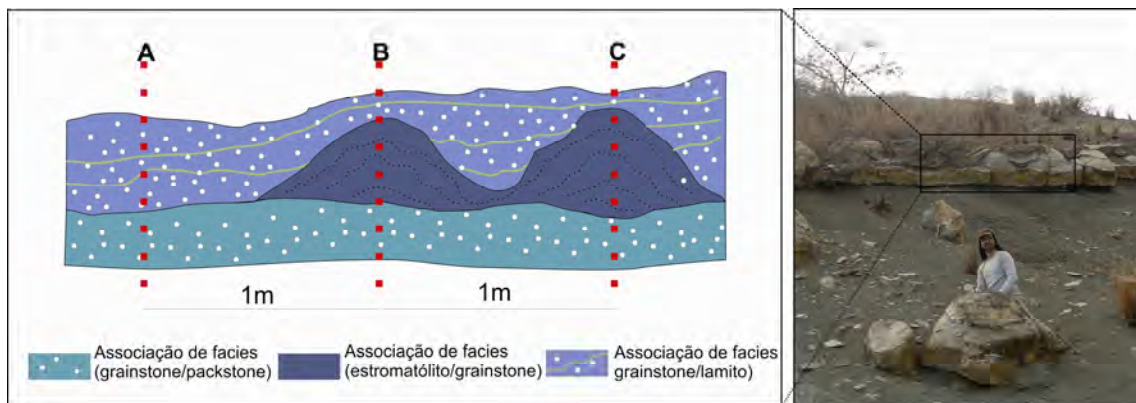


Figura 2.5: Foram levantados três perfis estratigráficos (equidistantes de 1 m) com o intuito de quantificar a variação faciológicas na escala métrica. Com isso, pode-se analisar as proporções de fácies por afloramento para interpretação do ambiente deposicional e do paleorelevo. Exemplo ilustrado da camada Beira Rio do afloramento Viñuales.

Ao longo da atividade de campo foram levantados 123 perfis estratigráficos (72 na seqüência depositada no período seco e 51 na seqüência depositada no período úmido). Na escala de detalhe 1:20, descreveram-se um montante de 153 m de perfis verticalizados, dos quais 90 metros correspondem ao período seco e 63 metros ao período úmido.

Para a descrição em campo dos perfis estratigráficos (Figura 2.5), foram necessárias adaptações para incluir, em um mesmo perfil, as fácies calcárias (e suas texturas e granulometrias) com as fácies siliciclásticas.

Assim, considerou-se que as fácies carbonáticas descritas como *mudstone* laminado seriam representadas na granulometria argila; a fácies *wackestone* na granulometria entre silte e areia muito fina e a fácies *packstone* entre areia muito fina e areia muito grossa. Já os estromatólitos foram plotados na granulometria grânulo, independente da textura interna. A geometria das estruturas estromatolíticas foi detalhada na folha de campo no item “descrição” (Figura 2.6), enquanto o diâmetro e o tamanho dessas estruturas foram identificados pelo padrão de preenchimento da litologia. As demais fácies observadas foram plotadas segundo a granulometria identificada em campo, com utilização da escala granulométrica de Wentworth (1922).

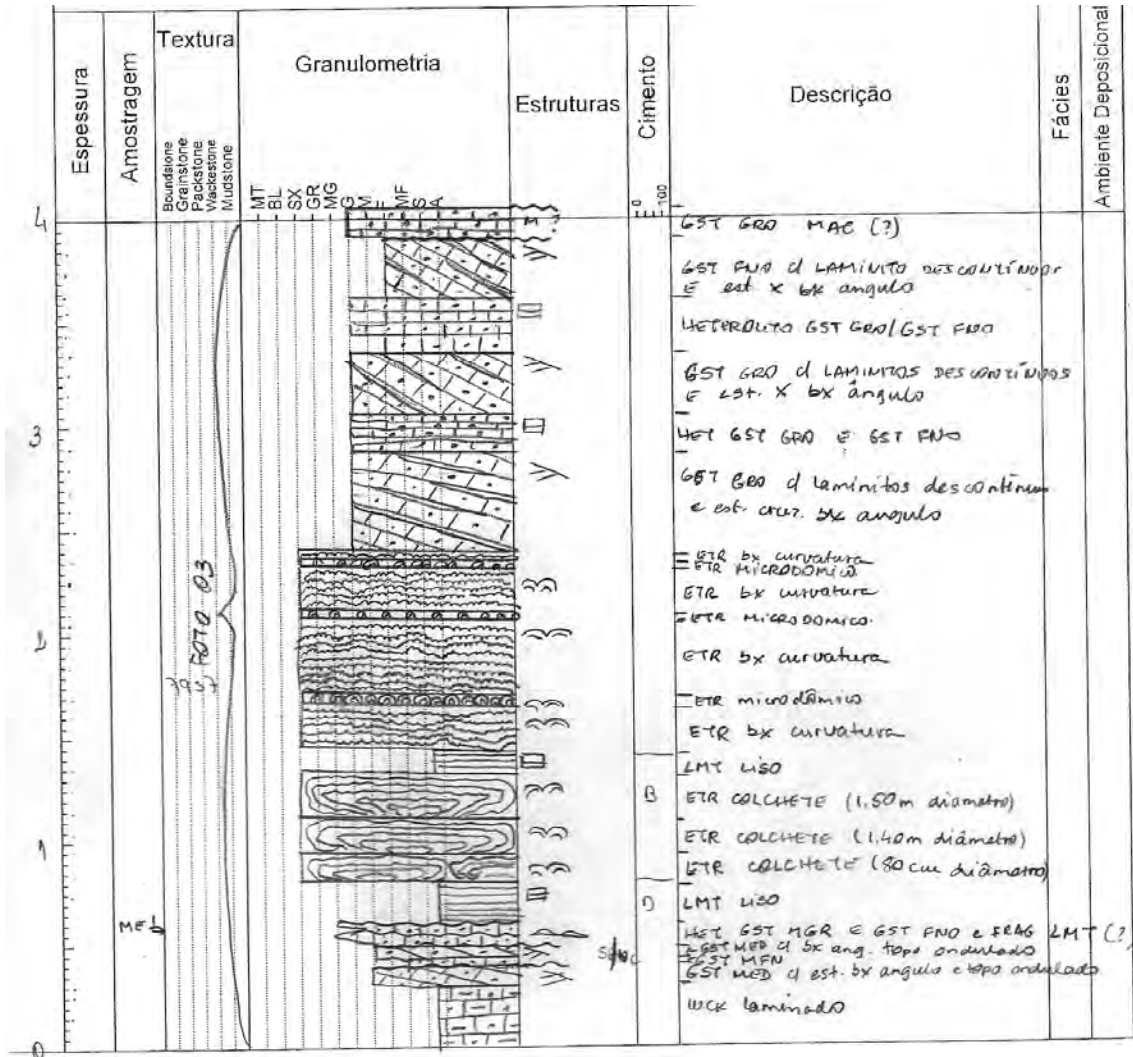


Figura 2.6: Exemplo da descrição dos perfis estratigráficos levantados em campo (afloramento Mirador Escarpa). No perfil descrito em campo é possível manter uma riqueza de estruturas e detalhes por meio de desenhos livres que não são passíveis de representação no software de armazenagem.

3.3.2 Coleta de amostras

Foram coletadas ao longo dos pontos estudados 92 amostras de mão dos diferentes litotipos e das diversas fácies observados na área de pesquisa. Destas amostras foram confeccionadas 79 lâminas delgadas com o objetivo de se detalhar a caracterização petrológica das fácies e seus componentes. Do total de 79 lâminas, 31 foram feitas a partir de amostras do intervalo Beira Rio (Figura 2.7) e 48 a partir de amostras do intervalo Planar (Figura 2.8).

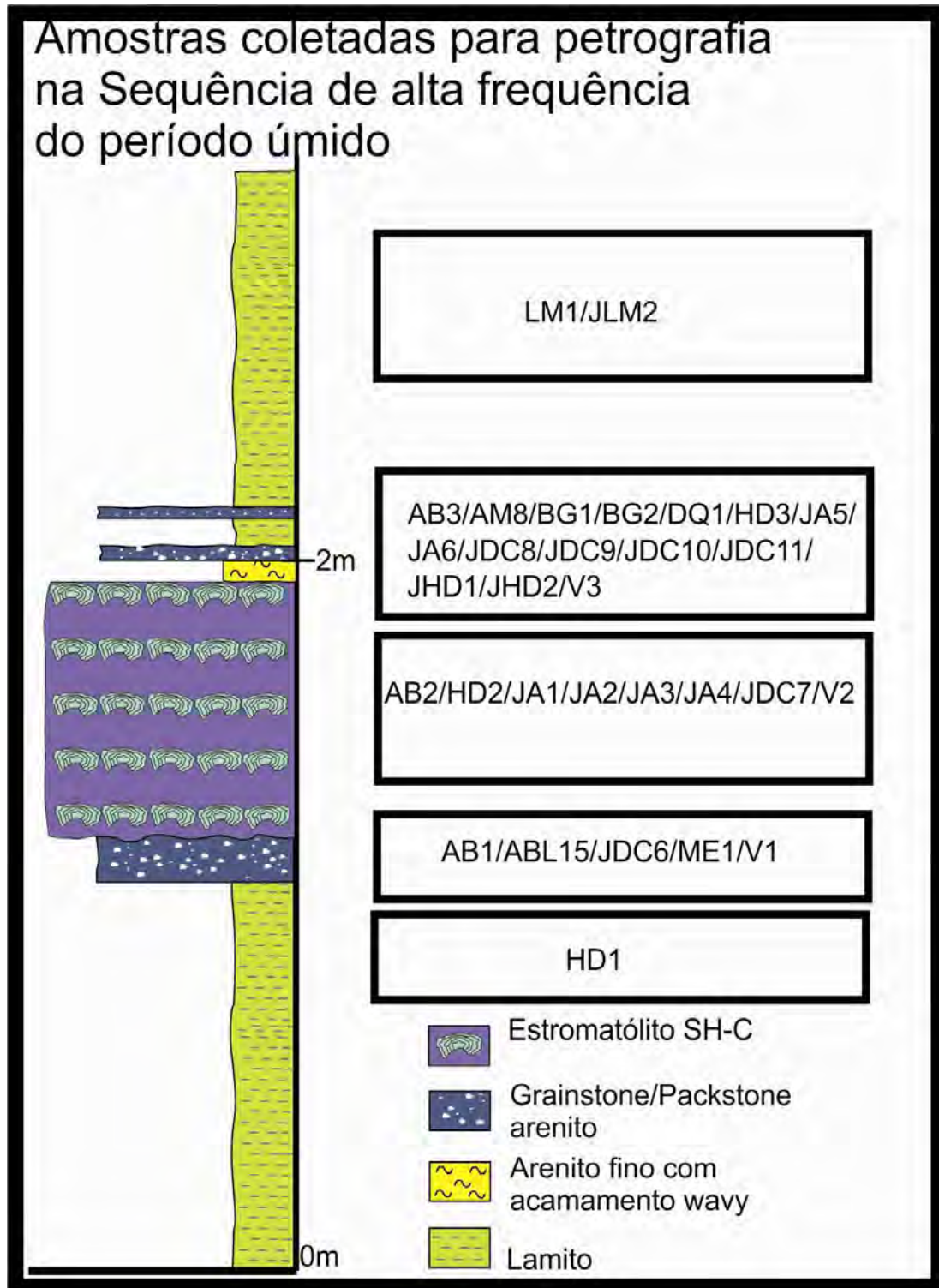


Figura 2.7: Sequência típica depositada no período úmido (englobando a camada Beira Rio – Bento-Freire, 2012). As 31 amostras coletadas para petrografia são mostradas na posição estratigráfica. Os diferentes símbolos referem-se ao nome dado aos afloramentos (AB ou JA ou ABL ou AM - Ablomé; BG – Bahia Gabriel; JDC ou DI – Dique Compensador; HD - Hotel del Dique; LM ou JLM – Lomito; ME – Mirador Escarpa; V –Viñuales). Baseado na classificação de Logan (1964), detalhada no capítulo 5, as divisões dos estromatólitos em SH-C (*stacked hemispheroids with constant basal radius*), LLH-C (*close lateral linkage of hemispheroids*), LLH-S (*spaced lateral linkage of hemispheroids*) e SH-V (*stacked hemispheroids with variable basal radius*).

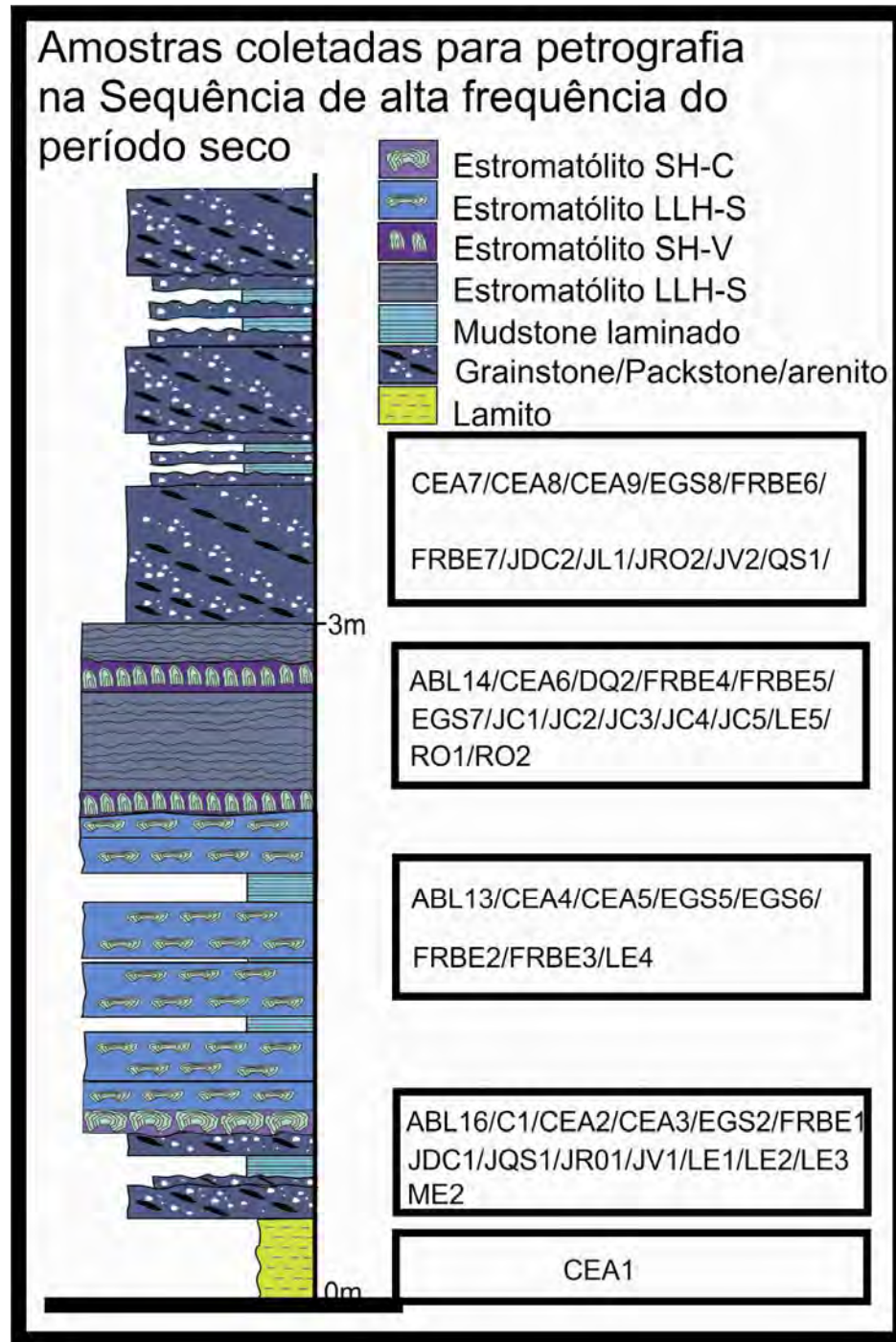


Figura 2.8: Sequência típica depositada no período seco (engloba a camada Planar – Bento-Freire, 2012). As 48 amostras coletadas para petrografia são mostradas na posição estratigráfica. Os diferentes símbolos referem-se ao nome dado aos afloramentos (AB ou JÁ ou ABL - Ablomé; BG – Bahia Gabriel; CEA ou JC- Cedamavi Espejo Alto; JDC ou DI – Dique Compensador; EGS – Ensenada Guachipas Sul; FRBE – Finca Del Retiro Bajo Espejo; LE ou JL – Lomito Espejo; JQS ou QS – Quebrada Sola; ME – Mirador Escarpa; JRO ou RO – Reta de las Olas; V ou JV –Viñuales). Baseado na classificação de Logan (1964), detalhada no capítulo 5, as divisões dos estromatólitos em SH-C (*stacked hemispheroids with constant basal radius*), LLH-C (*close lateral linkage of hemispheroids*), LLH-S (*spaced lateral linkage of hemispheroids*) e SH-V (*stacked hemispheroids with variable basal radius*).

Foram realizadas análises de difratometria de raio x em 13 amostras (Figura 2.9) com intuito de se caracterizar a mineralogia total e, em especial, os componentes de granulometria fina ($<2\mu\text{m}$).

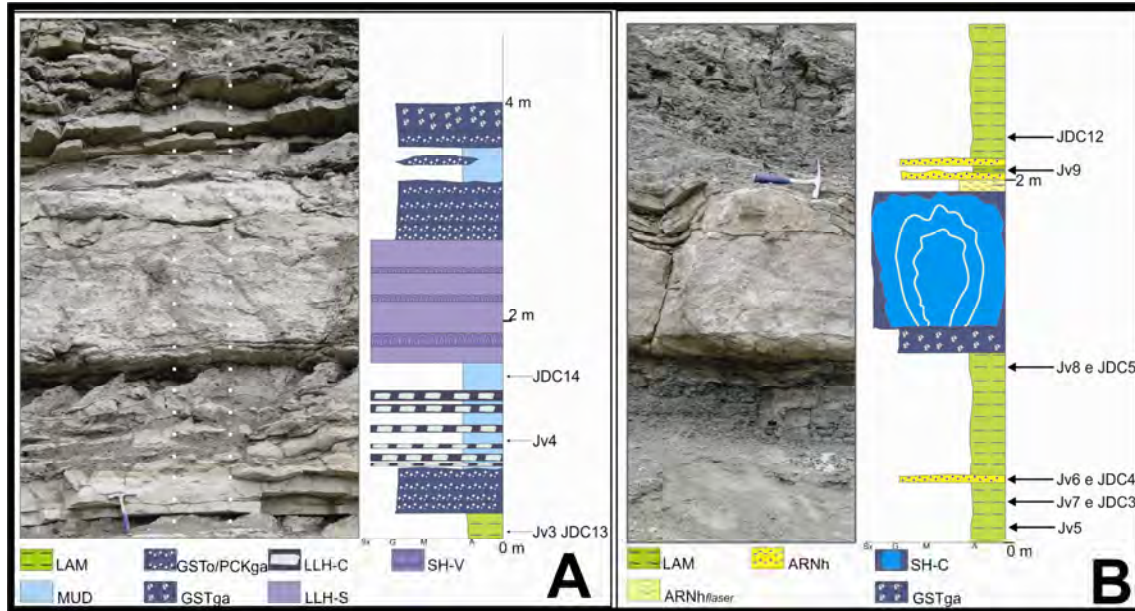


Figura 2.9: Posição estratigráfica das 13 amostras coletadas para análise química. **A)** intervalo Planar; **B)** intervalo Beira Rio. Os diferentes símbolos referem-se ao nome dado aos afloramentos (JDC – Dique Compensador; JV – Viñuales). A partir da classificação de Logan (1964), detalhada no capítulo 5, as divisões dos estromatólitos em SH-C (*stacked hemispheroids with constant basal radius*), LLH-C (*close lateral linkage of hemispheroids*), LLH-S (*spaced lateral linkage of hemispheroids*) e SH-V (*stacked hemispheroids with variable basal radius*), LAM (lamito), MUD (*mudstone*), GSTo (grainstone oolítico), PCKGa (packstone com grãos agregados), GSTga (grainstone com grãos agregados), ARNh (arenito híbrido), ARNhflaser (arenito híbrido com acamamento flaser).

Ainda durante as atividades de campo foram coletadas 46 medidas da atitude do acamamento e das cristas das marcas onduladas por ação de ondas, quando era possível ter uma visão em planta da camada. Para todas as medidas foram efetuados alguns procedimentos para o tratamento dos dados: a crista representada como linha foi rotacionada para corrigir o mergulho das camadas; somou-se 90° graus ao resultado para que seja analisada a direção do fluxo, que é perpendicular a direção da crista; os dados já no plano horizontal foram exibidos em diagrama de roseta no *software Stereonet*[®]. Os resultados serão abordados no item 8.2.7.

3.4 Descrição petrológica e Identificação de fácies

As lâminas delgadas obtidas a partir das amostras coletadas permitiram a confirmação das fácies sedimentares observadas em campo e definidas por meio das classificações de Logan *et al.* (1964), Zuffa (1980) e Terra *et al.* (2010).

Além disso, a análise petrológica foi crucial para que fosse possível identificar elementos-chave na caracterização faciológica das rochas carbonáticas, como, por exemplo, na determinação do tipo de grão aloquímico presente. A distinção entre rochas carbonáticas compostas por calcita e dolomita foi realizada por meio de análises petrográficas em lâminas tingidas por corante alisarina em solução com ferrocianeto de potássio, segundo procedimento preconizado por Adams *et al.*, (1994)

Com o estudo petrológico, foi determinado o arcabouço litofaciológico definido nas descrições macroscópicas. Por meio da descrição microscópica também foi possível inferir parâmetros deposicionais tais como energia do ambiente durante sua deposição e grau de retrabalhamento.

3.5 Análises químicas

Foram realizadas análises em lâminas delgada por EDS (*energy dispersive x-ray detector*) no microscópio eletrônica de varredura (MEV-EDS) através do Sistema de Microanálises OXFORD Inca, acoplado ao MEV. Cada lâmina foi lavada com água, detergente e álcool e, após secagem, foi recoberta por uma delgada camada de carbono, através do metalizador EMITECH K950X, a fim de torná-la também condutora. Foi, então, aderida em suporte condutor de alumínio e analisada ao microscópio eletrônico de varredura JEOL JSM-6490-LV, em imagens por elétrons retroespalhados, operando em alto vácuo a 20 kV e com distância de trabalho de 10 mm.

A imagem por elétrons retroespalhados (*Backscattered Electron Image*), também conhecida por imagem composicional, representa em seus tons de cinza a variação da composição atômica média da feição imageada, isto significa que materiais de peso atômico maior produzirão imagens em tons de cinza mais claro, enquanto materiais de baixo peso atômico produzirão imagens mais escuras.

Através de tabelas composicionais (semi-quantitativas) são mostrados os

percentuais de peso atômico (weight %); de proporção atômica (atom %) e dos elementos na forma de óxidos (calculados estequiometricamente) e normalizados para 100 % (*compound %*). O detector de SiLi do EDS não detecta os elementos H, He, Li e Be. Os elementos B, C, N, O e F são detectáveis por EDS, mas por limitação do método, não são quantificados; entretanto, suas presenças podem ser observadas no espectro. Valores menores que 1% não são significativos, todavia, servem como indicação qualitativa dos elementos.

A microanálise por EDS é pontual, resulta da penetração do feixe numa profundidade que varia entre 1 e 5 micra; portanto, não se deve inferir a composição obtida em cada ponto como representativa de todo o volume da partícula analisada. Além disso, trata-se de uma análise indicada para amostras planas e polidas. Devido ao caráter tridimensional da amostra pode ocorrer desvio de sinal e os resultados perdem resolução, mas podem sugerir caminhos analíticos mais eficientes, pois indicam os possíveis elementos presentes na amostra.

Os resultados das microanálises serão discutidos no capítulo 5 com a descrição das fácies.

Também foram realizadas análises quantitativas de mineralogia total e da porção de granulometria fina por difratometria de raio X.

Na preparação das amostras para caracterização da mineralogia total foi empregado o moinho McCrone (O'CONNOR *et al.*, 1986). As amostras pulverizadas foram dispostas sobre o suporte específico, pelo método da carga lateral, de modo a minimizar a orientação preferencial das partículas a serem analisadas através dos raios X.

Os difratogramas das análises foram obtidos no difratômetro RIGAKU D/MAX – 2200/PC, utilizando-se para isto radiação k-alfa do cobre nas condições de 40kV e 40mA de corrente de filamento e fendas DS = 1 grau, Div = 10 mm, SS = automática, RS = 0,3 mm. A velocidade de varredura do goniômetro foi de 2,33 graus por minuto.

A análise qualitativa da mineralogia total foi obtida com o auxílio do *software* Jade 7 da empresa *Materials Data Incorporated* (MDI) e do banco de dados de minerais PDF-2 do *International Centre for Diffraction Data*. As análises quantitativas foram realizadas pelo Método de Rietveld (YOUNG, 1995) através do *software* *FullProf*[®] (SANTOS *et al.* 2009).

Os procedimentos usados para a concentração e a identificação dos

argilominerais da fração $<2 \mu\text{m}$ encontram-se descritos em Alves (1987). Cada amostra foi desagregada em meio aquoso pelo uso de sonda de ultra-som (*Branson cell disruptor* – modelo 350) de maneira descontinuada durante 3 minutos. A fração inferior a $2 \mu\text{m}$ foi extraída por centrifugação da suspensão estável resultante (700 rpm por 6 minutos, centrífuga *IEC CENTRA-8*). Este material foi, posteriormente, concentrado por centrifugação (10000 rpm por 10 minutos, centrífuga *BECKMAN* - modelo J2-HC). A pasta resultante foi dispersa sobre uma lâmina de vidro e a orientação dos argilominerais foi realizada pela técnica do esfregaço (*smear on glass slide*) (THIRY, 1974).

As lâminas com material orientado foram analisadas no difratômetro de raios X D/MAX – 2200/PC da RIGAKU, utilizando radiação k-alfa do cobre nas condições de 40kV e 40mA de corrente de filamento, fendas DS = 1 grau, Div = 10 mm, SS = automática, RS = 0,3 mm e monocromador de grafite. A velocidade de varredura do goniômetro foi de 6 graus por minutos. A interpretação dos difratogramas foi feita por comparação com a literatura científica (BROWN & BRINDLEY 1980; *International Centre for Diffraction Data*, 1993).

Para a identificação dos argilominerais, as lâminas com material orientado foram analisadas após secagem ao ar, após exposição à atmosfera saturada com etilenoglicol e após aquecimento a 490°C (ALVES, 1987). Os cálculos dos teores relativos dos tipos de argilominerais da fração inferior a 2 micra foram baseados nas áreas das reflexões principais desses minerais obtidas após o uso de deconvolução com o programa Jade[®] da MDI.

A má qualidade de alguns dos padrões de difração produzidos pela análise difratométrica, caracterizados por baixa razão sinal/ruído, dificultou tanto o processo de deconvolução das reflexões superpostas através do programa Jade (MDI) quanto a modelagem de estruturas dos argilominerais interestratificados com o uso do programa *NewMod*, trazendo algumas incertezas aos resultados obtidos.

A interpretação dos resultados de difratometria serão abordados nos capítulos 5 e 6.

3.6 Tratamento dos perfis de campo

Os dados dos perfis estratigráficos levantados em campo foram escaneados e tratados no programa ANASETE[®], *software* desenvolvido pela Petrobras para

armazenamento de perfis estratigráficos e dados de testemunho. Para tanto, a escala vertical seguiu o parâmetro do *software*, com medidas crescentes em metros do topo para a base. Em seguida os dados foram carregados nos softwares Petrel[®] (*software* de modelagem geológica da empresa Schlumberger[®]) e isatis[®] (*software* de geoestatística da empresa Geovariances[®]) para realização da correlação estratigráfica e análise estatística.

3.7 Construção da correlação estratigráfica

As superfícies estratigráficas foram correlacionadas no *software* Petrel[®] e, os dados foram tratados de forma que pudessem ser representados por fácies, associações de fácies e proporções de fácies. Os resultados serão discutidos no capítulo 6 e 7.

3.8 Tratamento geoestatístico dos dados

Após serem tratados no Petrel[®], as fácies, associações de fácies e proporções de fácies foram analisadas sob a ótica da geoestatística convencional no isatis[®].

Com os dados carregados nos programas computacionais citados, foram construídos gráficos, tabelas e variogramas para representar as análises realizadas, culminando com importantes resultados sobre a extensão, dimensão e continuidade dos corpos sedimentares identificados na área de estudo (e.g. densidade das bioconstruções, extensão areal dos bancos de *grainstones*). Estes parâmetros quantitativos, em conjunto com a interpretação das fácies e das seções estratigráficas construídas, permitiram definir relações do nível relativo do lago entre os distintos ambientes deposicionais e o predomínio de uma determinada fácies ao longo de algumas áreas em detrimento de outras fácies.

3.9 Modelo estratigráfico tridimensional construído pelo método de simulação de processos deposicionais e estratigráficos (*forward model*).

O resumo das interpretações geológicas obtidas com base nos métodos convencionais de sedimentologia, estratigrafia, petrografia e geoestatística foram utilizados para criar um modelo estratigráfico que pudesse ser testado no Dionisius[®]

(*software* de modelagem estratigráfica da Geovariancies). Todas as variáveis influentes neste modelo foram estimadas ou inferidas de modo a produzir um modelo tridimensional equivalente ao medido nos afloramentos. Destaca-se a curva de variação do nível relativo do lago com a proposta de variação de fácies na altíssima frequência, assim como os mapas de paleorelevo, taxas de produtividade carbonática por fácies, direção de fluxo, taxa de sedimentação e taxa de erosão. Os resultados das simulações para o intervalo Planar e intervalo Beira Rio serão abordados no capítulo 8.

4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A geologia da Província de Salta possui uma história tectônica evolutiva complexa, afetada por diversos ciclos orogênicos (RAMOS, 1999) desde o Meso/Neoproterozóico até o ciclo de inversão tectônica que ocorreu a partir do Eoceno devido ao início do processo de deformação compressiva que propiciou a formação do orógeno andino (HERNÁNDEZ & ECHAVARRIA, 2009).

A origem da Bacia do Grupo Salta está associada a um típico processo de rifteamento intraplaca durante o Cretáceo (BIANUCCI & HOMOVOCC, 1982) (Figura 3.1). Este processo está diretamente relacionado à abertura do Gondwana que gerou o Atlântico Sul e pode ser associado ao Ciclo Orogrênico Patagônico (98 - 75 Ma), definido inicialmente por Keidel (1921).

A fase pré-rifte da bacia é formada pelo embasamento de idade Meso-Neoproterozóico/Paleozóico (BIANNUCI & HOMOVC, 1982; SALFITY & MARQUILLAS, 1989). Este embasamento é composto pelas unidades sedimentares e sequências vulcanoclásticos/magmáticas intrusivas que foram depositadas e intrudidas/extravazadas ao longo da evolução da Placa Sulamericana na região noroeste argentina. A geração destas rochas ocorreu em diversos ambientes tectono-sedimentares que se configuraram durante os ciclos orogênicos que afetaram esta porção da crosta (RAMOS, 1999) até início do Mesozóico. Os litotipos formados sofreram baixo metamorfismo (fácies xisto verde a anfibolito médio) ao longo do período pré-cretácico (SALFITY & MARQUILLAS, 1989).

A fase rifte é caracterizada como o produto da distensão crustal ao longo do Cretáceo, que originou depocentros com mais de 4.000 m de profundidade (MARQUILLAS *et al.*, 2005). As rochas que preenchem estes depocentros têm seu limite inferior marcado por uma discordância angular com o embasamento (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). A geometria de abertura do rifte está associada a lineamentos estruturais prévios herdados de paleo-riftes que se desenvolveram desde o Permiano até o Triássico/Jurássico, iniciados a partir do Ciclo Orogrênico Gondwânico – 290 a 250 Ma) (RAMOS, 1988).

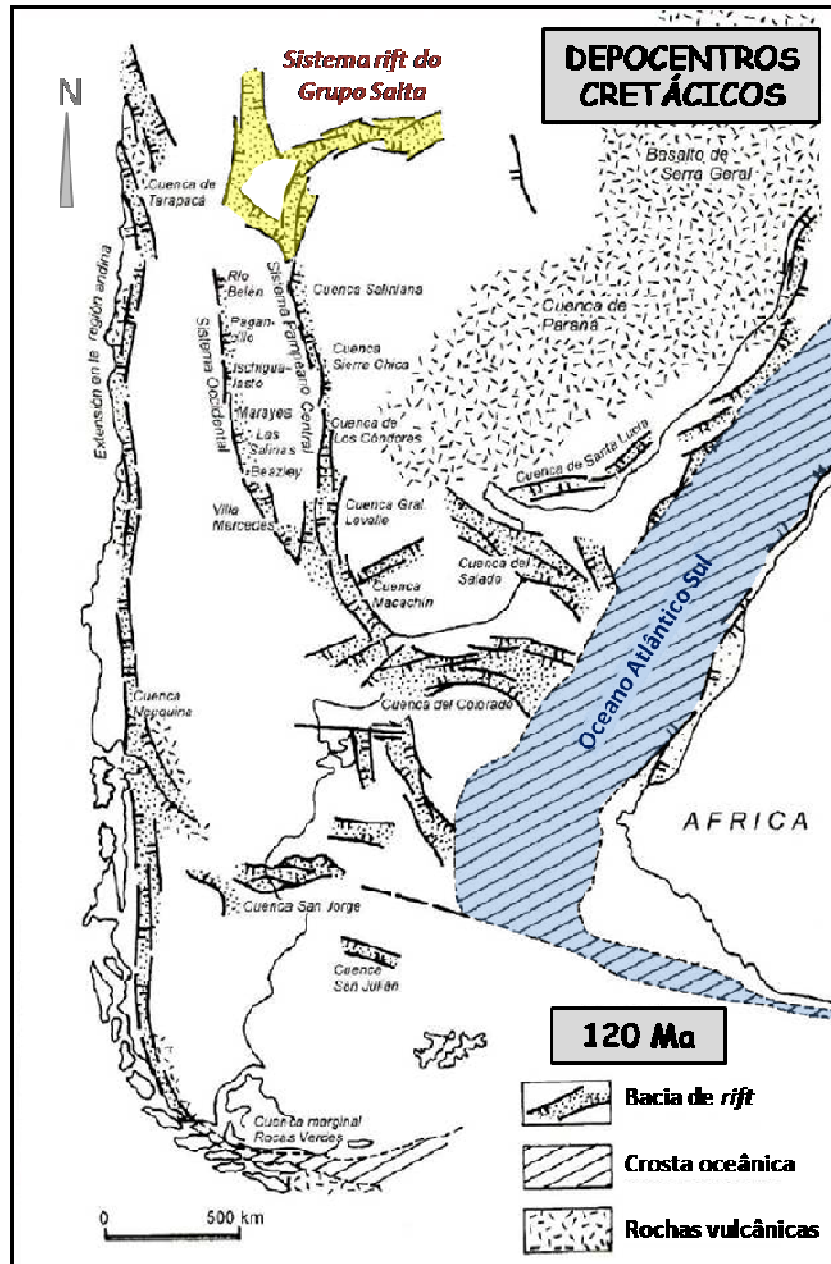


Figura 3.1: Sistema distensional de riftes cretácicos e de bacias de intra-arco desenvolvidos durante o Ciclo Patagônico (Keidel, 1921) na porção centro-sul da Placa Sulamericana, com destaque para o sistema rifte do Grupo Salta (destacado em amarelo) (Modificado de RAMOS, 1999).

Estes lineamentos determinaram a geometria da bacia rifte, formando altos internos devido à subsidência diferencial mais baixa que nas demais áreas. Eles foram mapeados por meio de métodos geofísicos e da análise das isópacas das unidades sedimentares. Destes altos, destacam-se os chamados “umbrais” (COMÍNGUEZ & RAMOS, 1995; CRISTALLINI *et al.*, 1998) que se conectam a partir das bordas do rifte a um alto central denominado Dorsal Salto-Jujeña, que propiciou

um arranjo geométrico radial para a bacia (SABINO, 2004)

Os arcos estruturais determinam a extensão das bordas da bacia (REYES & SALFITY, 1973). Na Sub-bacia de Metán-Alemania, estes limites são formados pelos arcos Transpampeano-Púnico, a oeste/sudoeste, e Pampeano, a leste/sudeste. No mais, internamente, o Umbral de Guachipas, paralelo ao lineamento estrutural El Toro (Figura 3.2), é responsável pela individualização dos depocentros de Alemania (a oeste) e Metán (a leste). Os registros sedimentares desta etapa têm geometria cuneiforme, evidenciado pelo forte controle estrutural e tectônico durante a deposição (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Estes altos foram ultrapassados e recobertos pela sedimentação da fase pós-rifte (Figura 3.3-A), unindo os depocentros gerados durante o estágio sin-rifte (SALFITY & MARQUILLAS, 1999; DEL PAPA & MARQUILLAS, 1999).

As taxas de distensão crustal, que atuaram desde o Berriasiano durante a fase rifte do Grupo Salta, diminuíram a partir do Maastrichtiano e propiciaram a queda abrupta na velocidade da subsidência na bacia, com consequente redução do aporte sedimentar a partir das bordas (SALFITY & MARQUILLAS, 1999; DEL PAPA & SALFITY, 1999). Teve início, então, uma etapa pós-rifte, com geração de uma bacia interior com subsidência predominantemente termal, conhecida como “*interior sag basin*” ou simplesmente *sag* (HARDING, 1984).

Neste período, a bacia tornou-se muito rasa e ampla (GÓMEZ OMIL & BOLL, 1999), com tectonismo marcado apenas pela subsidência termoflexural (SALFITY & MARQUILLAS, 1999) (Figura 3.3-B). Desta forma, os depósitos relacionados a esta fase são caracterizados pela geometria tabular ou, no caso das unidades mais basais, levemente cuneiforme nas bordas de paleoaltos herdados da etapa sin-rifte (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Assim, durante a fase pós-rifte, os altos estruturais e os limites originados foram ultrapassados pelos depósitos sedimentares, colmatando os diversos depocentros da fase anterior (SALFITY & MARQUILLAS, 1999; DEL PAPA & SALFITY, 1999). É também nesta etapa que os limites deposicionais se expandiram além das bordas originadas no sin-rifte, ampliando o contorno externo da bacia (Figura 3.4). Contudo, a Dorsal Salto-Jujeña comportou-se como um alto estrutural no centro da Bacia de Salta, que somente foi recoberto e vencido pela sedimentação no final do Daniano (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999; GÓMEZ OMIL & BOLL, 2005).

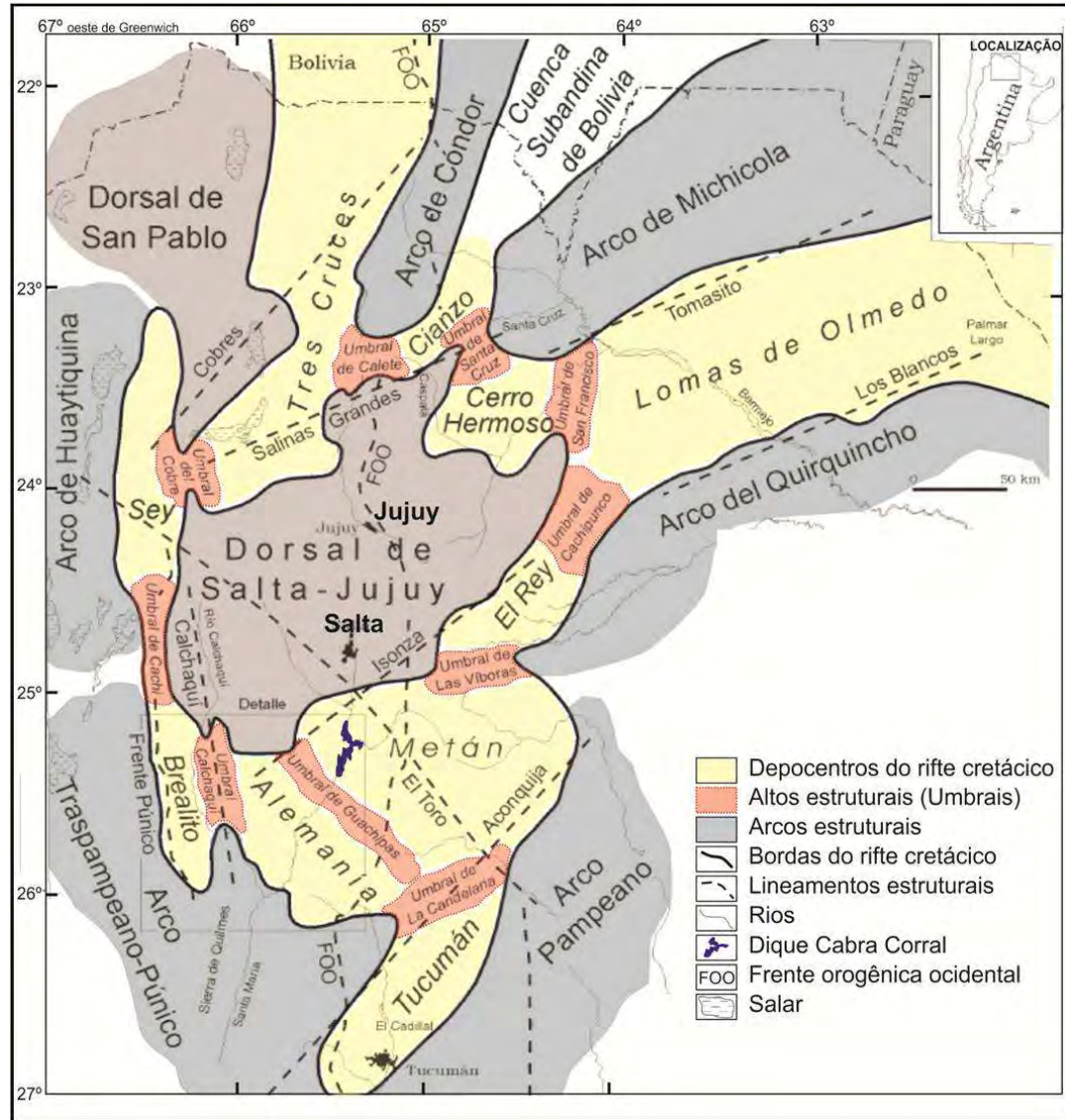


Figura 3.2: Principais feições estruturais e tectônicas do rifte cretácico da Bacia do Grupo Salta. Notar, em amarelo, os diversos depocentros que subdividem a bacia em várias sub-bacias, separadas pelos principais umbrais aqui representados (Modificado de Sabino, 2004).

Apesar de diversos estudos considerarem a evolução do estágio sag de forma contínua até o Eoceno (REYES & SALFITY, 1973; SALFITY & MARQUILLAS, 1994; MARQUILLAS *et al.*, 2005; CRISTALLINI *et al.*, 1998), alguns trabalhos demonstram que houve uma significativa mudança no padrão de subsidência da bacia durante o Paleoceno, manifestada por meio de um novo tectonismo distensivo que marcou a Fase Pré-Olmédica (BIANUCCI *et al.*, 1981, GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999) ou Fase Ranquel II (SALFITY *et al.*, 1984). Este evento evidencia um segundo estágio rifte da bacia, que é distinguido por uma discordância regional erosiva (HERNÁNDEZ & DISALVO, 1991) que se associa, em parte, ao rejuvenescimento das drenagens

fluviais, especialmente na porção ocidental em Lomas de Olmedo (GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989). A reativação de alguns lineamentos estruturais e de falhamentos permitiu a intrusão de rochas vulcânicas em determinadas áreas, como o chamado vulcanismo Capilla las Colmenas (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). A fase Pré-Olmédica não foi capaz de gerar depocentros significativos que pudessem acumular espessuras comparáveis àquelas da primeira etapa rifte do Grupo Salta. Com isto, seus depósitos logo foram recobertos por camadas regionalmente tabulares (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Esta nova conformação da bacia marca um segundo estágio *sag* na área, com o retorno da subsidência termal que se prolongou até o Eoceno (Figura 3.5).

A última etapa evolutiva da bacia, que persiste até o Recente, é marcada pela Orogenia Andina (Ciclo Andino – 45 Ma até o presente), descrita por Ramos *et al.* (1988). Nesta fase, a bacia passa a um regime tectônico tipicamente de *foreland*. A evolução orogênica provocou a deformação e inversão da bacia, com reativação de falhamentos e geração de uma tectônica epidérmica (dobramentos e faixas de empurrão do tipo escama fina) a profunda (com importantes inversões envolvendo o próprio embasamento) (HERNÁNDEZ *et al.*, 1996).

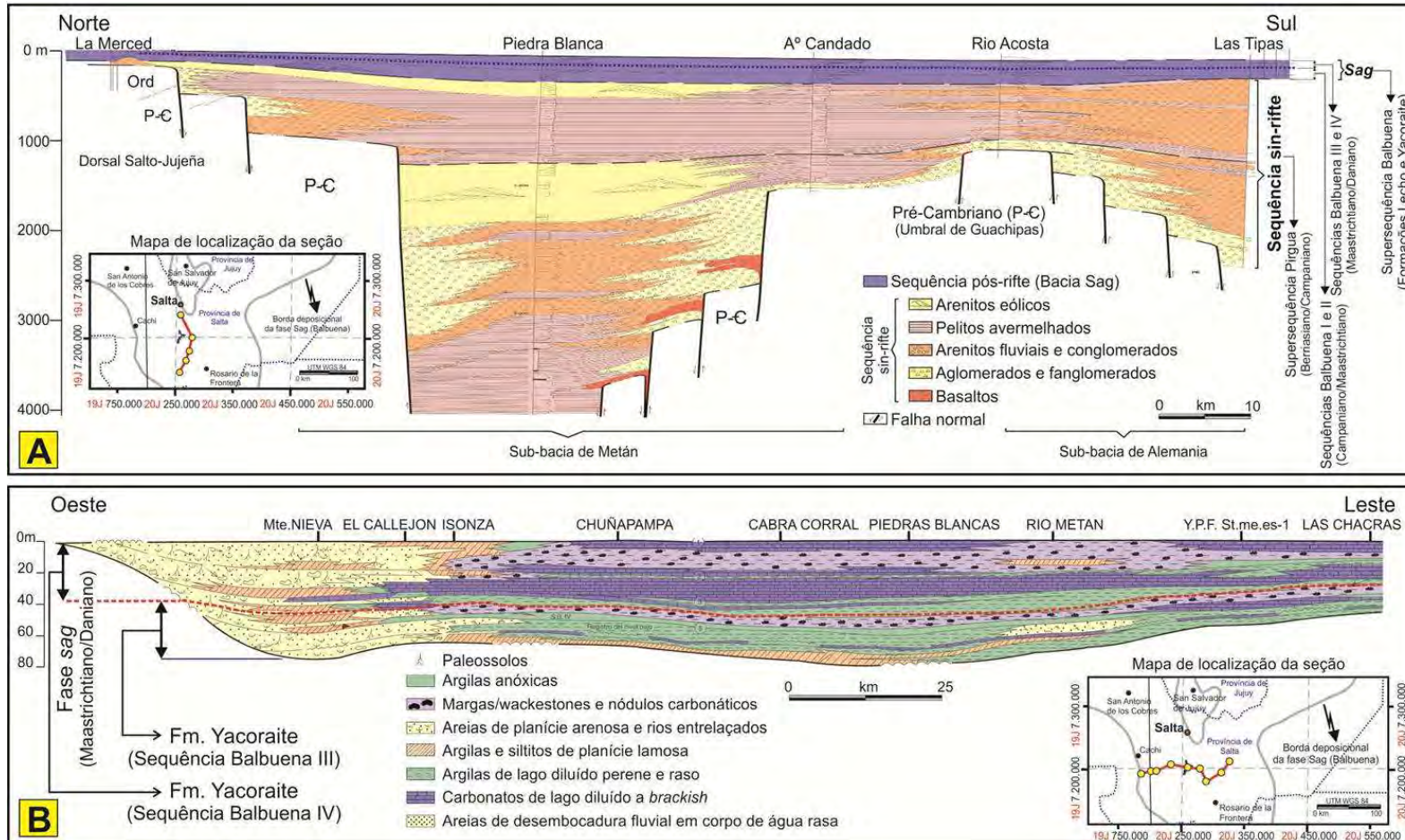


Figura 3.3: Seções estratigráficas (*Datum*: topo da primeira fase sag (Fm. Yacoraite – Balbuena IV)) na Sub-bacia de Metán-Alemania: (A) Seção enfatizando a espessura dos depósitos sin-rifte em relação ao intervalo sag. (B) Detalhe da morfologia suave e não falhada da seção final da fase sag (Balbuena III+IV) (Modificado de BENTO-FREIRE, 2012). Legenda: P-C = Pré-Cambriano; Ord = Ordoviciano.

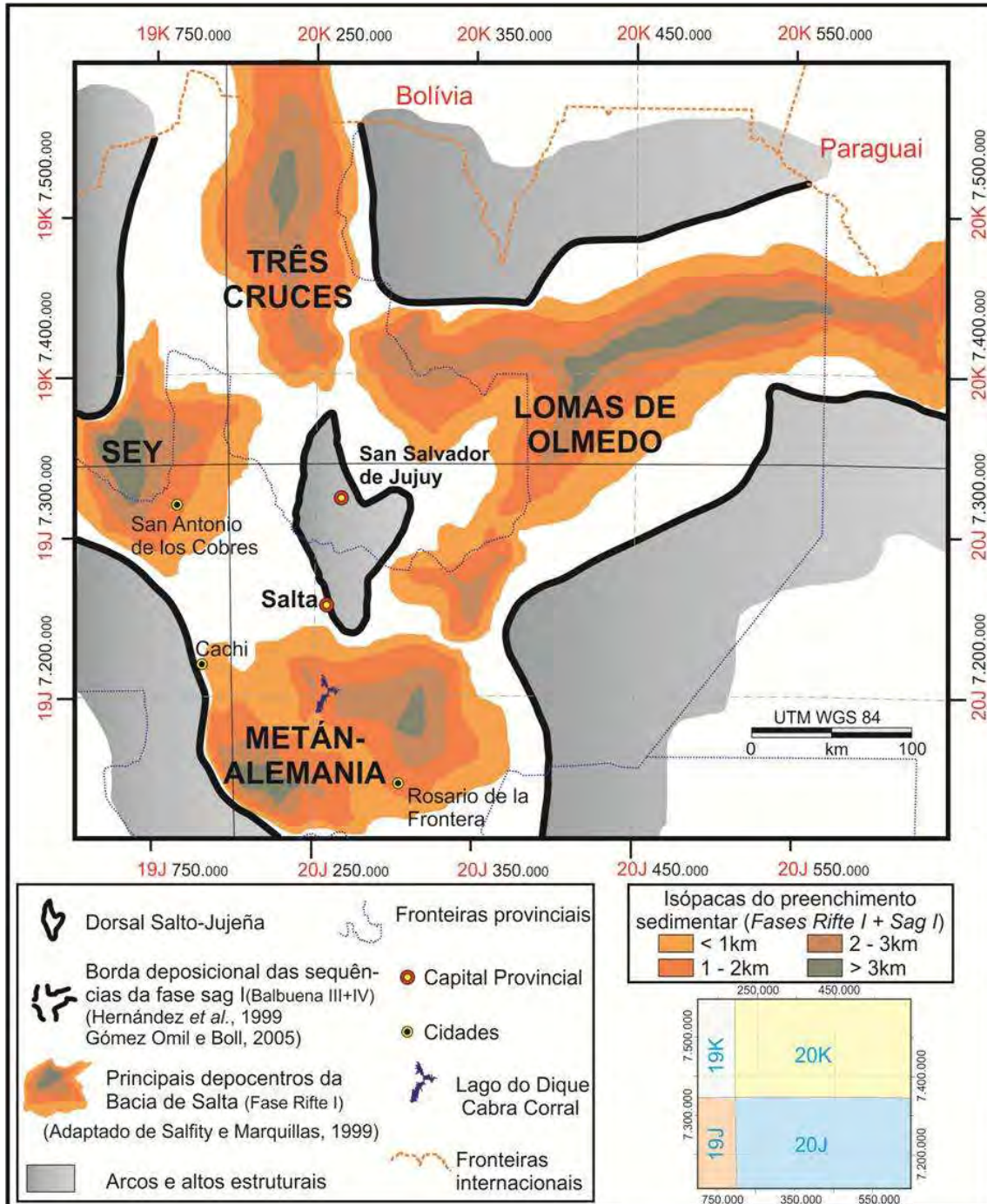


Figura 3.4: Limites deposicionais da 1ª etapa sag do Grupo Salta, com destaque para os depocentros das principais sub-bacias que compõem o rifte do noroeste argentino (Modificado de BENTO-FREIRE, 2012).

O Ciclo Andino é responsável pela geração de diversas estruturas compressivas, tais como anticlinais e sinclinais (HERNÁNDEZ & ECHAVARRIA, 2009). Estas feições deformacionais constituem importantes alvos exploratórios para os hidrocarbonetos e influenciaram diretamente no padrão de fraturamento dos

reservatórios carbonáticos produtores na Bacia de Salta (GÓMEZ OMIL & BOLL, 1999).

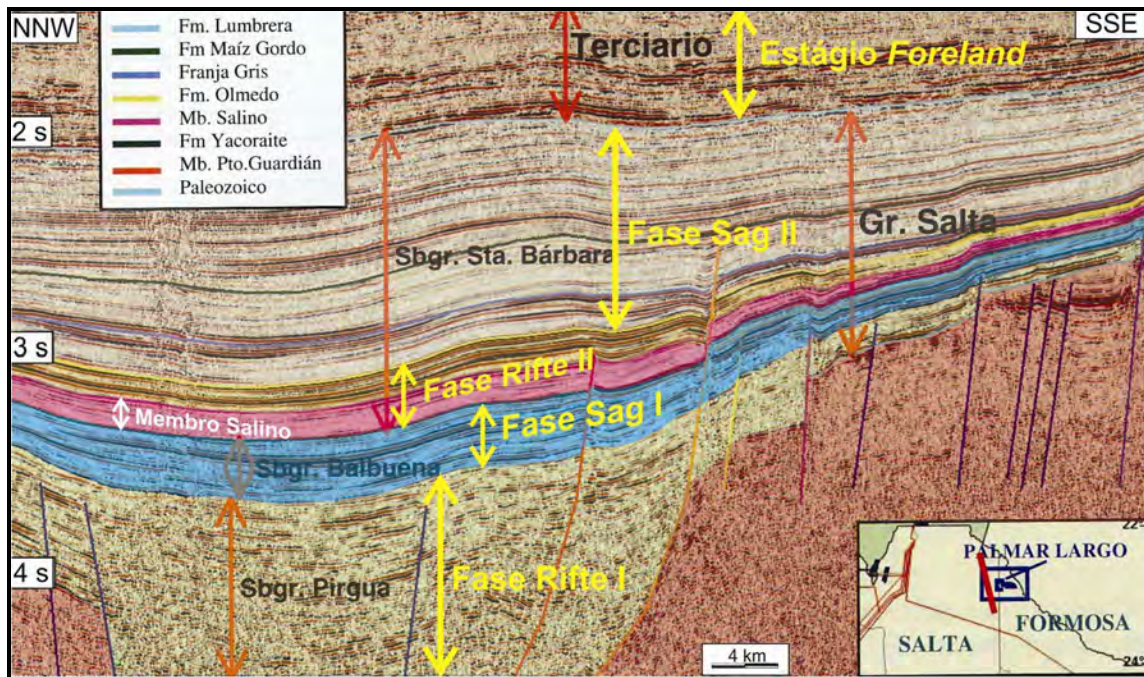


Figura 3.5: Linha sísmica em tempo enfatizando as diversas fases tectônicas que afetaram a Bacia de Salta na região de Lomas de Olmedo, flanco sul. Escala vertical em segundos. (Modificado de Disalvo *et al.*, 2005 *apud* Candido, 2007).

5 ESTRATIGRAFIA DO GRUPO SALTA

Os primeiros trabalhos de caracterização e mapeamento das unidades sedimentares na região de Salta foram realizados por Brackebusch (1891), o qual denominou os intervalos cretácicos da área como “**Sistema Salta**”. Com a evolução do conhecimento e aprimoramento das técnicas estratigráficas, paleontológicas e geofísicas, Turner (1959) definiu o antigo sistema como **GRUPO SALTA**, englobando as rochas formadas desde o Cretáceo até o Paleógeno no noroeste da Argentina. Posteriormente, o Grupo Salta foi dividido em três subgrupos (Figura 2.1) assim definidos do mais antigo para o mais novo: Subgrupo Pirgua (VILELA, 1953; REYES e SALFITY, 1973), Subgrupo Balbuena (MORENO, 1970) e Subgrupo Santa Bárbara (MORENO, 1970). Os critérios para tal divisão foram definidos com base no litotipo predominante e na variação de cores dos sedimentos (as quais respondem de forma marcante na mapeabilidade dos conjuntos litológicos na área). A seguir, serão descritas as principais unidades litoestratigráficas segundo o arcabouço tectono-sedimentar definido por Gómez Omil & Boll (1999).

5.1 Depósitos da primeira fase sin-rifte

O **Subgrupo Pirgua** é composto pelos sedimentos da fase sin-rifte depositados desde o Berrasiano até o Campaniano (130 a 75 Ma). A geometria dos depósitos é diretamente condicionada pelo arcabouço estrutural, com presença de estratos cuneiformes (GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989; SABINO, 2002). Devido aos depocentros e altos estruturais originados pela dinâmica tectônica do rifte, seus pacotes sedimentares foram intensamente afetados por discordâncias erosivas e/ou não deposicionais nas áreas paleogeomórficas mais elevadas desta etapa. Com isso, a espessura dos depósitos pode variar abruptamente (centenas de metros) em poucos quilômetros dentro de uma mesma sub-bacia (GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989).

Em termos de distribuição areal, o Subgrupo Pirgua é o mais restrito registro do Grupo Salta, uma vez que está condicionado aos limites da fase de subsidência mecânica (Figura 3.3-A). Este subgrupo é composto pelos registros sedimentares das formações La Yesera (basal) depositadas em ambiente dominado por *debris-flows* (principalmente nas bordas falhadas), leques aluviais, fluvial tipo *braided* até lacustres perenes a salobros. A Formação Las Curtiembres é amplamente

dominada por depósitos lacustrinos na base e por depósitos flúvio-eólicos no topo. Por fim, a Formação Los Blanquitos é formada em ambiente fluvial arenoso (clima semi-árido) que passam a depósitos flúvio-eólicos (clima árido).

5.2 Depósitos da primeira fase *sag*

A primeira fase *sag* na Bacia de Salta está registrada pelas rochas que compõem o **Subgrupo Balbuena**. Esta unidade é constituída pelas formações Lecho (basal) e Yacoraite (GROEBER, 1952). Intercalados com as rochas da Formação Yacoraite, encontram-se os basaltos da **Formação Palmar Largo** (MÄDEL, 1984) na Sub-bacia de Lomas de Olmedo, datadas pelo método K/Ar com a idade de 70 ± 5 Ma (GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989).

A **Formação Lecho** é interpretada como sido depositada em um ambiente flúvio-eólico, onde localmente ocorrem registros de deposição lacustrina que correspondem as porções mais argilosas da base desta unidade.

A **Formação Yacoraite** é a que apresenta a maior distribuição areal, recobrando parte dos arcos de Michicola, Condor, Quirquincho e, ao final de sua deposição, os altos de San Pablo e da dorsal Salto-Jujeña (SALFITY & MARQUILLAS, 1999) (Figura 3.2). Esta unidade é dividida em dois membros: as porções inferior e média são denominadas **Membro Puesto Guardián** e a porção superior como **Membro Las Avispas**, ambos definidos na Sub-bacia de Lomas de Olmedo. A interface que separa estes dois membros é uma seção argilo-arenosa, denominada “**seção limoarcillosa**”.

Os limites deposicionais da Formação Yacoraite foram definidos por Hernández *et al.* (1999) e Gómez Omill & Boll (2005) (Figura 3.4). Em termos de geometria, seus depósitos são tabulares (Figura 4.1).

Por ser a formação estudada nesta dissertação na sub-bacia de Metán-Alemania, será feita sua descrição com mais detalhes do que as outras que compõem o Grupo Salta. No depocentro da Sub-bacia de Metán-Alemania, a Formação Yacoraite chega a ter no máximo 200 m de espessura (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Na porção central da sub-bacia, esta formação é composta por rochas calcárias de origem microbiana, wackestones, margas, argilitos e siltitos, além de arenitos quartzosos, arcoseanos e carbonáticos. Na borda oeste, região de Cerro Tin Tin e Cachi, a unidade é composta quase exclusivamente por arenitos quartzo-

feldspáticos, arcóseos e arenitos conglomeráticos. Suas rochas são ricas em dados paleontológicos, desde fósseis e pegadas de saurópodes (ALONSO, 1980), palinórfos (MORONI, 1982; QUATTROCCHIO, 2006), ostracodes, bivalvos, gastrópodes (SALFITY & MARQUILLAS, 1999; CÓNSOLE GONELLA & ACEÑOLAZA, 2010), algas e peixes (BENEDETTO & SANCHES, 1972; ACEÑOLAZA, 1968), os quais auxiliam na interpretação paleoambiental e datação.

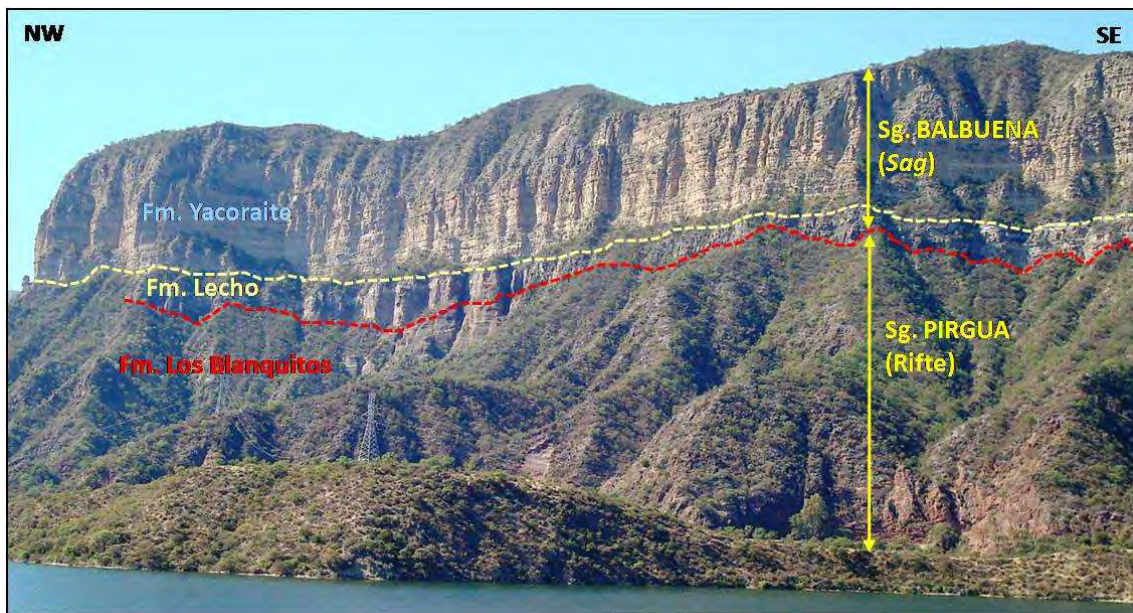


Figura 4.1: Disposição dos depósitos da primeira fase sag (Subgrupo Balbuena – formações Yacoraite e Lecho) na Bacia de Salta sobre os depósitos da fase sin-rifte (Subgrupo (Sg.) Pirgua – Formação (Fm.) Los Blanquitos). Notar a continuidade horizontal dos estratos. A dimensão da linha pontilhada na horizontal é de cerca de 900 m e a altura do paredão no seu ponto mais alto atinge aproximadamente 300m. (Modificado de Bento-Freire, 2012).

Em termos de estratigrafia de sequências, a Supersequência (Ss.) Balbuena (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) está subdividida em quatro seqüências: Balbuena I, II, III e IV, da base para o topo, que corresponderiam a seqüências de 3ª ordem (BOLL, 1991; HERNÁNDEZ *et al.*, 2008).

Dados paleontológicos (ACEÑOLAZA, 1968; POWEL, 1979; ALONSO, 1980), de datação absoluta (MÄDEL, 1984; GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989, Pimentel *et al.* 2012) e o comportamento das curvas de isótopos estáveis de carbono e oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (SIAL, 2001a e b; MARQUILLAS *et al.*, 2007), definem que a Supersequência Balbuena teria sua deposição restrita ao período de 75 a 63 Ma (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999), com o limite K/T (65,5Ma) posicionado na seção basal da Sequência (Sq.) Balbuena III (MARQUILLAS *et al.*, 2007). De acordo com

Pimentel *et al.* (2012), datação de U/Pb em duas camadas de tufos vulcânico depositadas nas seções basal e no topo da Sequência Balbuena IV indicam que a sua idade de deposição foi entre $63,4 \pm 0.9$ Ma e $60,3 \pm 2.1$ Ma, fato que fundamentou a conclusão de Bento-Freire (2012) de que a Sequência Balbuena IV tenha sido depositada em um intervalo de 1,0 a 1,3 Ma (milhões de anos) (Figura 4.2).

5.2.1 Sequência Balbuena I

A porção inferior da Sequência Balbuena I corresponde à Formação Lecho e, em algumas posições geográficas, incorpora o topo da Formação Los Blanquitos. É composta principalmente por arenitos flúvio-eólicos que, segundo Hernández *et al.* (1999), seriam o registro do trato de sistemas de nível baixo (TSNB).

Sua porção superior engloba a base da Formação Yacoraite. Os depósitos estariam relacionados ao trato de sistemas de nível alto (TSNA) e seriam compostos por carbonatos de alta energia (*grainstones*), raros estromatólitos e rochas lamosas (argilitos, margas, *wackestones* e lamitos). A passagem entre as porções inferior e superior representaria a superfície de máxima regressão. Em direção ao topo, surgem feições de exposição, tais como brechamento e carstificação, que registram o limite de sequência (LS). Apresenta também diversos níveis delgados de tufos vulcânicos de coloração esbranquiçada.

5.2.2 Sequência Balbuena II

A Sequência Balbuena II é caracterizada por uma alta ciclicidade de fácies carbonáticas (*grainstones*, laminitos, estromatólitos) com fácies granulometricamente mais finas (margas, *wackestones*). Feições de exposição são comuns no topo dos intervalos carbonáticos dos ciclos de alta frequência, que culminam com fácies estromatólíticas. Embora no interior das sub-bacias esta sequência seja essencialmente carbonática, nas bordas predominam as fácies siliciclásticas mais grossas, como arenitos quartzosos a arcoseanos e arenitos conglomeráticos, segundo a correlação de Hernández *et al.* (1999).

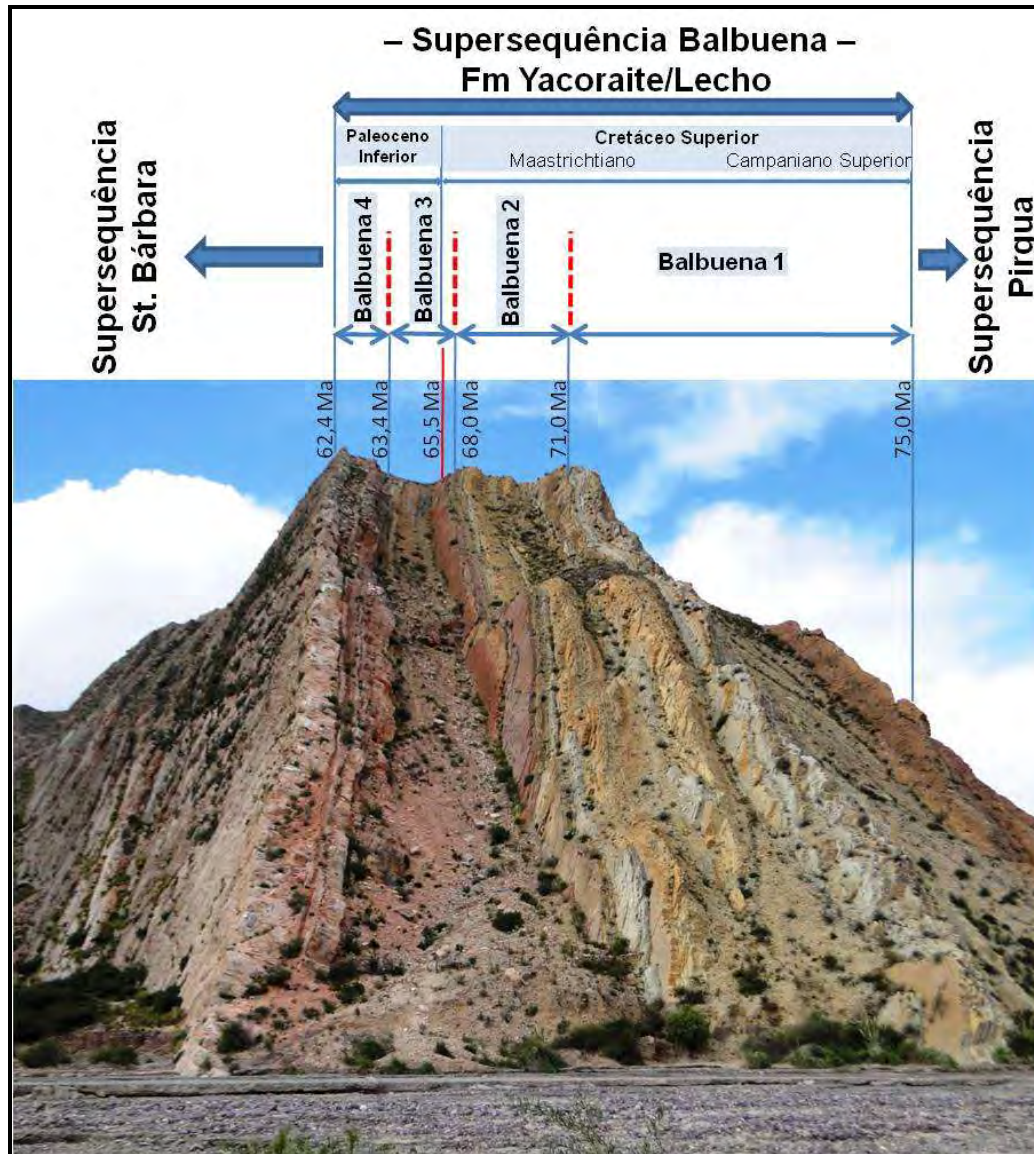


Figura 4.2: Disposição das seqüências Balbuena I a IV no afloramento de Jueya (Província de Jujuy). As idades marcadas têm como base os estudos de Hernández *et al.* (1999), Marquillas *et al.* (2007) e Pimentel *et al.* (2012). A espessura desde a base da Sequência Balbuena I até o topo da Sq. Balbuena IV é de 180 m e a altura máxima do afloramento é de 120 m (Idade em Ma = milhões de anos. (Modificado de Bento-Freire, 2012).

A porção inferior da Sq. Balbuena II é atribuída a um TSNB, evidenciado pela frequente presença de paleossolos (caliche) no topo dos ciclos de alta frequência na borda da Sub-bacia de Metán-Alemania (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Sua porção superior (considerada como um TSNA) é marcada pela maior ocorrência de intervalos lamosos, atribuído a um maior aporte de águas doces para o lago, com inibição da fábrica carbonática. No topo desta seqüência há um retorno do predomínio dos depósitos mais ricos em carbonatos, evidenciando uma mudança

climática de mais úmido para mais seco. A Sq. Balbuena II é finalizada por uma progradação de depósitos fluviais sobre os depósitos lacustres nas bordas da bacia, registrando a queda do nível do lago (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999).

5.2.3 Sequência Balbuena III

A Sq. Balbuena III é marcada por fácies siliciclásticas, apresentando arenitos quartzosos e carbonáticos, de granulometria fina a média, intercalados com fácies finas, como argilitos avermelhados (na base), lamitos acinzentados a amarelo-esverdeados e margas. Em direção ao topo da sequência, nas zonas de menor subsidência da bacia, são reconhecidas camadas isoladas e contínuas compostas por grainstones oolíticos/oncolíticos, laminitos e estromatólitos. Os argilitos avermelhados da base desta sequência estão correlacionados a arenitos conglomeráticos na borda da Sub-Bacia de Metán-Alemania, e corresponderiam aos depósitos do TSNB (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Já os arenitos finos, lamitos e margas, juntamente com as rochas carbonáticas encontram-se no topo da sequência e são atribuídos ao TSNA. O limite superior é marcado por uma superfície erosiva, atribuída a uma queda no nível do lago. Além da ciclicidade marcante, a base desta sequência representa a passagem K/T (SIAL *et al.*, 2001a e b; MARQUILLAS *et al.*, 2007), representada – no interior da Sub-bacia de Metán-Alemania - por argilitos e siltitos cinza-escuros com expressivas gretas de ressecamento que atingem até 50 cm de profundidade.

5.2.4 Sequência Balbuena IV

A Sequência Balbuena IV é a última unidade que compõe a Formação Yacoraite. Sua porção basal na região do Dique Cabra Corral está marcada por um nível delgado (20 a 30 cm) de tufo vulcânico em meio a uma espessa camada argilo-siltosa. Outro marco stratigráfico que ocorre nos afloramentos desta sequência na Sub-bacia de Metán-Alemania consiste em um nível de argilito ocre-amarelado altamente cisalhado, com cerca de 40 a 50 cm, e que ocorre imediatamente acima do primeiro nível de gretas, registrando um cisalhamento intra-estratal atribuído à estruturação neogênica na área. Na região do Dique Cabra Corral, esta camada é facilmente reconhecida na seção basal da Sq. Balbuena IV

pelo padrão “listrado” impresso pelo cisalhamento (BENTO-FREIRE, 2012). Acima desta seção mais argilosa passam a predominar fácies carbonáticas formadas principalmente por *grainstones* oolíticos, estromatólitos, *packstones* e espessos pacotes de laminitos lisos e crenulados que apresentam gretas de ressecamento expressivas. Hernández *et al.* (1999) atribuem estes depósitos da porção inferior a um Trato de Sistema Nível Baixo.

A porção superior desta sequência é caracterizada pela ciclicidade de intervalos decimétricos a métricos pelíticos e carbonáticos (Figura 4.3). As fácies mais finas são constituídas por argilitos e siltitos, bem como *wackestones* e margas. A grande diferença em relação à parte inferior da Sequência Balbuena IV é o maior desenvolvimento dos estromatólitos e dos níveis pelíticos siliciclásticos, além da diminuição de laminitos (BENTO-FREIRE, 2012).

Com base nas correlações regionais efetuadas por Hernández *et al.* (1999), é possível observar que à medida que se aproxima da borda oeste da Sub-bacia de Metán-Alemania, na região de Cachi e Rio Tonco, as fácies carbonáticas tornam-se cada vez mais escassas, com maior proporção de areias quartzosas, arcoseanas e conglomeráticas em meio aos siltitos, argilitos e lamitos (BENTO-FREIRE, 2012).

Boll (1991), Salfity & Marquillas (1999) e Hernández *et al.* (1999) atribuem a deposição dos sedimentos da Sq. Balbuena IV a um ambiente lacustre com influência marinha, onde a eustasia, associada ao clima, seriam os fatores controladores da sedimentação.

Cada Sub-bacia da Supersequência Balbuena apresenta características particulares em relação à interpretação de um modelo deposicional. Enquanto nas sub-bacias de Lomas de Olmedo e Três Cruces os dados paleontológicos mostram evidência marinha (STEINMANN, 1906 apud CÓNSOLE & GONELLA, 2009, MÉNDEZ & VIVIERS, 1973), na Sub-bacia de Metán-Alemania estas evidências estão ausentes. BENEDETTO & SANCHEZ (1972) interpretam peixes marinhos da espécie *Coleodus toncoensis*, porém, a ocorrência desses fósseis é rara e estão presentes principalmente nas fácies siliciclásticas lamosas (argilitos, margas, lamitos e siltitos), da seção Balbuena IV, em associação com fósseis tipicamente de água doce, como carófitas (MUSACHIO, 1972), *Ilyocypris sp.* (MÉNDEZ & VIVIERS, 1973; CARMO, 2004) e *Azolla sp. cretacea* (QUATTROCCHIO, 2006).

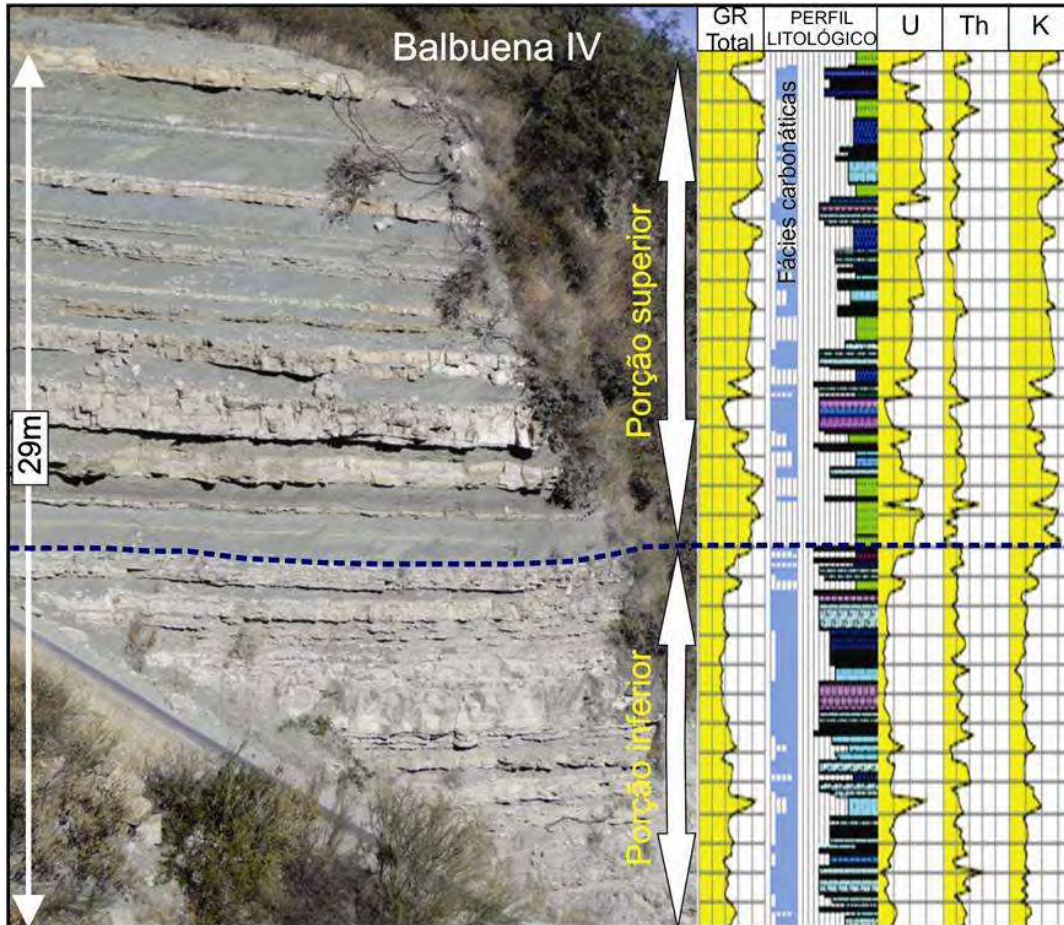


Figura 4.3: Visão geral da Sequência Balbuena IV na região do Dique Cabra Corral. Notar a porção inferior com menor presença de fácies lamosas intercaladas com as fácies carbonáticas em relação à porção superior. A imagem foi verticalizada em relação à posição original (notar a via asfáltica que se encontra inclinada e que é originalmente horizontal na área) para se ajustar ao perfil estratigráfico com o gama espectral levantado no afloramento de Cedamavi, mostrando a perfeita correlação dos níveis. (Afloramento Viñuales) (Modificado de Bento-Freire, 2012).

Dados isotópicos da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos por Sial *et al.* (2001a) e MARQUILLAS (2007) revelam que os carbonatos foram gerados e depositados em um ambiente tipicamente lacustre, com forte influência continental, tendo valores de até 0,714. Bento-Freire (2012) interpreta a Sequência Balbuena IV como depositada em um lago do tipo “*ballanced fill*” (de acordo com a classificação de BOHACS *et al.*, 2000).

A Reconstrução dos continentes Sulamericano e Africano durante o período da passagem K/T mostra que as sub-bacias do norte estariam diretamente influenciadas pelo corredor marinho (Figura 4.6) que entrava pelo norte da região (BLAKEY, 2011). Desta forma, as sub-bacias do norte tinham comunicação direta com o mar enquanto a sub-bacia de Metán-Alemania, a sul, seria tipicamente

lacustre. Em períodos de cheias no lago da sub-bacia de Metán-Alemania, este recebia contribuições de águas marinhas presentes nos corpos d'água do norte (figuras 4.4 e 4.5), comunicando as sub-bacias.

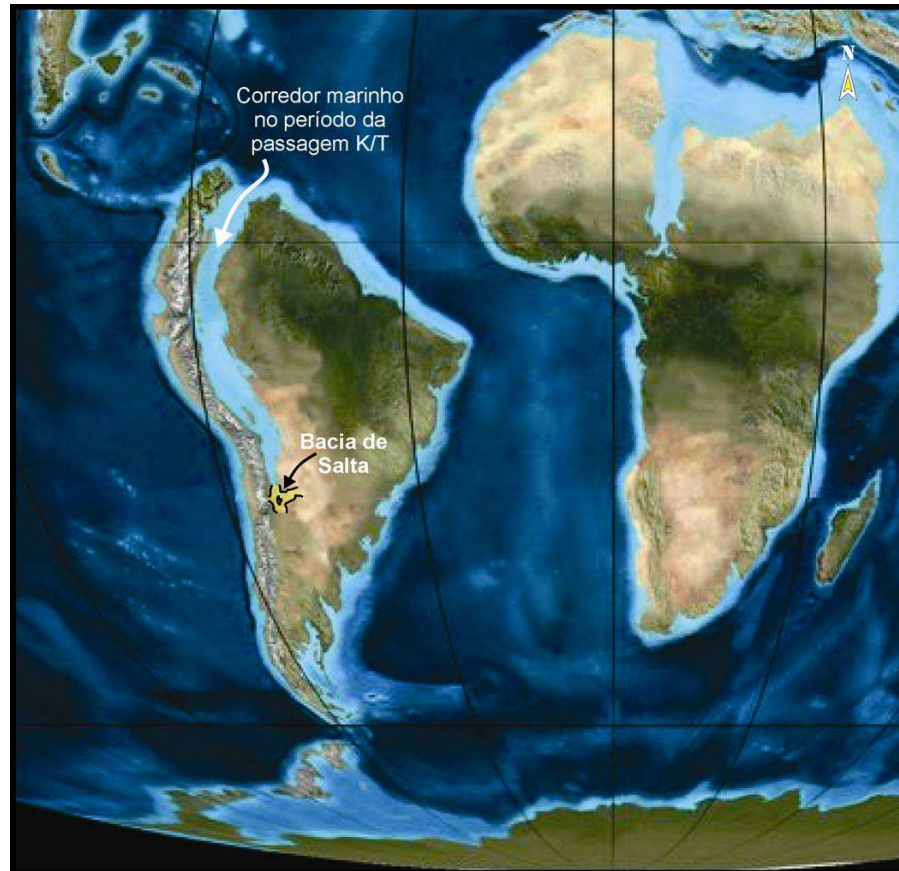


Figura 4.4: Reconstrução dos continentes Sulamericano e Africano durante o período da passagem K/T, mostrando a localização da Bacia de Salta. Notar que a porção norte da bacia, por este modelo, estaria diretamente influenciada pelo corredor marinho que entrava pelo norte da região (Modificado de Blakey, 2011).

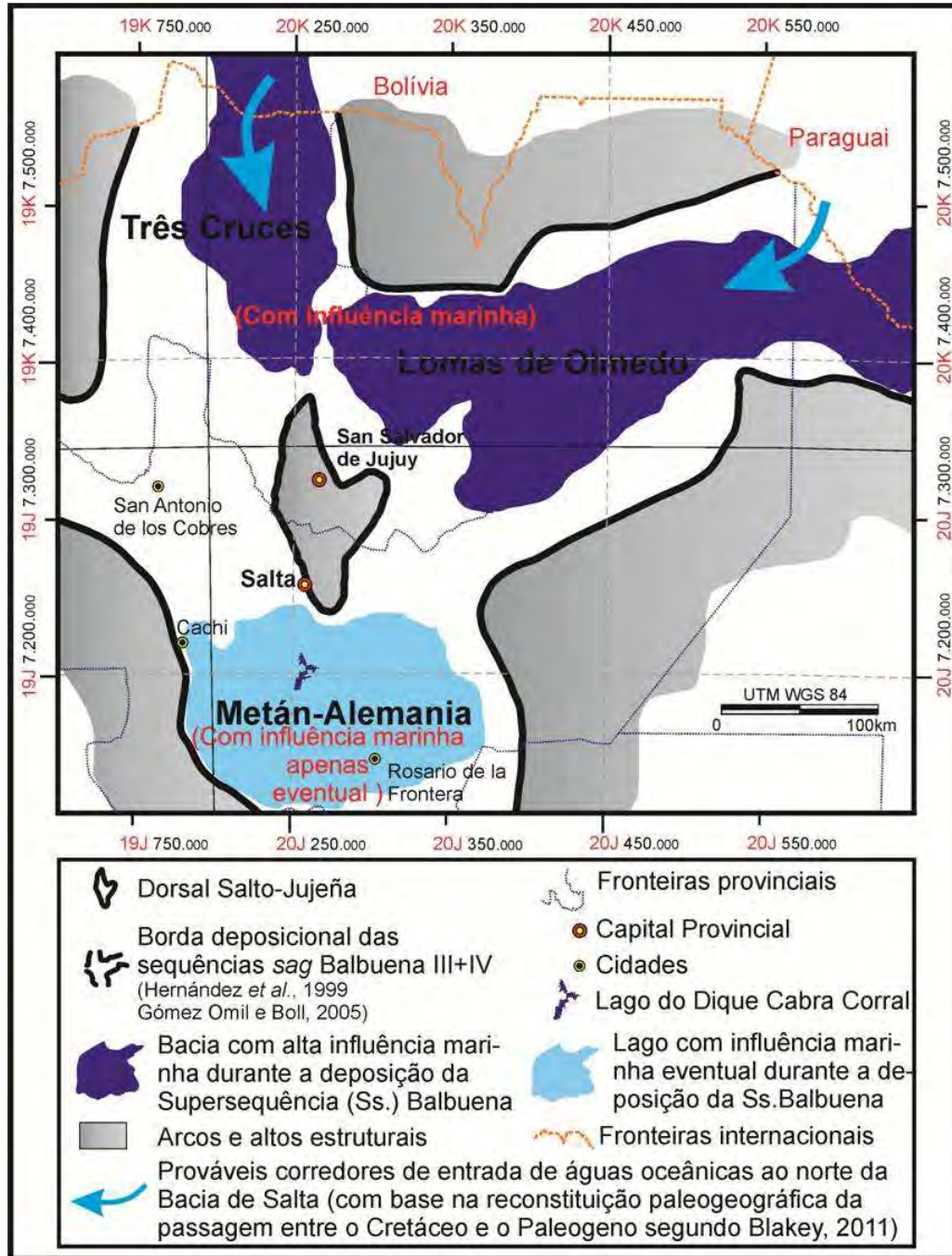


Figura 4.5: Influência marinha inferida a partir dos dados paleontológicos e isotópicos para as principais sub-bacias do Grupo Salta durante a geração e deposição dos carbonatos da Superseqüência Balbuena. Notar que a Sub-bacia de Metán-Alemania é tipicamente lacustre sem contribuição marinha direta durante a fase de desenvolvimento carbonático (Modificado de Bento-Freire 2012).

5.3 Depósitos da segunda fase rifte

Embora diversos estudos não considerem esta fase como um segundo estágio rifte da bacia, Bianucci *et al.* (1981) e Gómez Omil & Boll (1999) atribuem o padrão cuneiforme da base da **Formação Olmedo** na Sub-bacia de Lomas de Olmedo a uma resposta ao rejuvenescimento das drenagens fluviais causadas pela distensão da bacia gerada pelo tectonismo Pré-Olmédico, com reativação de falhamentos e a intrusão das rochas do vulcanismo Capilla Las Colmenas. A este evento, Hernández *et al.* (1999) associam à grande discordância regional erosiva no topo da Formação Yacoraite observada na Bacia de Salta (Figura 3.5 – passagem entre o Subgrupo Balbuena e o Membro Salino – Formação Olmedo). Contudo, Salfity & Marquillas (1999) atribuem esta discordância a um rebaixamento do nível de base causado por variações climáticas no final do Daniano.

Os registros sedimentares desta etapa constituem a base do Subgrupo Santa Bárbara, constituída pela Formação Olmedo (ou ao menos pela porção inferior desta), em um ambiente relacionado a lagos hipersalinos anóxicos (complexos tipo “*playa lakes*”, segundo Moreno, 1970) circundados por extensas planícies lamosas, enquanto para o ambiente deposicional da unidade Tunal foi atribuído lagos perenes circundados por florestas em um clima úmido e quente. Esta interpretação é reforçada pelos dados palinológicos encontrados nesta unidade (QUATTROCCHIO *et al.*, 2000).

5.4 Depósitos da segunda fase sag

A segunda fase *sag* da Bacia de Salta engloba as formações Mealla, Maíz Gordo e Lumbrera. Abrange um período desde o final do Paleoceno até o Eoceno médio (60 – 49,5 Ma) (Hernández *et al.*, 1999).

A **Formação Mealla** é composta por depósitos clásticos com espessuras variáveis entre 100 e 150 m (DEL PAPA & SALFITY, 1999). Suas fácies foram depositadas em ambiente de planícies lamosas cortadas por rios meandrantés, sendo que, em Lomas de Olmedo, havia o predomínio de um lago raso e salobro (SALFITY & MARQUILLAS, 1999). O topo da sequência é formado por uma camada de calcário conhecida como marcador estratigráfico na bacia e chamada de “*Faja Gris*”, cujo ambiente seria de um lago de água doce e aberto. Para toda a

sequência, em geral, o clima era do tipo subtropical com períodos de seca (QUATTROCCHIO & VOLKHEIMER, 2000a).

Recobrimo a Formação Mealla, encontram-se os registros da **Formação Maíz Gordo**, que atingem espessuras entre 200 e 250 m. De acordo com QUATTROCCHIO e DEL PAPA, (2000b), o ambiente de deposição foi inicialmente constituído por fluvial tipo *braided* que passaram a lacustre de água doce a salobra.

O último evento que registra o segundo estágio *sag* da Bacia de Salta e que constitui o intervalo sedimentar final do Grupo Salta (DEL PAPA *et al.*, 2002) é marcado por uma discordância regional (SALFITY & MARQUILLAS, 1999) sobre a qual foram despositadas as rochas da **Formação Lumbrera**. Esta unidade apresenta a maior distribuição areal e espessura do Subgrupo Santa Bárbara (GÓMEZ OMIL & BOLL, 1999), com uma média de 400 a 500 m de seção vertical. Contudo, na Sub-bacia de Metán-Alemania, ela apresenta espessura em torno de 280 m e, porém, pode atingir mais de 1.000 m na porção oriental em Lomas de Olmedo (GÓMEZ OMIL & BOLL, 1999). Como nas formações anteriores, a Formação Lumbrera é rica em fósseis (mamíferos, peixes e répteis) e palinomorfos (QUATTROCCHIO, 1978; GASPARINI, 1984). O ambiente deposicional da porção basal teria sido do tipo fluvial meandrante, em meio a vastas planícies lamosas. O intervalo conhecido como “Faja Verde” foi atribuído a sistemas lacustres estratificados, representando depósitos transgressivos. A porção superior registra um ambiente tipicamente lacustre raso e salino, em meio a um contexto de clima tropical úmido (SALFITY & MARQUILLAS, 1999).

O topo desta unidade apresenta-se erodido pela discordância Incaica que marca o início do Ciclo Andino e é recoberto pelos depósitos do Neogeno do estágio *foreland* da bacia, representados pelo Grupo Orán (CAZAU *et al.*, 1976). A figura 4.6 mostra uma visão aérea geral das unidades estratigráficas do Grupo Salta encontradas na região da Serra da Callilegua, próxima ao jazimento Caimancito, na Sub-Bacia Lomas de Olmedo.

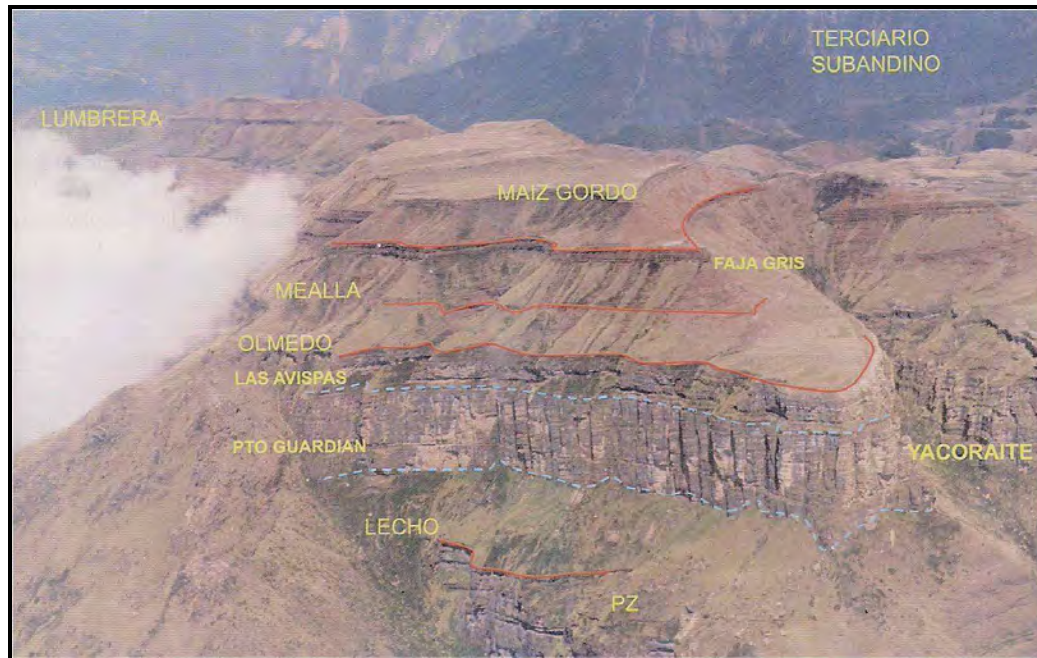


Figura 4.6: Foto aérea do Vale Grande na região da Serra da Calilegua (noroeste da Sub-bacia Lomas de Olmedo) onde pode ser observada a estratigrafia do Grupo Salta. Notar o intenso fraturamento vertical dos carbonatos da Formação Yacoraite (principal reservatório de hidrocarbonetos na região), cuja espessura na fotografia atinge 250 m. Legenda: PZ - Subgrupo Pirgua (Imagem extraída de Disalvo *et al.* (2002), página 721, Figura 4).

6 PETROGRAFIA E DEFINIÇÃO DAS FÁCIES

6.1 Introdução

Os intervalos estratigráficos definidos no capítulo 2 serão aqui analisados sob a perspectiva da petrografia. De uma forma geral, foram descritas onze fácies, das quais oito são puramente carbonáticas, duas híbridas e uma siliciclástica.

As fácies puramente carbonáticas, de uma forma simplificada, podem ser divididas em dois grupos, i) as que possuem componentes originais ligados a deposição, em geral, com processos biológicos envolvidos na formação do seu arcabouço. E ii) as que não apresentam componentes originais não ligados durante a deposição. Estas últimas são formadas por grãos aloquímicos, matriz e cimento. Neste trabalho serão discutidos apenas os grãos aloquímicos e a matriz, com intuito de conhecer as condições deposicionais do ambiente durante sua formação, sem detalhamento, portanto, da sua evolução diagenética. Para as fácies carbonáticas bio-induzidas serão mostrados os critérios macroscópicos e microscópicos utilizados na sua definição.

Finalmente, para as fácies com influência siliciclástica (híbridas e puramente siliciclásticas) serão mostrados os resultados da análise quantitativa e as variações granulométricas importantes na definição da energia do ambiente deposicional.

6.2 Conceitos usados na definição das fácies carbonáticas

Entre os principais tipos de grãos aloquímicos ou partículas carbonáticas que constituem o arcabouço das rochas estudadas estão: pelóides, intraclastos, bioclastos, oólitos e grãos agregados.

6.2.1 Pelóides

É m termo descritivo para grãos arredondados, esféricos a elípticos ou agregados ovóides compostos por micrita criptocristalina. Não apresentam estrutura interna, podem ser uniformes em tamanho e forma, e independem da sua origem (FOLK, 1962, BATHURST, 1966). O termo engloba grãos situados nas faixas de silte e areia. Nas frações finas, nem sempre o contorno dos grãos é nítido devido ao seu tamanho reduzido. Encontram-se freqüentemente recristalizados e

compactados, dificultando o estabelecimento da sua procedência deposicional.

Embora o termo pelóides seja muitas vezes usado em situações de origem desconhecida, a diferenciação genética deste grão traz informações importantes para a interpretação do ambiente deposicional. Neste contexto, os principais tipos de pelóides encontrados na área são, de acordo com a classificação de Flügel (2004), pelóides móldicos (molde interno micritizado de ostracodes) e pelóides microbianos (precipitação bioquímica auxiliada ou induzida por microrganismos e substâncias orgânicas).

6.2.2 Intraclastos

Constituem os principais grãos, com tamanhos milimétricos a centimétricos, que passam por processos erosivos, transporte e re-deposição. Um intraclasto é um fragmento de carbonato litificado ou parcialmente litificado, que foi erodido de áreas adjacentes e redepositados dentro da mesma bacia, formando novo depósito (FOLK, 1962).

6.2.3 Bioclastos

Originalmente o termo bioclasto era usado para fósseis que foram transportados, quebrados e tornaram-se detritos orgânicos (GRABAU, 1920). Flügel (2004) afirmou que esse termo tem um significado bastante vago no contexto de estudo da microtrama. Todavia, é usado para fósseis totalmente ou parcialmente preservados identificáveis em lâminas delgadas. Quando é possível identificar o organismo, coloca-se em seguida a descrição do mesmo (bioclasto de ostracode).

6.2.4 Oólitos

Na literatura geológica de língua inglesa utiliza-se a designação *oolite* para a rocha composta por grãos de *ooids*. Na língua portuguesa utiliza-se a palavra oólito para designar a partícula e não a rocha.

Os oólitos são grãos aloquímicos, formados por envelopes ou capas concêntricas, nítidas e bem definidas, de composição carbonática e núcleo de composição variável. Os critérios descritivos auxiliam na interpretação da condição ambiental nos quais os oólitos se formaram, destacando-se a microtrama do córtice,

o tipo de núcleo, a forma e tamanho do oólito, os fósseis associados e a textura sedimentar.

➤ **Microtrama dos córtices:** Os oólitos exibem uma variedade de microtrama gerada por diferentes orientações dos cristais nas lâminas delgadas.

Uma classificação simples do córtice é proposta por Flügel (2004): i) tangencial, com arranjo dos cristais tangenciais ao núcleo, geralmente formados por aragonita; ii) fibro-radiais, com arranjo dos cristais radiais formados por calcita magnesiana ou aragonita; iii) micríticos, com núcleo e córtices micritizados, podendo apresentar estruturas concêntricas em alguns casos; iv) esferóides, composto por pequenos grãos com cristais fibrosos arranjados radialmente.

Uma interpretação do ambiente deposicional sugere que muitos dos oólitos aragoníticos modernos formam-se em ambiente marinho de alta energia e apresentam microtrama tangencial ou concêntrica (arranjos não preservados em depósitos antigos). Oólitos formados em ambiente marinho de baixa energia e em ambiente lacustre hipersalino possuem microtrama radial. Já os formados em ambiente de água doce são compostos por mineral calcita com baixo teor de magnésio (FLÜGEL, 2004).

É importante salientar que a mineralogia original dos oólitos antigos é inferida por meio da trama preservada dos grãos. A calcificação da aragonita oblitera detalhes texturais enquanto o arranjo radial dos cristais aciculares indica o mineral calcita como original (FLÜGEL, 2004)..

A composição mineralógica do córtice e as condições ambientais em que eles foram formados (temperatura global e variações de pCO_2 na atmosfera) são extremamente importantes (ZHURAVLEV *et al.*, 2009). A compilação quantitativa da mineralogia carbonática dos esqueletos e oólitos durante o Fanerozóico mostra uma alternância entre calcita baixo teor de magnésio para aragonita. Para oólitos marinhos, acredita-se que há uma tendência de intervalos mais quentes (*greenhouse*) favorecerem a formação biogênica da calcita com baixo teor de magnésio, período conhecido como mares calcíticos, e intervalos mais frios (*icehouse*) facilitarem a formação do mineral calcita com alto teor de magnésio, conhecidos como mares aragoníticos (FLÜGEL, 2004).

➤ **Núcleo:** Os núcleos podem ser compostos por intraclastos, pelóides, bioclastos e grãos siliclásticos como o quartzo. Jones *et al.*, (1984) afirmaram que

em ambiente de baixa energia é muito comum o núcleo dos oólitos serem compostos de pelóides fecais.

A razão córtice/núcleo é um importante critério descritivo, os quais designam oólito superficial quando a espessura do córtice é menor do que a do núcleo e oólito normal quando a espessura do córtice é igual ou maior do que a espessura do núcleo.

➤ **Forma e tamanho:** Os oólitos ocorrem com núcleo simples ou composto (um ou mais oólitos formando o núcleo de outro oólito). Em geral, são esféricos, embora sejam dependentes do formato do material que compõe o núcleo.

O tamanho e a seleção estão relacionados com as condições hidrodinâmicas, sendo os principais parâmetros influentes no controle desta característica: disponibilidade de núcleo; taxa de crescimento; mobilização e agitação do meio; e abrasão. O tamanho máximo dos oólitos (aproximadamente 2 mm) reflete o equilíbrio entre crescimento e abrasão (FLÜGEL, 2004).

O processo de transporte, segundo Flügel (2004) *apud* Davies *et al.* (1978), causa diferenças entre o tamanho de oólitos radiais e radiais concêntricos e ainda de acordo com Heller (1980), o oólito passa de radial para tangencial no tamanho crítico de 0,6 mm, por mudanças no tipo de transporte (de suspensão para rolamento no fundo do leito).

Flügel (2004) afirma que a exata natureza da formação de um oólito individual continua com algumas incertezas. As interpretações mais utilizadas pelos autores modernos mostram que os oólitos formam-se em ambiente de água rasa, regularmente agitada por ondas ou correntes, por um período de tempo. É necessário, ainda, aporte mínimo de grãos siliciclásticos em um clima quente, presença de núcleos, uma fonte de água supersaturada, processo de renovação da água e uma quantidade mínima de processos de degradação do grão. Outra geometria comum na área são os oólitos cerebróides (FLÜGEL, 2004), definidos pela superfície endentada do grão.

6.2.5 Grãos agregados (*grapestones, lumps*)

São constituídos por diferentes tipos de grãos individuais envolvidos por filmes orgânicos, organismos incrustantes e cimentos de aragonita ou calcita magnesiana.

A interpretação do ambiente deposicional para a formação dos grãos

agregados é de uma área com baixa energia, pouco nutriente e baixa taxa de sedimentação. Todavia, os agregados carecem de alguma circulação de água para carregar o material fino e remobilizar os grãos, seguido por períodos de estabilidade e cimentação precoce (WANLESS, 1981). Os exemplos modernos mais conhecidos são os encontrados entre os bancos oolíticos formados em ambiente de alta energia e a lama carbonática acumulada em áreas protegidas nas Bahamas.

6.2.6 Esferulitos

São partículas de forma esférica de contornos lisos ou lobados de tamanho geralmente menor que 2 mm. Observados ao microscópio, geralmente apresentam na porção central formas esféricas ou subesféricas, com composição micrítica e ricas em vacúolos. Não apresentam núcleos e sua estrutura interna é variada, desde estrutura radiadas a vacuoladas. Os esferulitos são considerados partículas *in situ* e podem ocorrer de forma isolada ou amalgamada. Os esferulitos podem ser retrabalhados e, por esse motivo, também foram incluídos como grãos aloquímicos (TERRA *et al.*, 2010).

6.3 Conceitos usados na definição das fácies carbonáticas bio-induzidas

Na área estudada, as fácies que possuem processos biológicos na formação do arcabouço estão inseridas na definição de estromatólitos. Todavia, há grande controvérsia na definição desse termo na literatura, sendo um dos fatores limitantes a falta de análogos modernos que permitiriam comparar depósitos abiogênicos e depósitos microbianos (RIDING, 2011).

O termo estromatólito foi primeiro definido por Kalkowsky (1908) como rocha laminada formada pela ação de organismos com organização simples, para descrever rochas carbonáticas dômicas e colunares que ocorrem no meio de oólitos nas montanhas *Harz*, no norte da Alemanha. Esta ideia foi aceita por Walcott's (1914), que comparou os depósitos com tufas e citou argumentos que dão suporte a interpretação de estromatólitos como depósitos microbianos. Black (1933) também reforçou a influência microbiana na formação de rochas laminadas nas margens de lagos e canais de maré na ilha Andros, em Bahamas.

Em contrapartida, Reis (1908) argumentou que os estromatólitos eram precipitados inorgânicos e Bucher (1913) corroborou com esta ideia, observando que estromatólitos eram estruturas de delicadas lâminas e os comparou com rochas precipitadas quimicamente em *hot springs*.

Logan *et al.*, (1974) afirmou que estromatólitos eram estruturas laminadas que foram previamente chamadas de “alga fóssil”, mas que poderiam ter sido formadas por diferentes processos e organismos. O termo deveria ser precedido de um adjetivo que assim o caracterize, como estromatólito algálico, estromatólito com foraminíferos e estromatólito inorgânico. Este autor também propôs uma classificação descritiva para os estromatólitos algálico, que será explicada no próximo item.

Hofmann (1973), por sua vez, enfatizou que estromatólito deve ser usado apenas quando comprovada sua origem biogênica, mas reconheceu a existência de estromatólito de origem química, sendo muito importante distingui-los. Em meio a todas estas discussões, Ginsburg (1991) observou curiosamente que poucos observadores têm dificuldade em identificar estromatólitos, embora a sua definição seja controversa.

Para fomentar a discussão sobre a utilização do termo estromatólito, Semikhatov *et al.* (1979) propôs uma definição com base na descrição, a qual assume que um estromatólito possa ou não ser laminado ou de origem biogênico, seguindo a linha de Logan. Ele definiu estromatólito como estruturas de crescimento sedimentar, laminadas, litificadas, que coalescem a partir de um ponto ou superfície limitada. Segundo ainda este autor, os estromatólitos geralmente, mas não exclusivamente, são de origem microbiana e de composição calcária.

Awramik & Margulis (1974) aderiram à concepção de Kalkowsky (1908) de que estromatólitos devam ser formados por processos microbianos, deste modo, os definiram como estruturas organo-sedimentares megascópicas produzidas por adesão de partículas sedimentares (*trapping and binding*) e/ou por precipitação de CaCO_3 , como resultado do crescimento e atividade metabólica de microrganismos, principalmente cianobactérias.

Burne & Moore (1987) aplicaram a essência de Awramik & Margulis (1974) para definir um novo termo, microbialito, caracterizado como depósitos organo-sedimentares que tem seu crescimento como resultado da atividade microbiana bentônica. Os microbialitos podem trapear e grudar (*trapping and binding*)

sedimentos detríticos além de precipitar mineral de forma localizada. Esta definição permitiu a divisão de estromatólito em: microbialito macro laminado; trombólito, microbialito coagulado (*clotted*); dendrolito, como microbialito detrítico; e leiólito, como microbialito afanítico. Dias (1998) afirma que existe uma tendência de chamar todos os calcários formados a partir da atividade de micróbios bentônicos, laminados ou não, de microbialitos (modificado do termo original em inglês *microbialite*, introduzido por Burne e Moore, 1987).

Na mesma linha de Reis (1908), Kerans (1982), Grotzinger e Read (1983) afirmaram que alguns estromatólitos proterozóicos são essencialmente precipitados de fundo marinho abiogênicos, descreveram alguns estromatólitos micro-digitados como lâminas de cimento e crosta de cimento. Grotzinger (1986b), ainda descreveu estromatólito micro-digitados como evaporitos, em essência, mas os interpretou como calcificação inorgânica influenciada por micróbios. Seguindo esta mesma linha, Pope *et al.* (2000) considerou estromatólito com laminação fina e isópaca como de origem abiótica. Já Demicco & Hardie (1994) afirmam que muitos dos depósitos laminados não têm uma origem comprovadamente relacionada à atividade microbiana, sendo difícil provar a influência de micróbios na formação de caliches, crostas de solo, depósitos de caverna, travertinos e tufas. Para estes autores, a laminação dos sedimentos não influenciados por micróbios poderia variar de planar a fortemente crenulada, não sendo, portanto, critério suficiente na identificação de atividade microbiana. O termo estromatólito deveria ser utilizado apenas para as construções cujas formas apresentem ângulos superiores ao ângulo de repouso das partículas sedimentares.

Apesar de todas as divergências que envolvem o conceito de estromatólito, o sentido do termo adotado neste trabalho baseia-se na definição de Riding (2011), em que estromatólitos são sedimentos microbianos autigênicos, laminados macroscopicamente, com a possibilidade de algumas camadas terem sido precipitadas sem influência biológica.

6.4 Classificação de fácies

Na literatura geológica não existe uma única classificação que agregue todas as fácies descritas neste trabalho. Dessa forma, foram utilizadas quatro classificações distintas: a de Logan (1974), para as fácies carbonáticas

estromatolíticas bio-induzidas; a de Terra *et al.* (2010), para as fácies carbonáticas com elementos não ligados durante a deposição; a de Zuffa (1980), para as fácies mistas e, finalmente, a classificação granulométrica de Pettijohn *et al.* (1957), para as fácies siliciclásticas.

As classificações hoje disponíveis para estromatólitos podem ser genericamente separadas em dois grupos: as descritivas e as genéticas. Dentre as classificações genéticas, a que se destaca é a de Riding (1991), que, ao considerar a atividade microbiana um processo importante na formação de calcários laminados, classifica-os de acordo com o processo de precipitação carbonática predominante.

Já dentre as classificações descritivas, a de Logan (1974) baseia-se nas relações geométricas dos hemisferóides e os relaciona com a posição que as mesmas se formaram no ambiente deposicional. As combinações de diferentes geometrias dos estromatólitos podem ser simplificadas em cinco fácies.

- a) Hemisferóides ligados lateralmente (LLH – *laterally linked hemispheroids*), onde é possível distinguir as fácies LLH-C (*close lateral linkage of hemispheroids*) quando a distância entre as estruturas é menor do que o diâmetro da própria estrutura.
- b) Hemisferóides ligados lateralmente (LLH – *laterally linked hemispheroids*), na qual é possível distinguir as fácies LLH-S (*spaced lateral linkage of hemispheroids*), quando a distância entre os hemisferóides é maior do que o seu diâmetro.
- c) Hemisferóides discretos empilhados verticalmente (SH – *discrete, vertically stacked hemispheroids*), subdividida em SH-C (*constant basal radius*) quando as camadas superiores alcançam ou ultrapassam a base das precedentes, sem aumentar o raio basal da estrutura.
- d) Hemisferóides discretos empilhados verticalmente (SH – *discrete, vertically stacked hemispheroids*), subdividida em SH-V (*variable basal radius*) quando as camadas superiores não alcançam as já existentes, onde pode ser observado variação no raio da estrutura.
- e) fácies SS de estruturas esferoidais (SS - *spheroidal structures*). Esta última fácies oncolítica não é presente na área estudada.

A classificação de Terra *et al.* (2010), que leva em consideração as características texturais, foi utilizada para as fácies carbonáticas não ligadas durante a deposição. A fácies mudstone – MUD - (DUNHAM, 1962) representa a rocha

carbonática suportada pela matriz com menos de 10% de grãos tamanho areia ou maior. Caso ocorram grãos, complementa-se a denominação incluindo a preposição “com”, mais um termo composicional, como, por exemplo, mudstone com oólitos. A fácies wackstone – WCK - (DUNHAM, 1962) é usada para rocha carbonática sustentada pelos matriz com presença de grãos. Complementa-se sua denominação incluindo um termo composicional, como wackstone oolítico. Por sua vez, a fácies packstone – PCK - (DUNHAM, 1962) é usada para rocha carbonática sustentada pelos grãos com matriz. Complementa-se sua denominação incluindo um termo composicional, como packstone oolítico. E, finalmente, a fácies grainstone – GST - (modificado de DUNHAM, 1962) para rocha carbonática suportada pelos grãos sem matriz (máximo 5 %). Também se complementa a sua denominação incluindo um termo composicional: grainstone oolíticos.

As fácies híbridas foram separadas de acordo com a classificação de Zuffa (1980), que utiliza o termo arenito híbrido quando a quantificação da porcentagem de grãos siliciclásticos extra-bacial ultrapassa 33 % do total de grãos da rocha. Caso esse valor seja menor, a fácies será designada de acordo com a classificação de Terra *et al.* (2010).

Para a classificação de fácies siliciclásticas foi utilizado à classificação textural (Pettijohn *et al.*, 1957), que leva em consideração o tamanho do grão na rocha e sua medida baseia-se exclusivamente na granulometria dos sedimentos. A fácies lamito foi usada para rochas nas quais predominam grãos menores que 0.064 mm, formadas basicamente por silte e argila.

6.5 Descrição de fácies

Após este resumo dos principais conceitos utilizados nesta dissertação, serão apresentadas as descrições de fácies dos intervalos estratigráficos selecionados para estudo inseridos na Formação Balbuena IV:

6.5.1 Fácies LLH-S (*spaced lateral linkage of hemispheroids*), chamada informalmente de estromatólito baixa curvatura.

Esta fácies é caracterizada por corpos com geometria externa tabular, que apresentam continuidade de centenas de metros (figuras 5.1 A e B). Em escala de afloramento, não é possível identificar hemisferóides bem desenvolvidos, mas sim

notória laminação interna crenulada, que conectam os corpos. De acordo com a interpretação da classificação de Logan (1974), observa-se que esta geometria vista em afloramento é a ligação entre estruturas localizadas a grandes distâncias. Em algumas porções observam-se concreções e intraclastos carbonáticos angulosos, as quais possibilitariam a sua classificação como brecha de exposição ou rudstone. Todavia, nesta dissertação foi interpretada como sugestões de feições pedogenéticas.

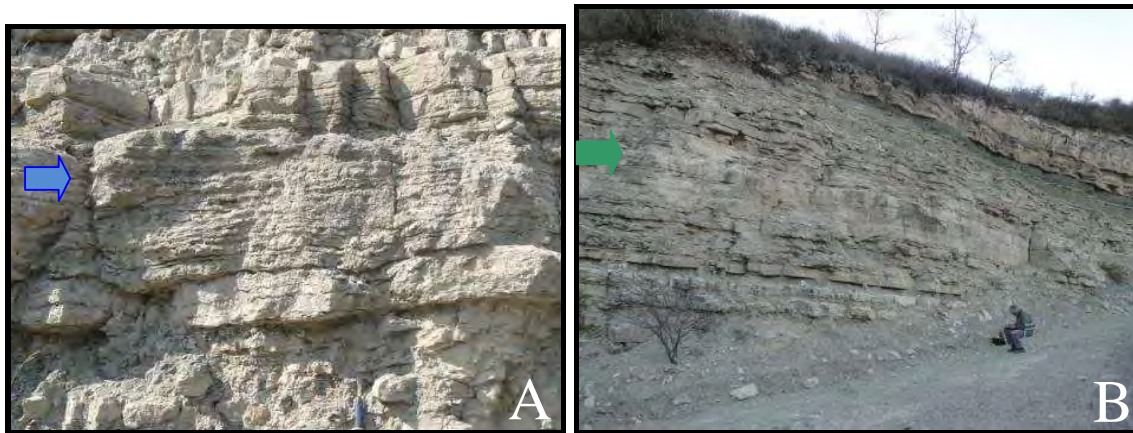


Figura 5.1: **A)** A seta azul mostra a fácies LLH-S no afloramento Ablomé; **B)** A seta verde mostra a fácies LLH-S no afloramento Mirador Escarpa, onde pode se verificar a sua grande continuidade lateral.

Em escala microscópica constata-se uma variedade de microtramas caracterizadas pela alternância de lâminas do tipo: i) micríticas grumosas por vezes com dolomita; ii) lâminas com calcitas espáticas; iii) lâminas com pelóides micríticos e grãos dolomitizados e iv) lâminas lamíticas por vezes com bioclastos (figuras 5.2 A a H).

As lâminas de micrita possuem composição calcítica e dolomítica (marcada pela seta verde nas figuras 5.2 A e C). Não será discutido neste trabalho a origem da dolomita (primária ou diagenética). A sua textura é laminada grumosa micrítica, com porosidade intercrystalina e dolomitas de tamanho cristalino fina a médio, algumas com possíveis núcleos peloidais que podem estar associadas a atividades microbiais. Observa-se de forma freqüente a presença de grãos de moscovita e quartzo na granulometria areia fina. Estes grãos siliciclásticos são interpretados como material que foi aglutinado pela esteira microbiana durante a sua formação.

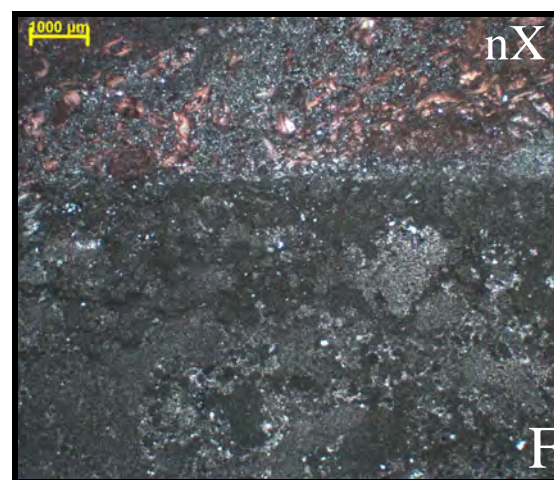
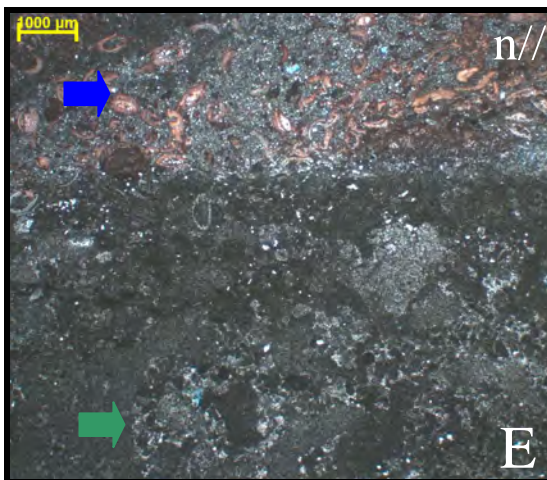
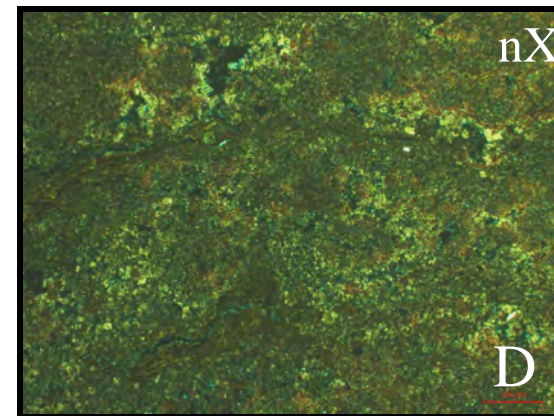
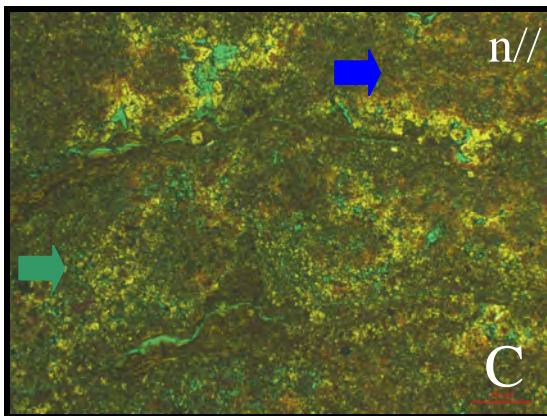
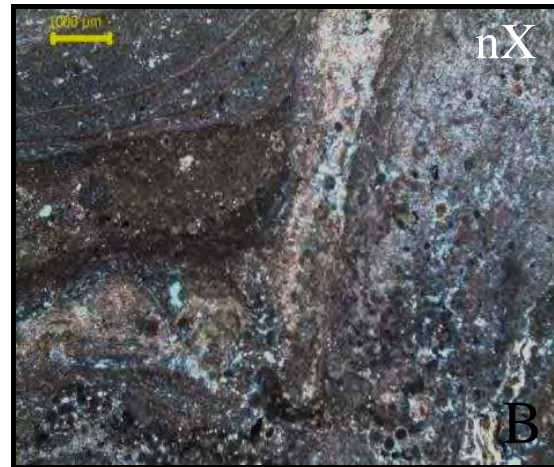
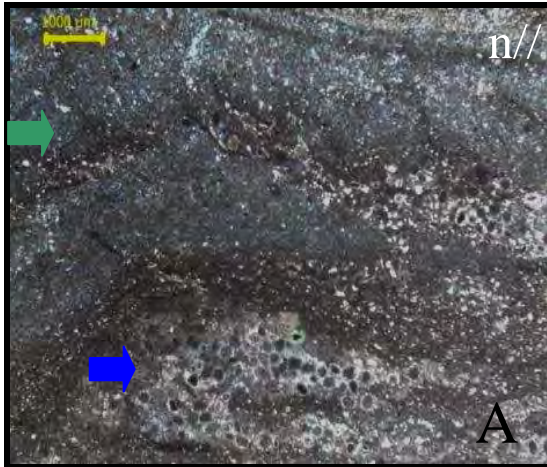
As lâminas com pelóides apresentam uma intercalação entre lâminas peloidais mais orgânicas com lâminas peloidais mais cimentadas por, possivelmente, calcita (figuras 5.2 A e B). As lâminas, que possuem espessura média de 0,8 mm, são

planas ou com ondulações irregulares. Elas também podem se adelgaçar e espessar lateralmente. Os pelóides são micríticos e bem selecionados na granulometria areia fina. Pode conter outros grãos siliciclásticos como micas e quartzo na fração areia muito fina e silte dispersos pelas amostras descritas. A textura peloidal, o conteúdo de matéria orgânica e a matriz micrítica sugerem que estas rochas podem ter uma origem associada a processos microbianos (FLÜGUEL, 2004). Grão siliciclásticos dispersos pela amostra podem ter sido aglutinados por biofilmes adesivos (EPS) de acordo com os processos apresentados por Riding *et al.* (1991).

As lâminas formadas por calcita espática apresentam extinção bem marcada (sinalizada pela seta verde na Figura 5.2 G). Alguns grãos calcíticos possuem textura fibro-radial que promovem uma extinção em cruz semelhante à estrutura observada em esferulitos (seta azul na Figura 5.2 J). Por tais dados, interpreta-se que este nível pode ter sido formado por precipitação química com/ou sem influência biológica (figuras G a J).

As lâminas lamíticas (seta azul nas figuras 5.2 E e F) são compostas por matriz, silte, grãos de quartzo, moscovita e calcita com granulometria que variam entre argila a areia fina. Em alguns pontos é abundante a presença de bioclastos de ostracodes milimétricos, por vezes com as duas válvulas fechadas e outras com apenas uma válvula. Análise microscópica detalhada desta lâmina leva a sua classificação como packstone bioclástico inseridas na fácies LLH-S.

Em algumas lâminas delgadas verifica-se a terminação abrupta de algumas camadas contra outras, em alto ângulo (Figura 5.2 B). Esta feição é interpretada como indícios de exposição subaérea, assim como a estrutura alveolar posteriormente preenchida (seta verde da figura 5.2 E), corroborando com feições identificadas macroscopicamente de que esta fácies passou por processos pedogenéticos.



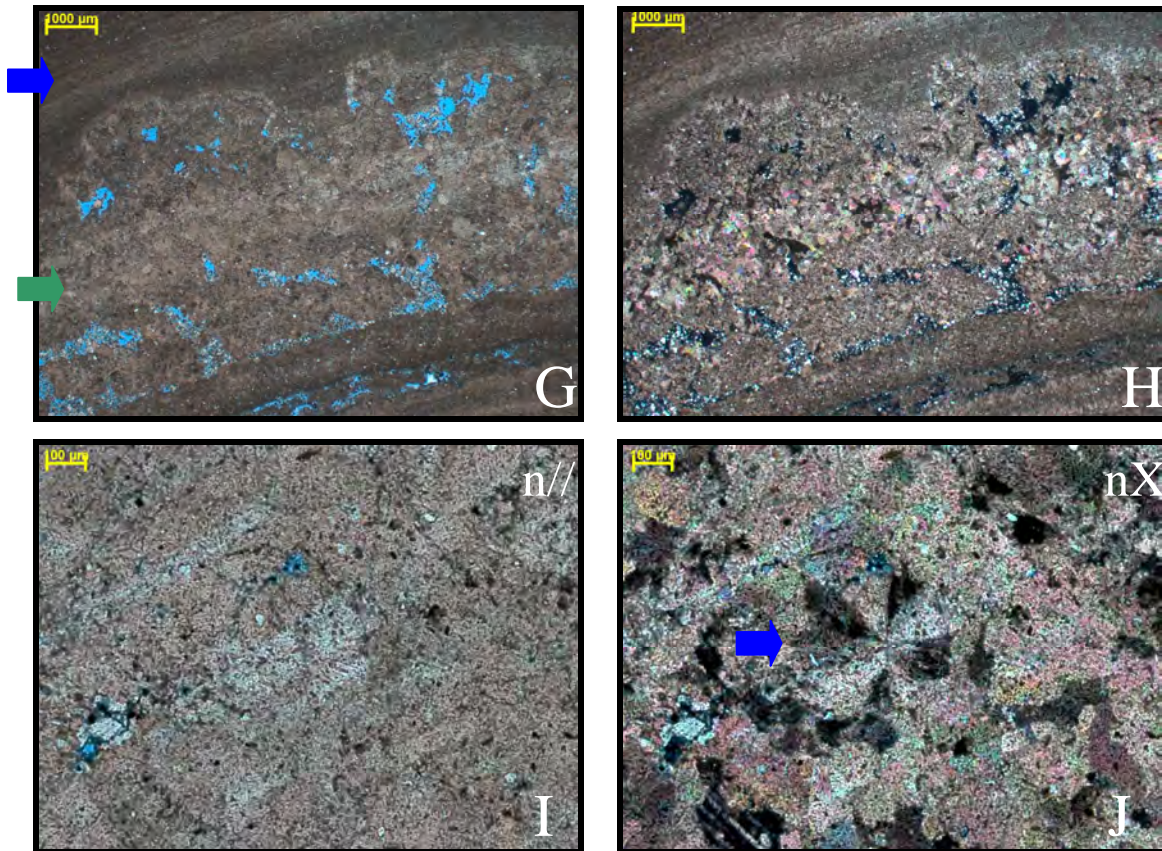


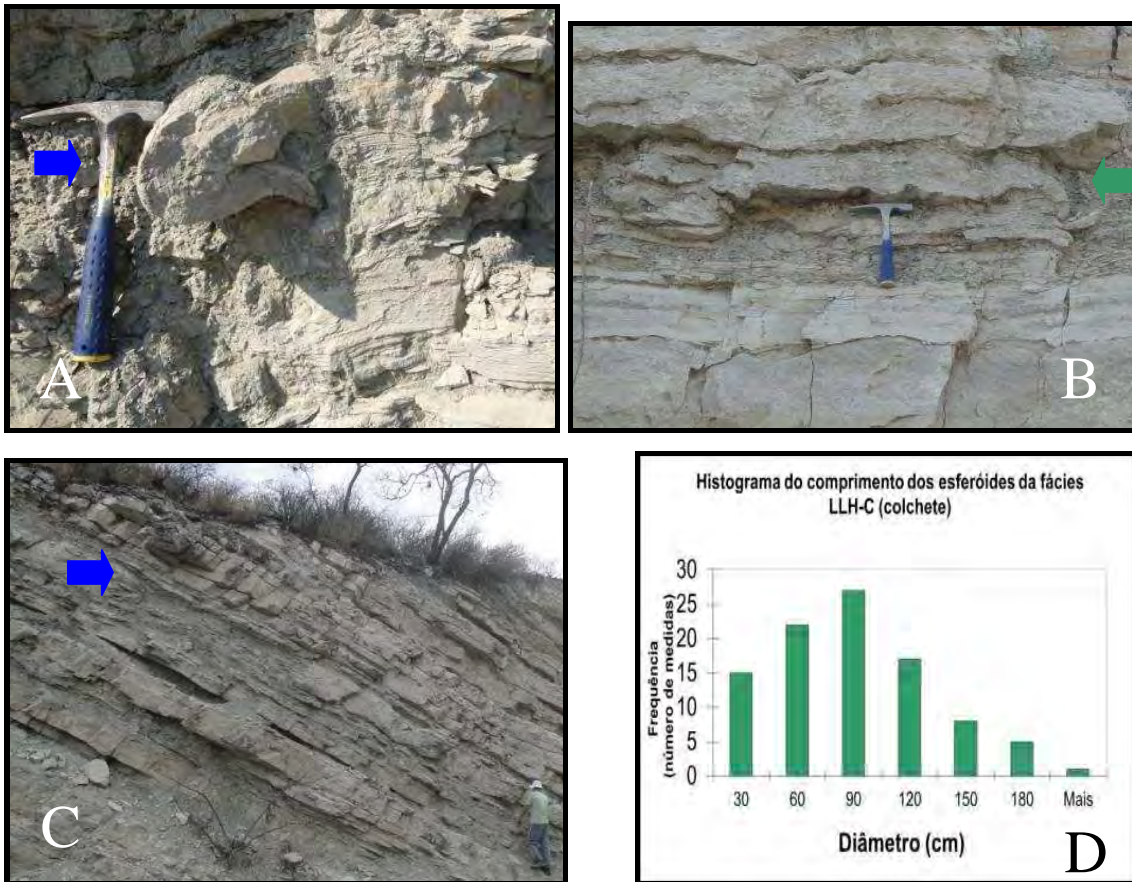
Figura 5.2: **A)** Na lâmina delgada confeccionada com amostra do afloramento Reta de Las Olas a seta azul indica pelóides com granulometria areia fina em uma matriz micrítica, com matéria orgânica. A seta verde aponta para laminação; **B)** Na lâmina delgada confeccionada com amostra do mesmo afloramento Reta de Las Olas pode se ver as mesmas estruturas descritas no item A, porém, com formato côncavo das laminações; **C e D)** A seta verde mostra lâminas com material micrítico e cristais de dolomita. A seta azul aponta para nível com crescimento de calcita espática; **E e F)** É comum a presença de bioclastos de ostracodes em matriz micrítica de composição carbonática e siliciclástica acima de lâmina de calcrete (seta azul). Notam-se, ainda, estruturas alveolares posteriormente preenchidas, a qual indicaria pedogênese (seta verde); **G e H)** Na lâmina delgada confeccionada com amostra do afloramento Lomito Espejo, a seta verde aponta para lâminas com cristais de calcita espática e a seta azul indica lâmina com material micrítico; **I)** detalhe da lamina mostrada em G) e **J)** detalhe da lâmina mostrada em H). Notar a extinção, lembrando a do esferulito (seta azul). As figuras C a J foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

6.5.2 Fácies LLH-C (*close lateral linkage of hemispheroids*), denominada informalmente de estromatólito colchete.

A fácies LLH-C é caracterizada por corpos com geometria externa tabular a lenticular, com continuidade lateral que varia de dezenas de metros a apenas alguns metros (figuras 5.3 A e B). Em escala de afloramento é possível identificar

hemisferóides achatados, ou seja, com largura maior do que a espessura. Conforme a classificação de Logan (1974), a distância entre os hemisferóides é menor que o comprimento da própria estrutura.

Durante a etapa de campo foram efetuadas 96 medidas de largura e da altura dos hemisferóides nos afloramentos analisados (figuras 5.3 C e D). Os resultados mostram que a distribuição de probabilidade das duas distribuições são log-normal assimétrica positiva, com média de espessura de 9 cm (desvio padrão de 6 cm) e média de comprimento de 79 cm (desvio padrão de 43 cm). Não há relação entre altura e comprimento dos hemisferóides, como pode ser identificado na Figura 5.3 F.



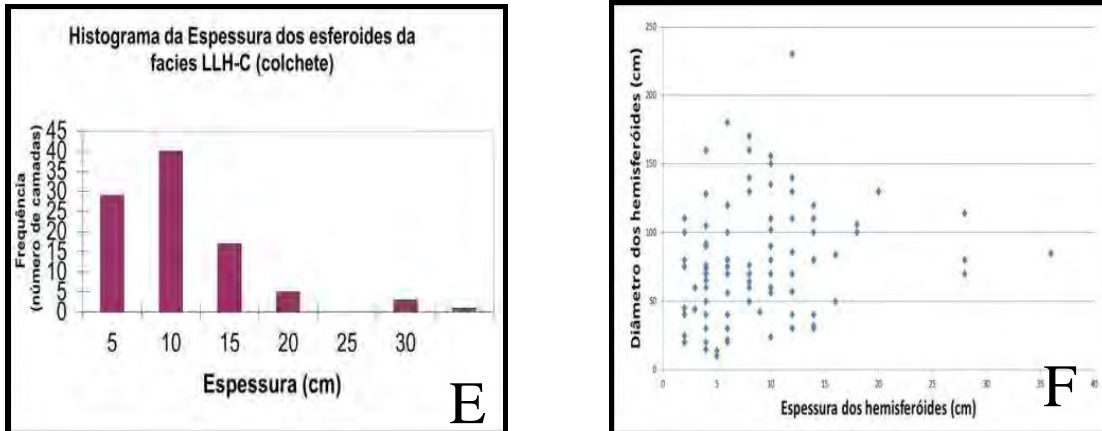


Figura 5.3: **A)** Terminação típica da Geometria externa da fácies colchete no afloramento Ablomé (seta azul) e na figura **B)** no afloramento Lomito Espejo, onde pode ser notado o término do hemisferóides (seta verde); **C)** Foto do afloramento Reta de Las Olas, onde a seta azul mostra a continuidade da fácies LLH-C por dezenas de metros; **D)** Apresenta a distribuição de probabilidade para o comprimento dos hemisferóides; **E)** Mostra a distribuição de probabilidade para a espessura dos hemisferóides; **F)** Gráfico mostra a ausência de correlação entre espessura e comprimento dos hemisferóides.

Ainda macroscopicamente, os hemisferóides são internamente laminados, por vezes crenulados, com espessura das lâminas variando de milímetros a centímetros. Em todos os afloramentos descritos, esta fácies ocorre associada com a fácies mudstone laminado, que será apresentada no item 5.5.7.

Em escala microscópica pode ser notada uma laminação bem definida caracterizada pela alternância de lâminas de matriz com lâminas de calcita espática (figuras 5.4 A a F), conforme também constatado na fácies LLH-S. As lâminas podem apresentar tanto espessura constantes como variações de espessura. Em alguns casos, observa-se que as sucessões de lâminas formam estruturas côncavas em escala microscópica (figuras 5.4 A e B). Em alguns pontos o material inter hemisferóides é preenchido por intraclastos e material micrítico (figura 5.4 E e F, marcado pela seta verde, enquanto os hemisferóides estão sinalizados pelas setas azuis). Cabe ainda destacar a variabilidade de geometrias, mesmo em escala microscópica, as figuras 5.4 A e B mostram, na porção basal, dois pequenos hemisferóides (setas azuis) que se coalescem apenas para formar um hemisferóides (seta verde) na porção superior da imagem.

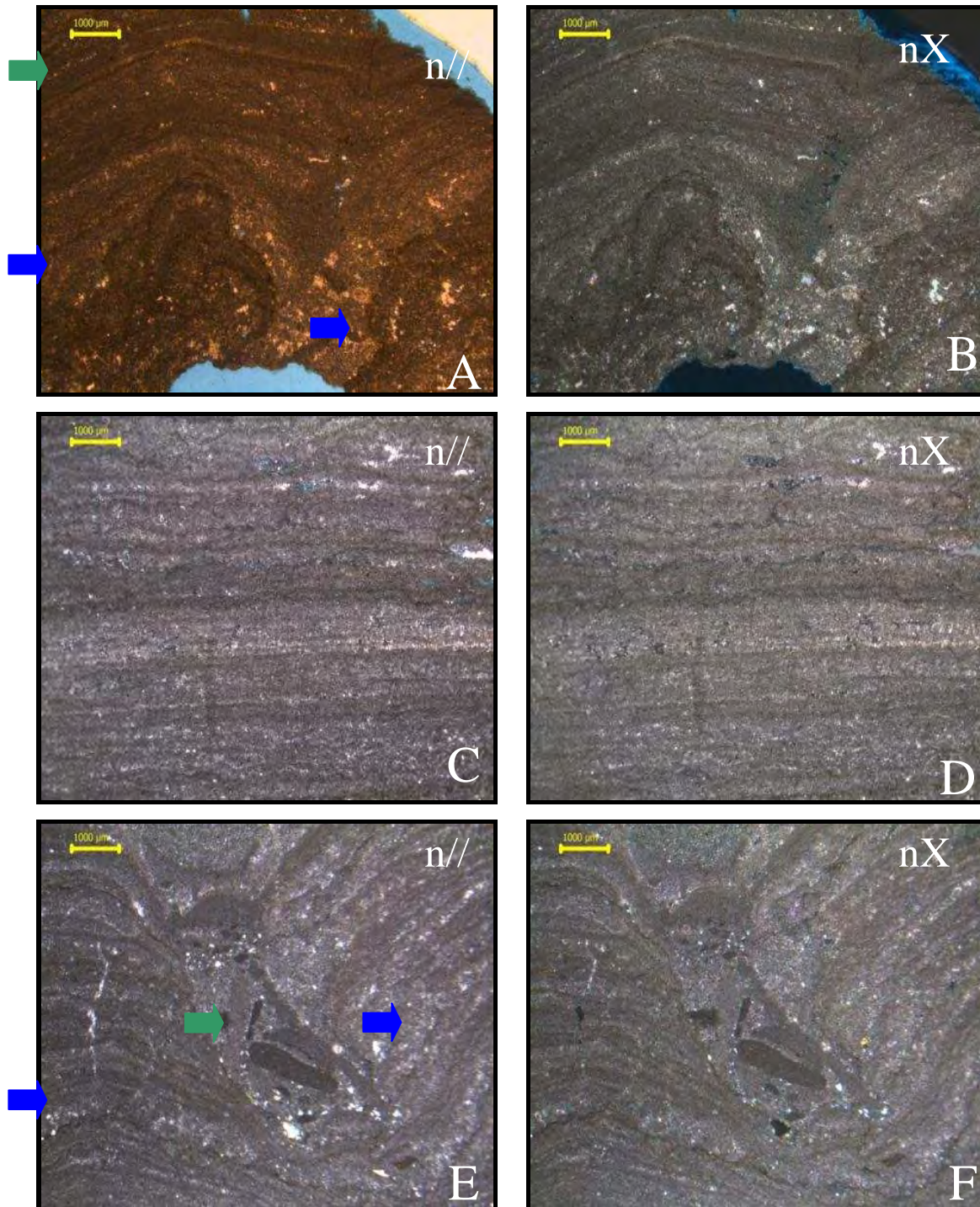


Figura 5.4: **A e B)** Lâmina delgada confeccionada com amostra do afloramento Cedamavi Espejo Alto onde nota-se a forma côncava das laminações. Na porção inferior da imagem, as setas azuis mostram duas estruturas, enquanto a porção superior mostra apenas uma concavidade (seta verde). No mesmo afloramento, (em C e D) pode se ver a laminação crenulada de lâminas de micrita e calcita espática; **E e F)** Alternância de lâminas de micrita e calcita espática formando duas feições côncavas (setas azuis). Entre as estruturas hemisferoidais observam-se, em escala microscópica, intraclastos carbonáticos e uma matriz micrítica (seta verde). Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

Em algumas amostras, podem ocorrer lâminas de cimento formadas por calcita

fibrosa radial planar de tamanho cristalino grosso ou lâminas de calcita drusiforme (figuras 5.5 A e B). A seta azul das figuras 5.5 C e D aponta para uma lâmina com calcita fibrosa radial planar de tamanho cristalino grosso (não encontrada na fácies LLH-S), seguido por lâmina de calcita espática drusiforme indicada pela seta verde. Por não ser objeto de discussão neste trabalho, sugere-se, para a interpretação da gênese deste cimento e sua associação ou não a processos biológicos, a leitura de Kendall (1968); e RICHTER (2011).

Mesmo em escala de lâmina delgada, a fácies LLH-C está associada com a fácies mudstone laminado, sendo possível identificar na porção inferior das imagens, figuras 5.5 A até F, a transição abrupta da fácies mudstone laminado (com grãos de oólitos, quartzo e muscovita, com granulometria silte, dispersos em matriz micrítica) marcada pela seta azul nas figuras 5.5 A e F.

As porções formadas por material de granulometria argila foram analisadas no microscópio eletrônica de varredura (MEV-EDS). O quadrado vermelho da lâmina delgada vista na Figura 5.6 A está detalhado na Figura 5.6 B. Foram selecionados três grãos como representativos da totalidade composicional presente na amostra (Figura 5.6 A). A composição foi analisada pelo EDS (*energy dispersive x-ray detector*) que é um detector (um espectrômetro de energia dispersiva de raios-X) de onda no comprimento de espectro do raio-x. Os gráficos das figuras 5.6 C a E mostram os resultados dos dados obtidos por um EDS acoplado ao MEV. A seta azul mostra o grão de calcita (Figura 5.6 C mostra os picos de cálcio e oxigênio), a seta amarela indica um quartzo (Figura 5.6 D mostra silício e oxigênio) e a seta rosa indica um grão de mica (figura 5.6 E mostra em ordem decrescente silício, oxigênio, alumínio, magnésio, potássio, ferro e titânio). Ao analisar a Figura 5.6 B e extrapolar a interpretação para a Figura 5.6 A, chega-se a conclusão de que a composição do material granulometria argila é carbonática, com alguns grãos de siliciclástico (micas e quartzo).

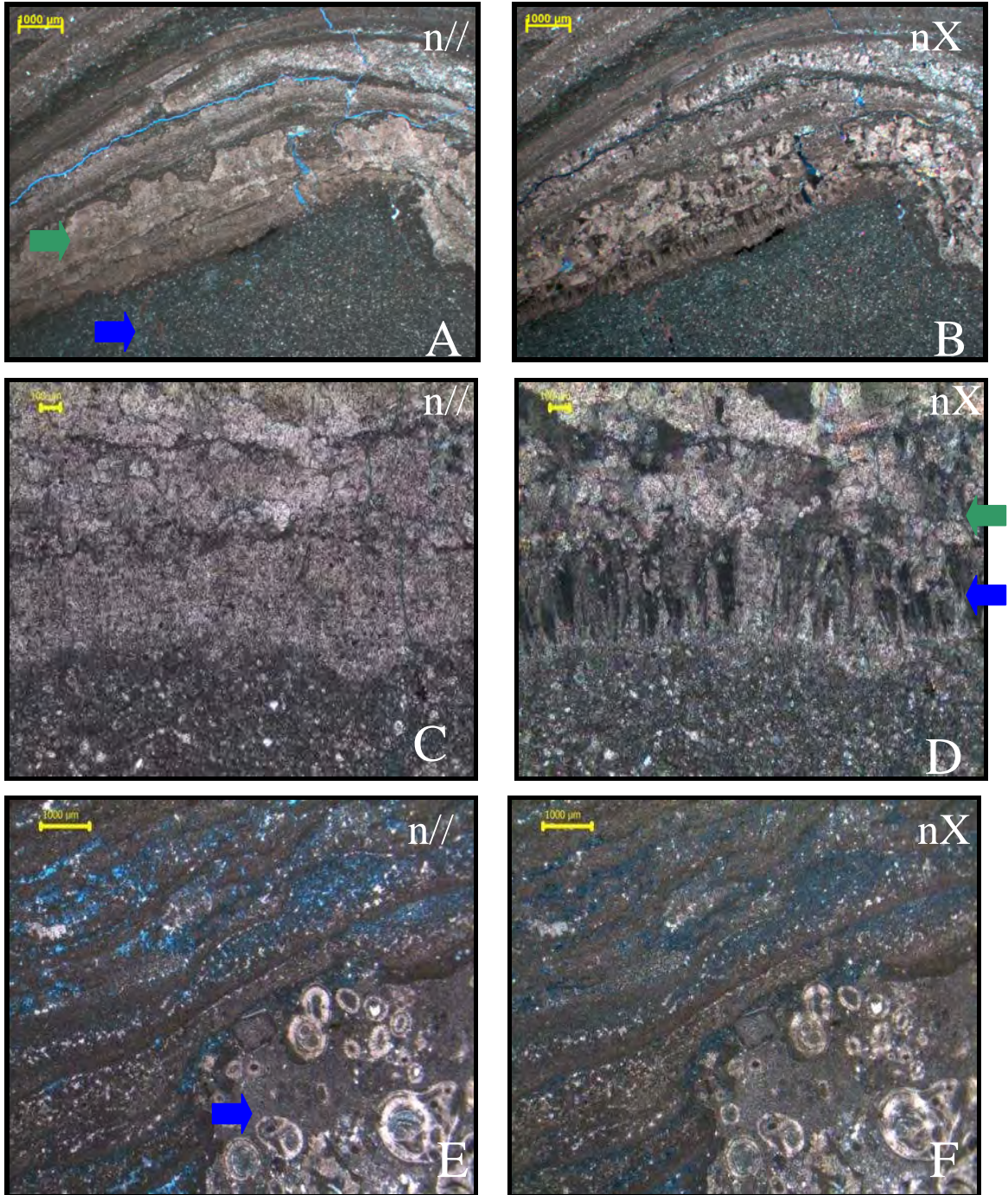
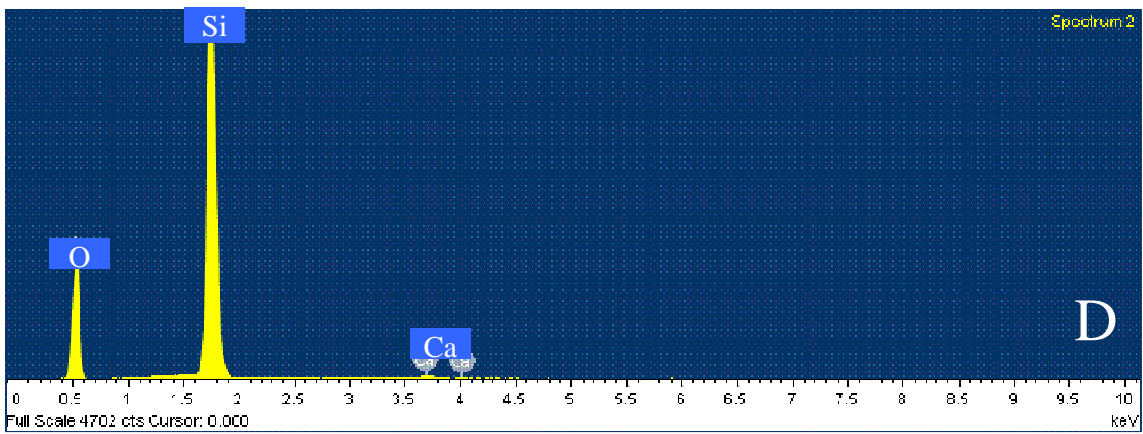
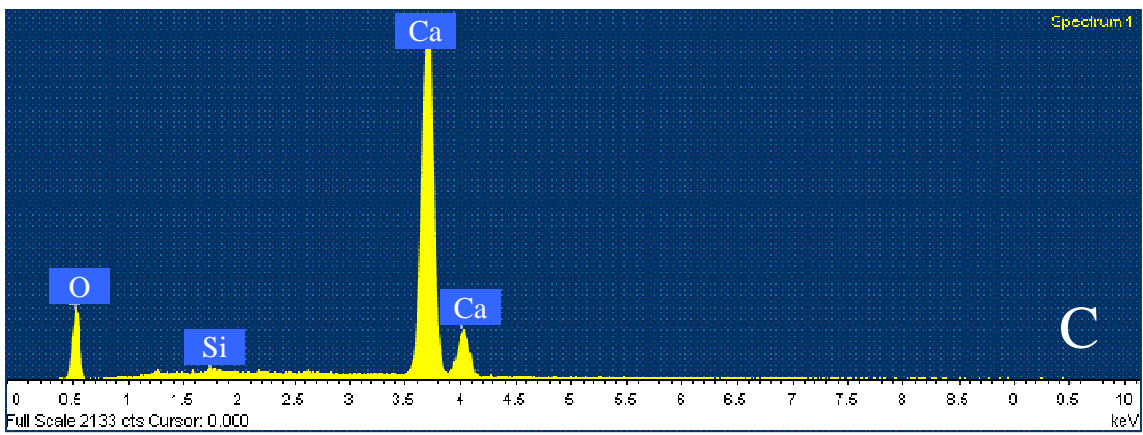
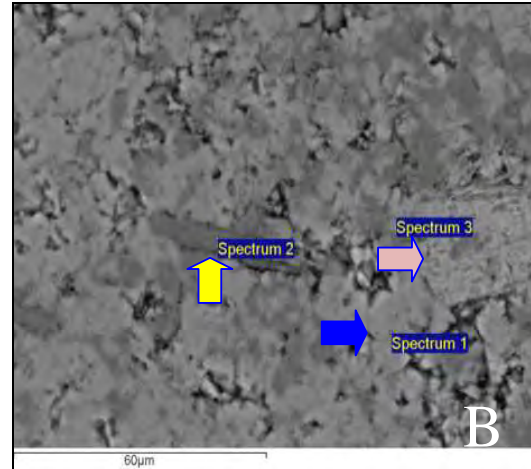
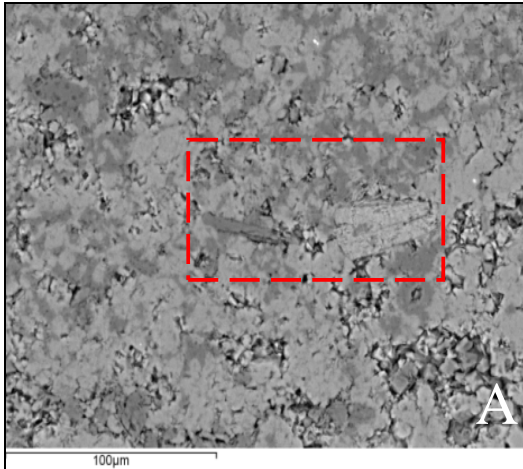


Figura 5.5: **A e B)** Transição da fácies mudstone laminado (seta azul) na porção inferior da imagem para a fácies LLH-C, marcada por intercalação de lâminas de calcita espática (seta verde) com lâminas de micrita. Imagens feitas com amostras do afloramento Ensenada Guachipas Sul; **C e D)** mostram imagens de detalhe das figuras A e B, com destaque para a variação da forma do cristal espático de acicular em uma lâmina (seta azul) a romboédrico em outra lâmina posterior (seta verde); **E e F)** variação da fácies mudstone laminado (seta azul) para LLH-C. Amostra coletada no afloramento Finca del Retiro Bajo Espejo. As figuras foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).



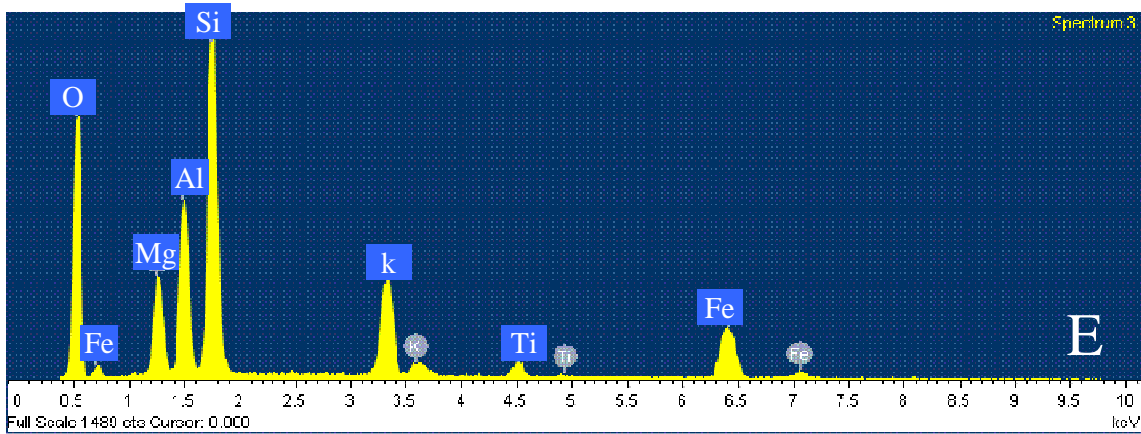
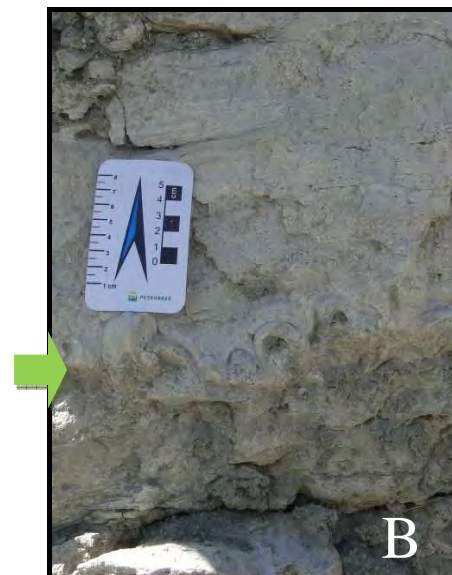
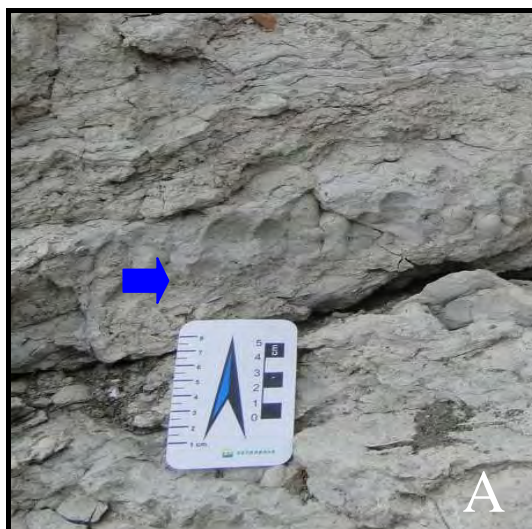


Figura 5.6: A) Imagem do EDS acoplado ao MEV (microscópio de varredura eletrônica); B) detalhe da imagem mostrada em A; C) mostra a composição do mineral calcita (seta azul na Figura 5.6 B); D) mostra a composição do mineral quartzo (seta amarela na Figura 5.6 B); E) mostra a composição do mineral biotita (seta rosa na Figura 5.6 B).

6.5.3 SH-V (discrete, vertically stacked hemispheroids with variable basal radius), chamada informalmente de estromatólito microdômico.

A fácies SH-V é marcada pela pequena dimensão de sua geometria externa, que varia entre 2 a 5 cm de altura, com largura menor que 2 cm, formando hemisferóides compridos. No afloramento, pode ser reconhecido pelo molde da estrutura (seta azul na Figura 5.7 A) ou por seu formato externo (seta verde na Figura 5.7 B). Em geral, ocorre intercalada com a fácies LLH-S ou associada à fácies mudstone laminado. Macroscopicamente, as estruturas internas são laminadas. Em lâmina delgada, são reconhecíveis por intercalações de camadas de calcita espática e micrita como as já descritas para a fácies LLH-S (Figura 5.7 C).



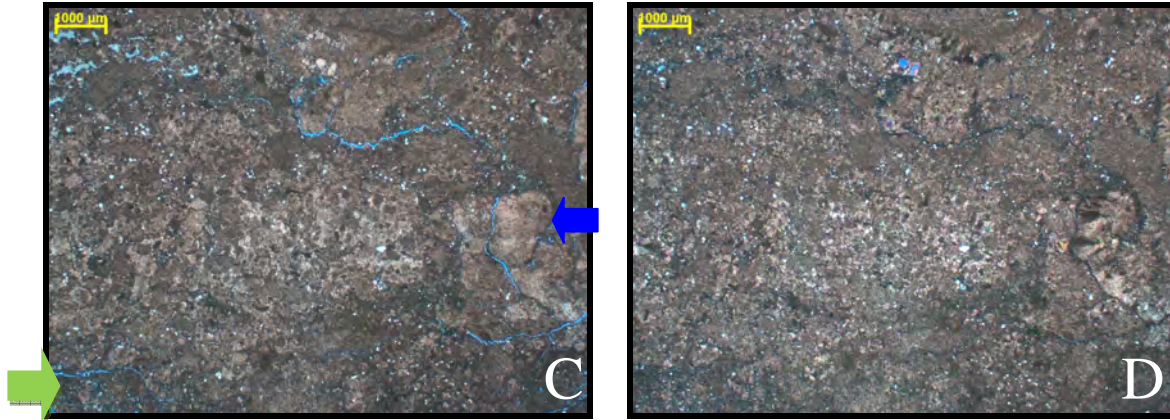


Figura 5.7: **A)** A seta azul mostra a fácies SH-V no afloramento Ensenada Guachipas Sul, vista macroscopicamente; **B)** A seta verde mostra à fácies SH-V no afloramento Gauchito Gil; **C e D)** Na lâmina delgada confeccionada com amostra do afloramento Finca Del Retiro Bajo Espejo nota-se laminação de calcita espática (seta verde) com alguns níveis de micrita (seta azul). As figuras C a D foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

6.5.4 Fácies SH-C (discrete, vertically stacked hemispheroids with constant basal radius), chamada informalmente de estromatólito dômico.

Esta fácies possui hemisferóides com geometria externa dômica (figuras 5.8 A e B). Em geral, ocorrem associados com grainstones oolíticos. Internamente, é possível identificar laminações com pequenas variações de espessura. Nos afloramentos estudados, foram realizadas 29 medidas de hemisferóides, os quais possuem largura média de 75 cm (desvio padrão 37 cm) e altura média de 25 cm (desvio padrão de 20 cm). A pequena quantidade de medidas efetuadas não permite afirmações conclusivas sobre as distribuições de probabilidade, mas sugerem que são log normal positiva tanto para a espessura quanto para a largura (figuras 5.8 C e D).

A relação entre espessura e diâmetro (comprimento) dos hemisferóides segue uma linearidade (Figura 5.8 E), embora a função que melhor ajustou os dados foi uma polinomial com três graus de liberdade (Figura 5.8 F). De qualquer forma, uma importante informação é a existência de correlação entre estas variáveis.

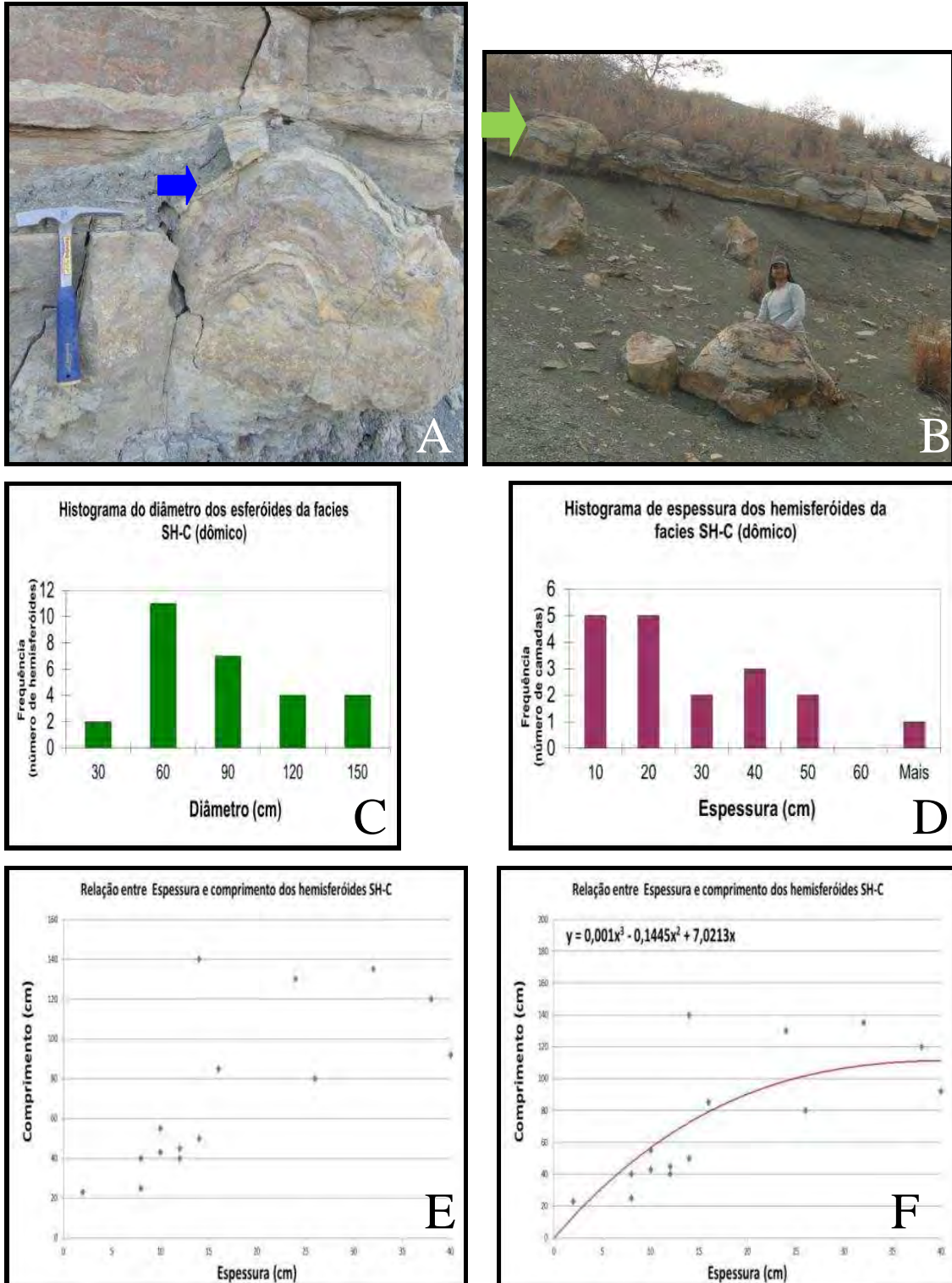
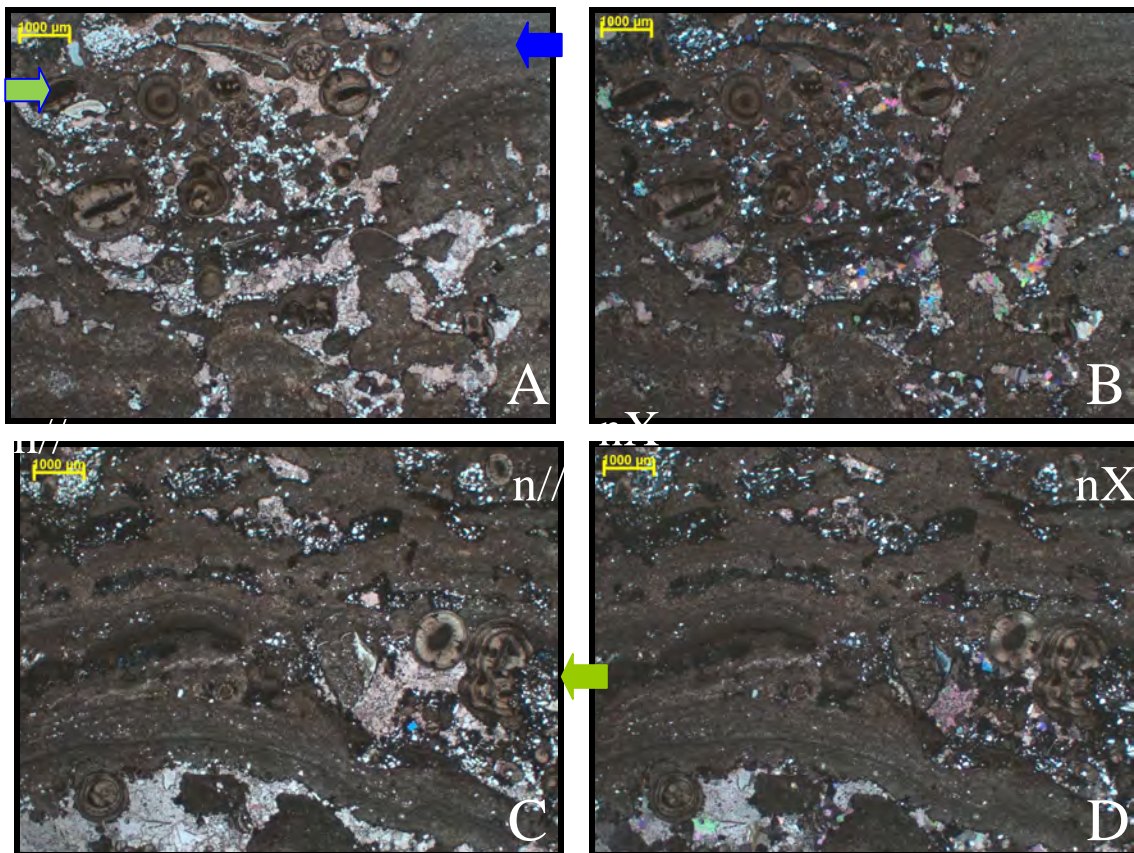


Figura 5.8: **A)** Fácies SH-C no afloramento Lomito Espejo mostrado pela seta azul; **B)** Fácies estromatólito dômico no afloramento Viñuales, detalhe para a dimensão dos estromatólitos domicos rolados e os que permanecem in situ (seta verde); **C)** Distribuição de probabilidade para o diâmetro dos hemisferóides da fácies SH-C; **D)** Distribuição de probabilidade para a espessura dos hemisferóides da fácies SH-C; **E)** Gráfico mostrando a relação entre diâmetro (comprimento) e espessura; **F)** Ajuste de uma função polinomial com três graus de liberdade para o gráfico mostrado em E.

Microscopicamente, esta fácies é composta por intercalações de lâminas micrítica localmente dolomíticas, em geral com estruturas côncavas (seta azul nas figuras 5.9 A, B, C e D). Em outras porções da imagem (seta verde) nota-se laminação incipiente composta por micrita, com lâminas de packstone quartzoso oolítico com grãos agregados e intraclastos carbonáticos (figuras 5.9 A e B), apresentando estruturas côncavas. As variações nas estruturas internas desta fácies podem ter sido causadas por diferentes grãos “grudados” nas esteiras microbiais (processo de *trapping and binding*). A composição destes elementos corresponde possivelmente ao material disponível no momento da deposição.

Com intuito de conhecer a composição deste “material disponível”, realizou-se análise quantitativa em 13 lâminas delgadas correspondente a fácies SH-C. As seguintes proporções de grãos foram obtidas pelas análises: 38% de matriz, 20% de quartzo com granulometria areia muito fina, 19% de oólito descritos a seguir, 15% de grãos agregados milimétricos e 8% de intraclasto carbonático.



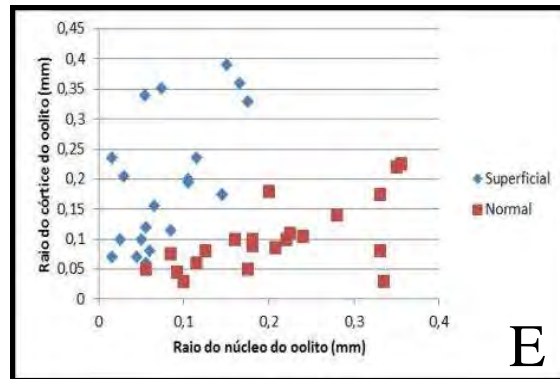


Figura 5.9: A e B) Feição microscópica da fácies SH-C, a seta verde mostra detalhe dos grãos aprisionados (quartzo, oólitos, intraclastos carbonáticos e ostracodes) e a seta azul aponta para as esteiras microbianas; **C e D)** fácies SH-C, com intercalações de lâminas de micrita de composição variada, interpretada como de origem microbiana. Alguns grãos de oólitos e quartzo estão dispersos entre as laminações (seta verde); **E)** Gráfico apresenta a relação entre raio do núcleo e raio do córtice dos oólitos; As figuras A a D foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

Os oólitos possuem diâmetro que varia entre 0,17 mm e 1,16 mm, com média de 0,58 mm e desvio padrão de 0,28 mm. O núcleo dos oólitos possui formato esférico, com exceção de dois grãos que possuem ostracode e intraclasto alongado. A composição do núcleo é formada em sua grande maioria por fragmentos micritizados e por intraclasto carbonático. O diâmetro médio dos núcleos é 0,29 mm, com variações entre 0,06 mm e 0,78 mm, e desvio padrão de 0,19 mm. O córtice é tangencial (seta azul na Figura 5.9 C), com exceção de 5% dos grãos que possuem córtice fibro-radial. Quanto à relação entre diâmetro do oólito e diâmetro do núcleo, 50 % dos grãos foram classificados como oólito normal e outros 50% como oólito superficial. A Figura 5.9 E mostra que existe relação linear entre o raio do núcleo e o raio do córtice para os dois tipos de oólitos, embora a dispersão nos normais seja menor do que os superficiais. Outras importantes constatações referem-se a variabilidade de tamanhos de oólitos e a presença de maioria de córtices tangenciais. A discussão destes pontos será desenvolvida no capítulo de interpretação do ambiente deposicional.

6.5.5 Mudstone laminado (MUD)

A fácies mudstone é identificada macroscopicamente devido à presença de lâminas de pequena espessura e pela sua textura carbonática lamosa, apesar de apresentar grãos na fração até areia muito fina (Figura 5.10 A). A geometria externa é tabular e contínua por centenas de metros. Intercala-se com a fácies LLH-C e

apresenta variações locais de espessura. Microscopicamente, possui laminação pouco definida e é constituída por micrita, quartzo detrítico e moscovita, em geral na granulação areia fina, (figuras 5.10 B e C e 5.5 A, B, C, D, E e F). Em algumas lâminas delgadas são observados alguns oólitos, grãos agregados, intraclasto carbonático e bioclastos de ostracodes, com granulometria de areia fina a média, dispersos em meio à matriz micrítica.

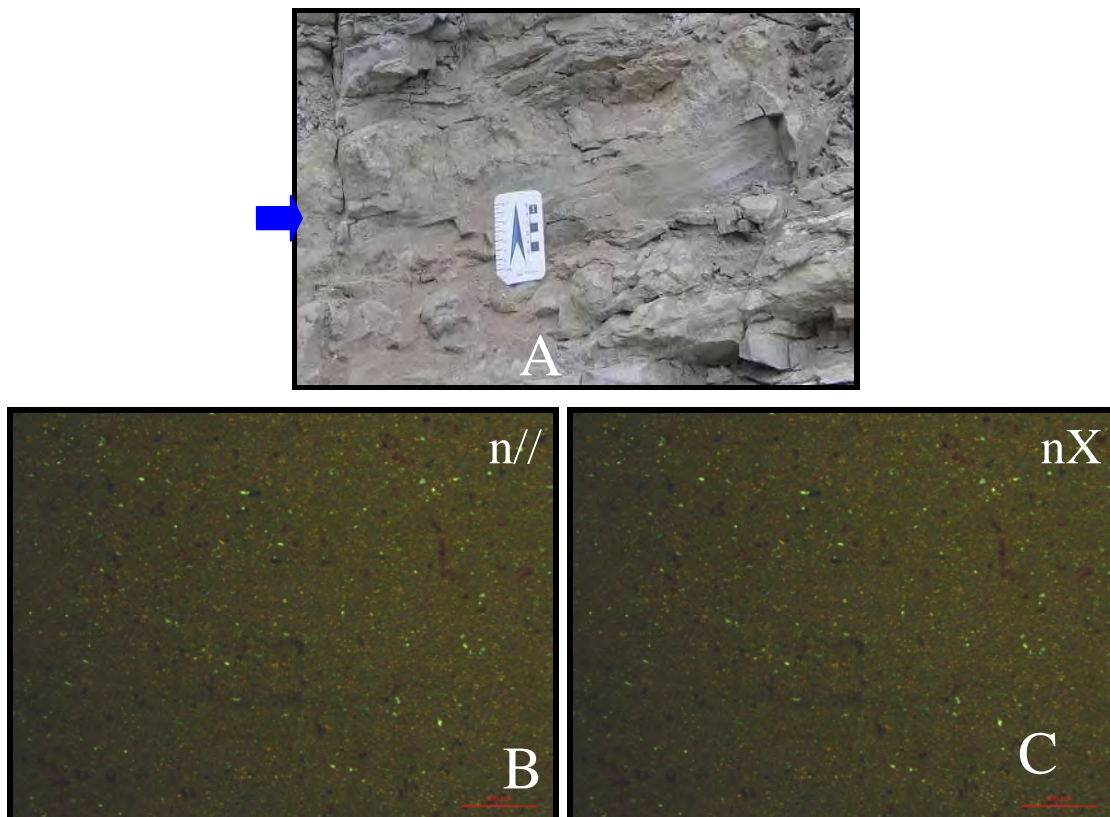


Figura 5.10: **A)** Feição macroscópica da fácies mudstone laminado, coloração cinza escuro, indicada pela seta azul; **B e C)** Feição microscópica da fácies MUD, composta de lama carbonática, quartzo e moscovita granulometria silte. As figuras B e C foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

As amostras desta fácies foram analisadas por difratometria de raio X seguindo o procedimento apresentado no capítulo 2. O resumo dos resultados da composição mineralógica é mostrado no quadro 5.1. Os minerais predominantes são carbonáticos (calcita e dolomita), com mais de 70% do total de minerais presentes nas amostras. Os grãos siliciclásticos (quartzo, plagioclásio e K-feldspato) representam aproximadamente 14% do total. Os argilominerais siliciclásticos representam aproximadamente 12% do total de componentes.

Quadro 5.1 – Composição da mineralogia total da fácies MUD (%).

Identificação	Quartzo	Calcita	Dolomita	Plagioclásio	K-feldspato	Analcima	Argilominerais
JV4	6,24	63,14	10,59	3,08	4,3		12,6
JDC14	7,44	61,98	11,61	3,99	3,86		11,12

As análises dos argilominerais de granulometria fina (<2 μ m) mostram que a composição predominante desta porção é de esmectita, seguida de menor proporção de illita. Não foi constatado inter-estratificados de argilominerais presentes nas análises (Quadro 5.2).

Quadro 5.2 – Composição Semiquantitativa dos argilominerais (% relativa) identificados na fração inferior a 2 micra das amostras da fácies MUD. Legenda: I/S=interestratificado illita/esmectita; C/S=interestratificado clorita/esmectita; e tipo de ordenamento dos interestratificados (*Reichweite*=R, segundo Reynolds, 1980): R0 = irregular, R1 = regular e R>1 = ordenado.

Identificação	Esmectita	Clorita	Ilita	I/S R0	I/S R>1	C/S R1	Observação
JV4	85		15				
JDC14	87		13	?			quartzo

Esta fácies possui um conjunto de argilominerais homogêneos. Na fração inferior a 2 micras, estas amostras se caracterizam pela predominância de um tipo de esmectita (Figura 5.11).

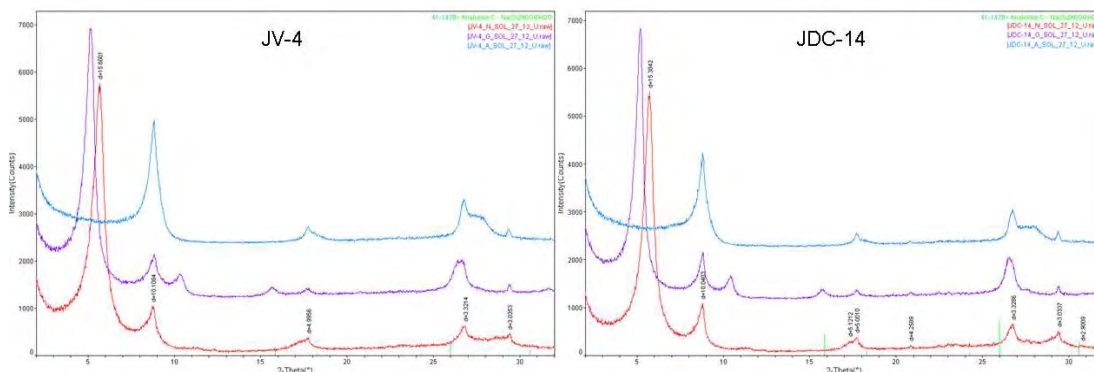


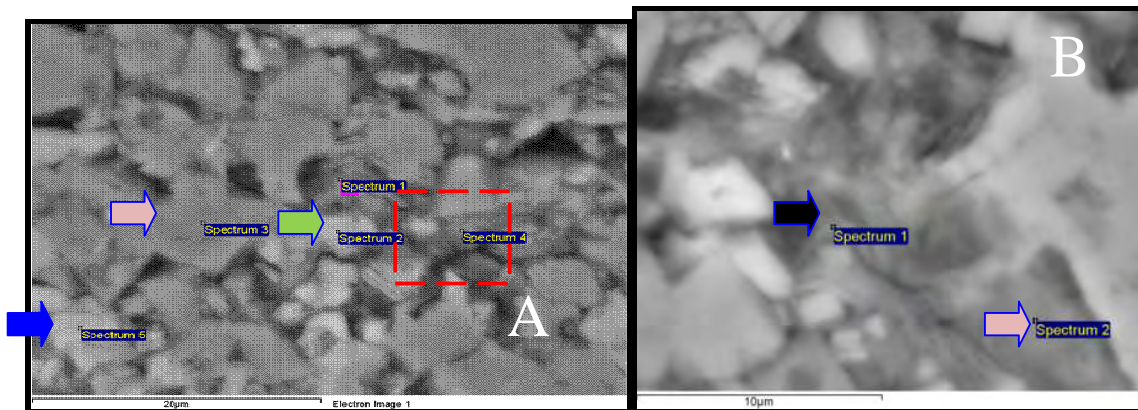
Figura 5.11: Padrões de difração da fração inferior a 2 micra de amostras com predominância de esmectita discreta. Obs.: traço vermelho = amostra seca-ao-ar; traço roxo = após glicolação; e traço azul = após calcinação a 490°C; barras verticais verdes = posição de reflexões potenciais de analcima.

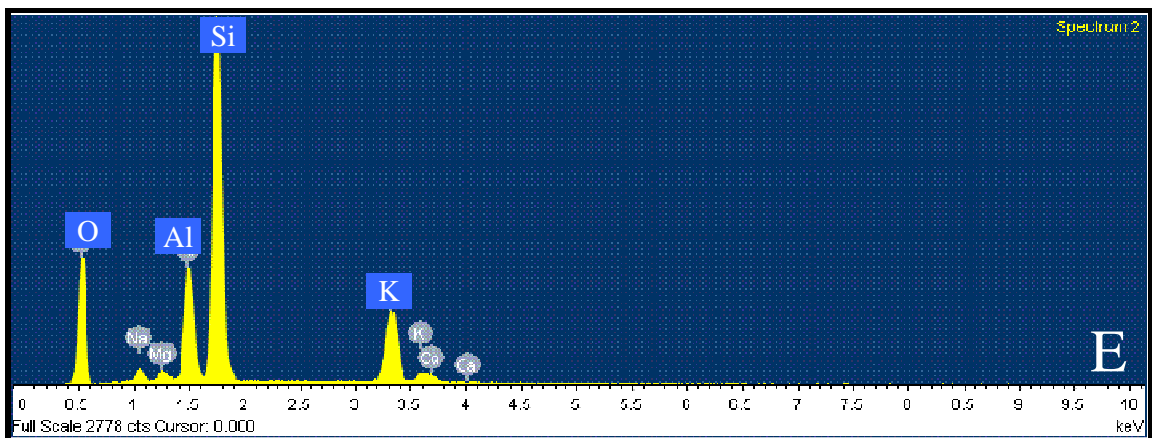
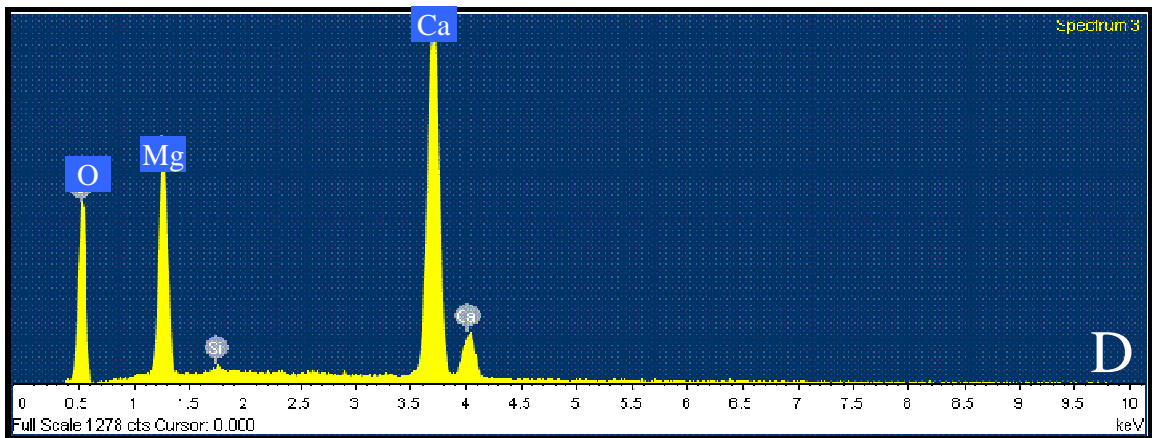
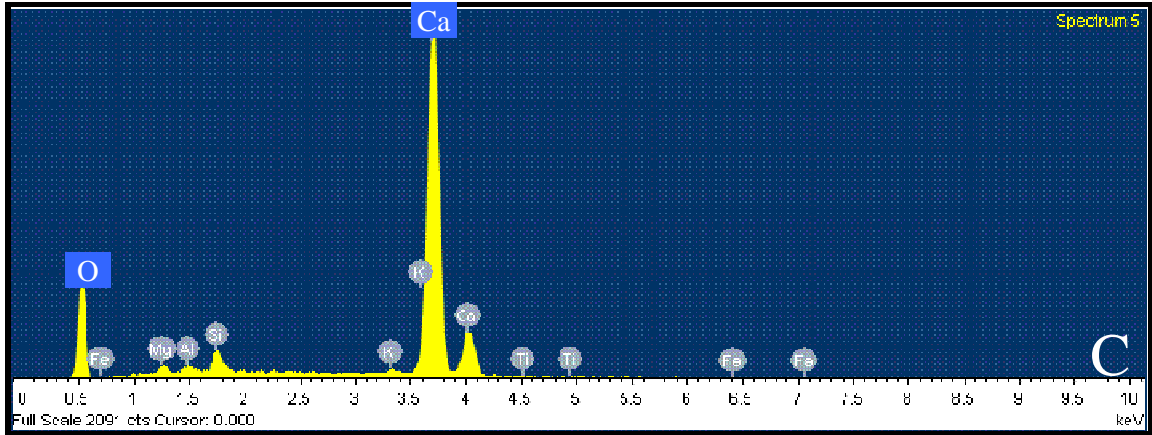
Após glicolação, a FWHM da sua reflexão principal (~17 \AA) assume valores da ordem de 0,6 $^{\circ}$ 2 θ . Ao mesmo tempo, esse argilomineral exibe uma série racional de reflexões harmônicas com coeficiente de variação (CV) entre 0,41 e 0,50, as quais caracterizam a presença de esmectita discreta bem cristalizada. Tais características

sugerem uma origem possivelmente diagenética (precoce).

Em teores subordinados, encontra-se uma ilita também com boa cristalinidade (FWHM da ordem de $0,5^\circ 2\theta$). As porções formadas por material granulometria argila também foram analisadas no microscópio eletrônica de varredura (MEV-EDS). Na lâmina delgada foram selecionados cinco grãos como representativos da totalidade composicional presente na amostra (Figura 5.12 A). A seta azul mostra o grão de calcita (Figura 5.12 C mostra os picos de cálcio e oxigênio), a seta rosa indica uma dolomita (Figura 5.12 D mostra cálcio, magnésio e oxigênio), a seta verde indica a presença de um silicato, provavelmente um feldspato (Figura 5.12 E mostram os picos relacionados a silício, oxigênio, alumínio, potássio e sódio) e os outros dois pontos não obtiveram resultados válidos. A Figura 5.12 B traz um detalhe marcado pelo quadrado vermelho da Figura 5.12 A. A seta rosa indica um grão de dolomita (Figura 5.12F mostra cálcio, magnésio, oxigênio e um pouco de alumínio e silício). A seta preta mostra o ponto onde não foi possível reconhecer o mineral, provavelmente por ter pequenos fragmentos de vários minerais (Figura 5.12 G). Ao analisar as figura 5.6 A e B conclui-se que a composição do material com granulação argilosa possui composição carbonática, apesar de apresentar alguns grãos de siliciclásticos (feldspatos e quartzo).

Não foram identificadas indicações de atividade microbiana nas análises realizadas. Por esse motivo, esta fácies não foi interpretada como laminito liso.





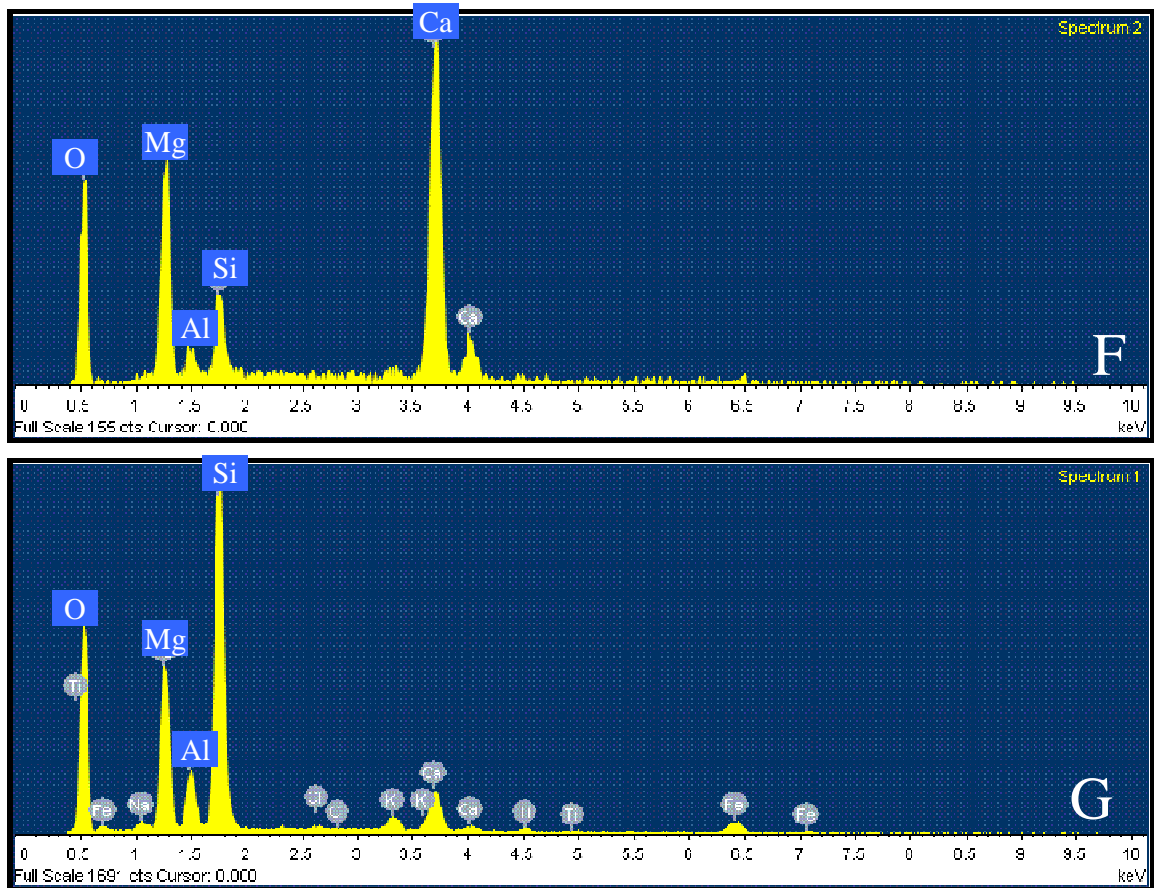


Figura 5.12: **A)** Imagem no mev da fácies mudstone laminado; **B)** detalhe do quadrado marcado em A); **C)** resultado da análise da composição química realizada no ponto marcado pela seta azul na figura A, interpretado como calcita; **D)** resultado da análise química realizada no ponto marcado pela seta rosa na figura A, interpretado como dolomita; **E)** resultado da análise da composição química realizada no ponto marcado pela seta verde na figura A, interpretado como feldspato; **F)** resultado da análise da composição química realizada no ponto marcado pela seta rosa na figura B, interpretado como dolomita; **G)** resultado da análise da composição química realizada no ponto marcado pela seta preta na figura B, interpretado como fragmentos de diferentes minerais.

6.5.6 Packstone (PCK) com grãos agregados oolíticos.

Os packstones, no campo, podem ser confundidos com a fácies Grainstones (Figura 5.13 A). Possuem geometria externa tabular, com continuidade por centenas de metros. Internamente, apresentam-se maciços ou com estratificação cruzada de baixo ângulo. Pode, ainda, serem identificadas camadas descontínuas de mudstone laminado, compostos por grãos carbonáticos de granulação fina, além de grãos de quartzo e micas.

Microscopicamente, o empacotamento é suportado por grãos, mas com presença de matriz micrítica. Em algumas porções ocorrem lentes de material com granulometria fina com laminação interna pouco definida, com composição

siliciclástica, calcítica e dolomítica, com grãos siltosos de quartzo e micas. O arcabouço desta fácies é sustentado por grãos agregados, que variam de tamanho entre areia fina a muito grossa (Figura 5.13 B). Os grãos agregados são formados por grainstones oolíticos. O córtice dos oólitos são constituídos por cristais tangenciais ao núcleo. Os oólitos são milimétricos, com núcleo de tamanho variado e composição micrítica (figura 5.13 C). A Figura 5.13 D mostra um filme microbiano composto por laminações de micrita e matéria orgânica. Esta fácies apresenta ainda raros bioclastos e intraclastos.

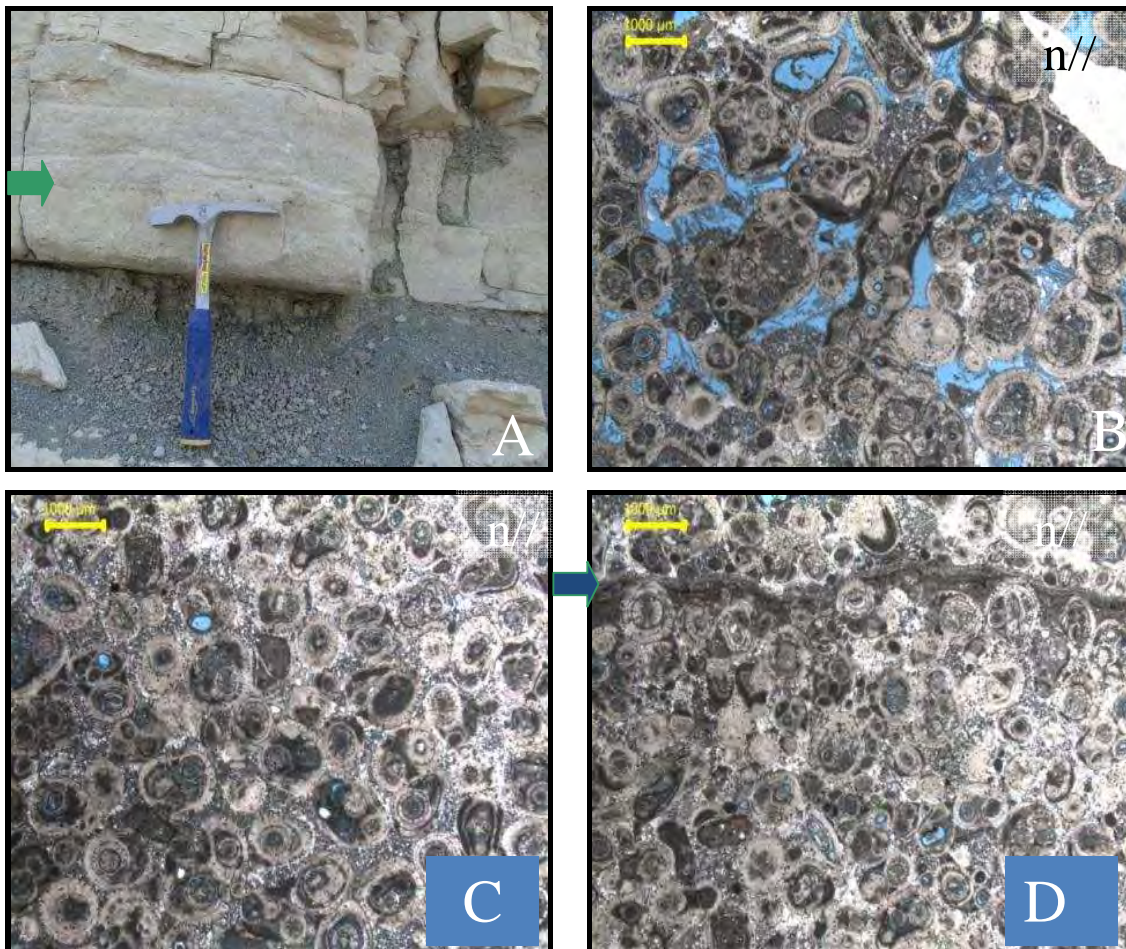


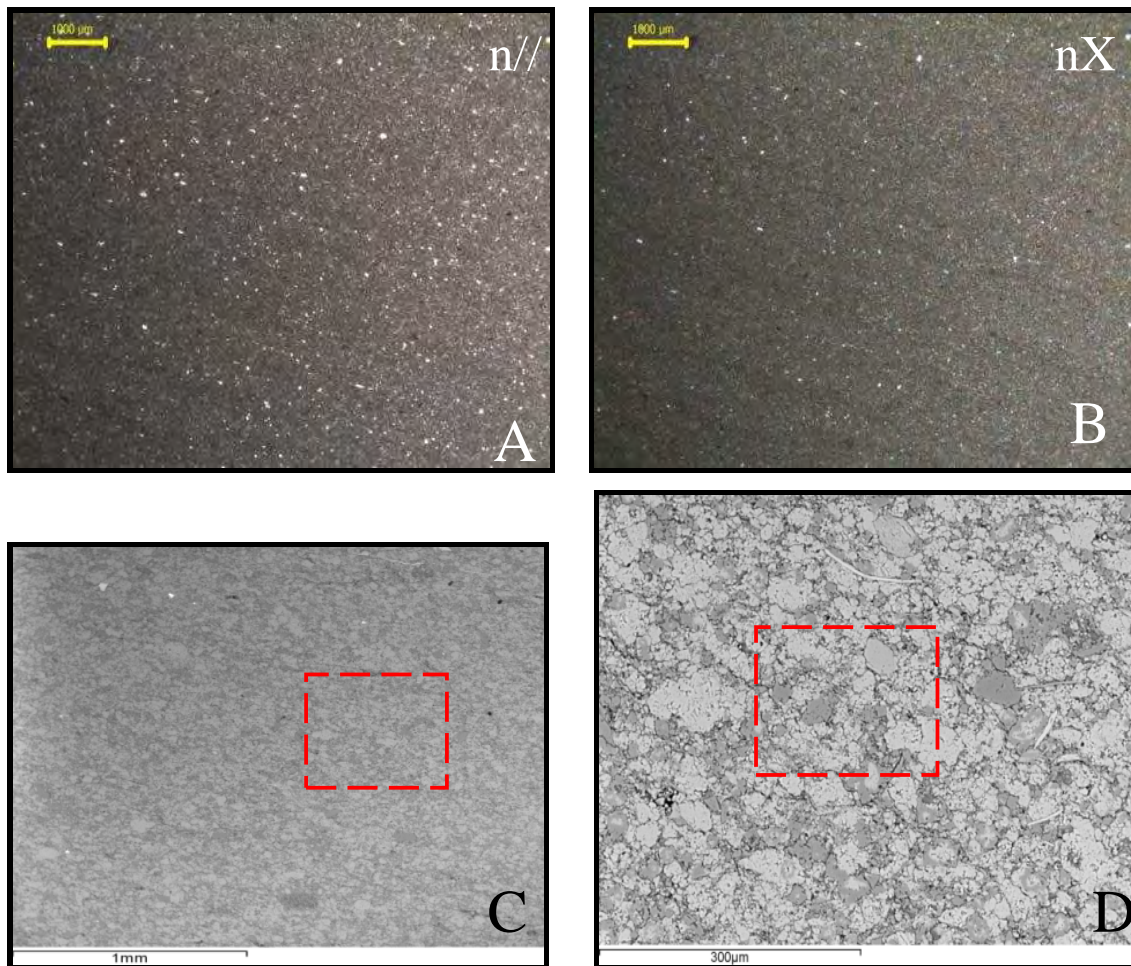
Figura 5.13: **A)** Fácies packstone com grãos agregados oolíticos mostrado pela seta verde no afloramento Lomito Espejo; **B)** lâmina delgada mostra os grãos agregados centimétricos, matriz micrítica, porosidade causada por dissolução da matriz; **C)** notar o empacotamento sustentado por grãos agregados; **D)** detalhe para o filme microbiano na porção superior da lâmina (seta azul). Nicóis paralelos (n//).

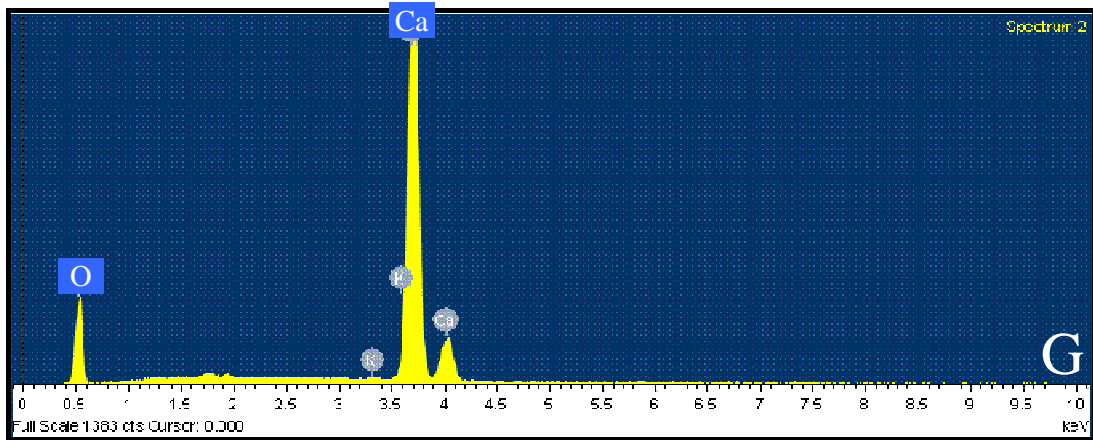
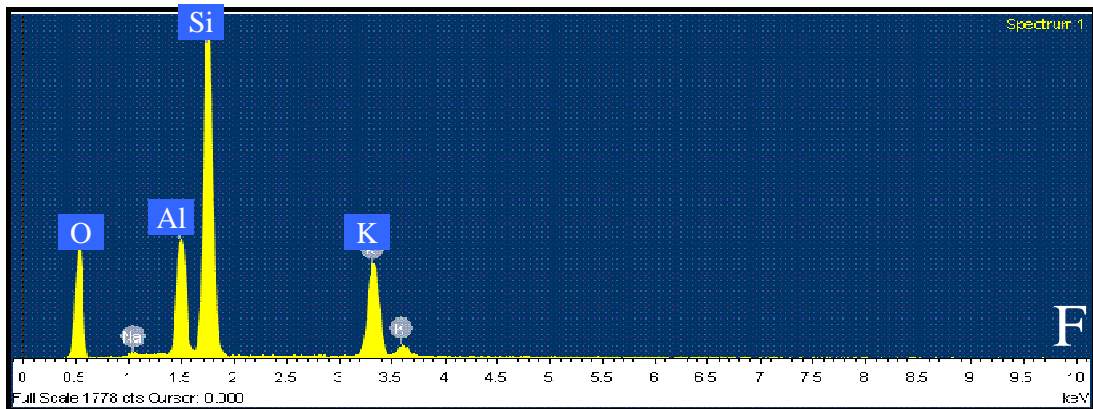
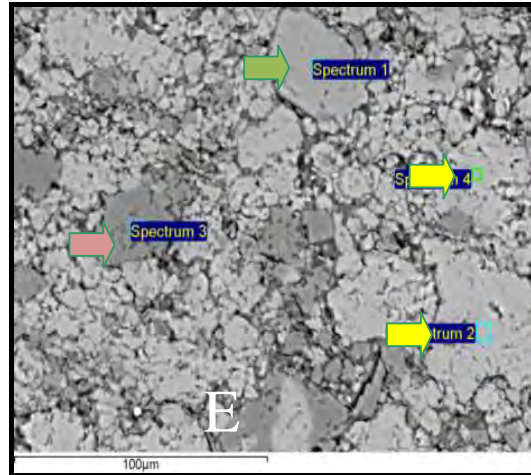
A fração argilosa é constituída por material siliciclástico, calcítico ou dolomítico. A fração siltosa é, em geral, constituída por grãos de quartzo e micas. Ambas as frações apresentam-se com laminação incipiente (ou pouco definida) (figuras 5.14 A

e B). Uma análise composicional foi realizada com o uso do MEV-EDS nas porções indicadas nas figuras 5.14 A a D.

No microscópio eletrônico de varredura identifica-se pela variação da tonalidade de cinza a densidade dos minerais lá presentes. Foram selecionados quatro grãos como representativos da totalidade composicional presente na amostra (figura 5.14 E).

As análises indicaram grãos com composição calcítica (figuras 5.14 G e I); silicática com potássio e alumínio (Figura 5.14 F) e dolomítica (Figura 5.14 H). Os pontos de análise que apresentaram composição calcítica, silicática e dolomítica estão apontado na Figura 5.14 E com as setas amarela, verde e rosa, respectivamente. Desde modo, composição predominante do material argiloso é: calcítica, dolomítica e siliciclástica (micas, quartzo e feldspatos), em ordem de abundância.





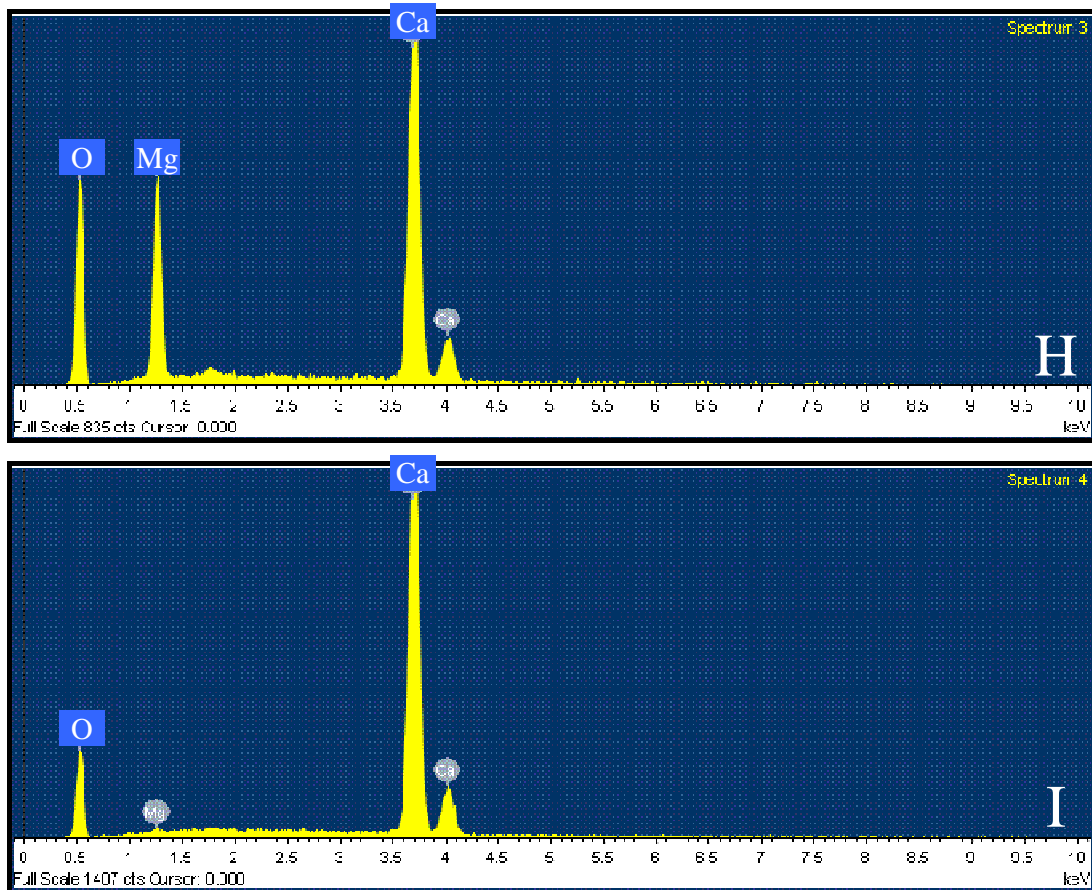


Figura 5.14: A e B) lâmina delgada confeccionada do afloramento Cedamavi Espejo Alto que mostra mudstone com micrita, grãos siltosos de quartzo e mica; **C, D e E)** imagem do trecho selecionado da lâmina para análise em MEV-EDS. Quadrado vermelho mostra área vista na próxima figura; **F)** picos de silício, alumínio, oxigênio, potássio e sódio, que indicam composição siliciclástica para o grão; **G)** picos de cálcio e oxigênio, sugerindo uma composição calcítica; **H)** picos de cálcio, magnésio e oxigênio, que indicam a presença do mineral dolomita; **I)** picos de cálcio e oxigênio, de possível calcita. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

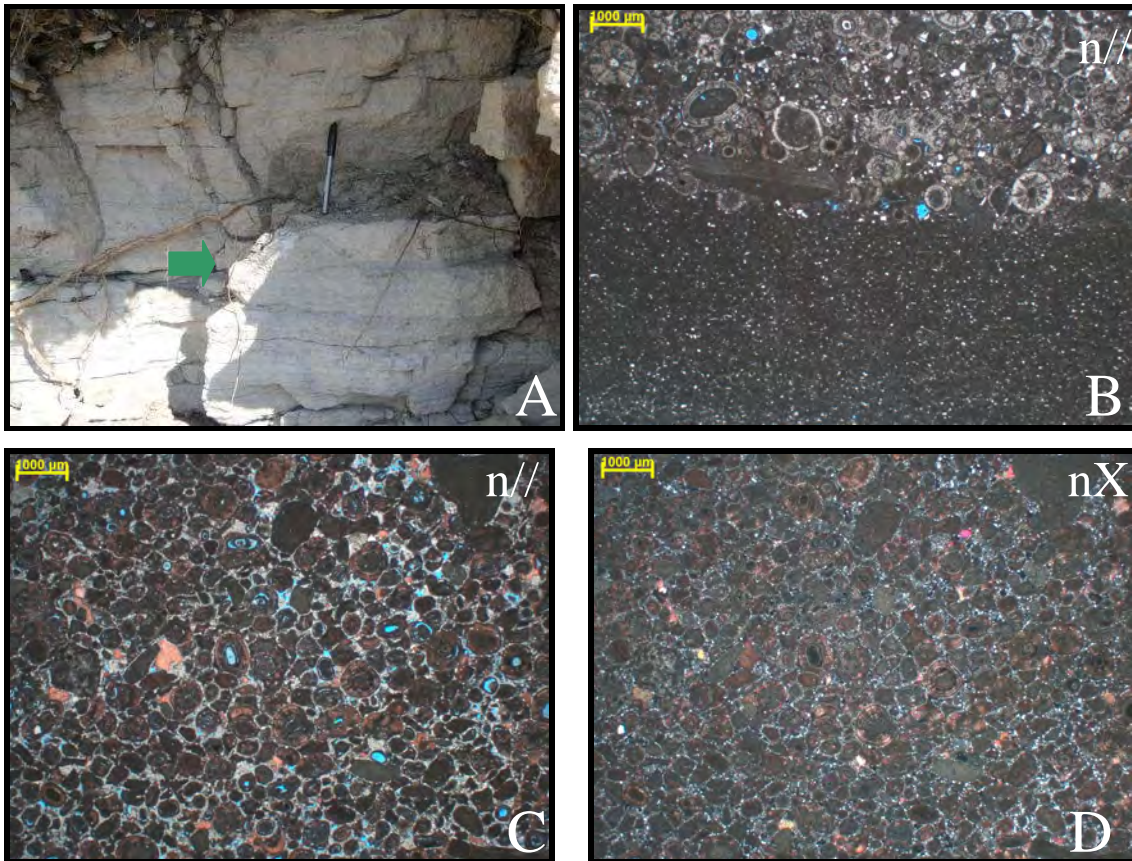
6.5.7 Grainstone oolíticos (GSTo).

Os grainstones oolíticos são facilmente identificados macroscopicamente pela variação granulométrica, abrangendo desde a areia muito fina até a areia muito grossa, embora sejam mais comuns os litotipos constituídos por areia média a grossa. Normalmente, são bem a moderadamente selecionados. Exibem estratificação cruzada de baixo ângulo. Quando a rocha apresenta uma boa seleção, a estratificação pode se tornar irreconhecível, confundindo-se com uma estrutura tipo maciça ou realmente ser maciça. Pode, ainda, serem identificadas camadas descontínuas de mudstone laminado, compostos por grãos carbonáticos, além de grãos de quartzo e micas (Figura 5.15 A).

Quanto à geometria, os corpos de grainstones são tabulares ou sigmoidais,

comumente com marcas onduladas no topo. Em algumas situações, estes corpos assumem formas diversas (lenticulares, cuneiformes e canalizadas) se associados aos estromatólitos ou quando preenchem os espaços entre as bioconstruções.

Microscopicamente, o arcabouço é sustentado por grãos de oólitos, intraclastos carbonáticos, grãos agregados e grãos siliciclásticos (quartzo), (figuras 5.15 B a F). Outro grão comum nos grainstones oolíticos são os intraclastos de mudstones e de estromatólitos. É rara a presença de bioclastos de ostracodes. Em alguns afloramentos pode se observar que a rocha apresenta-se intensamente micritizada, porém, em alguns casos ainda é possível reconhecer a presença de oólitos.



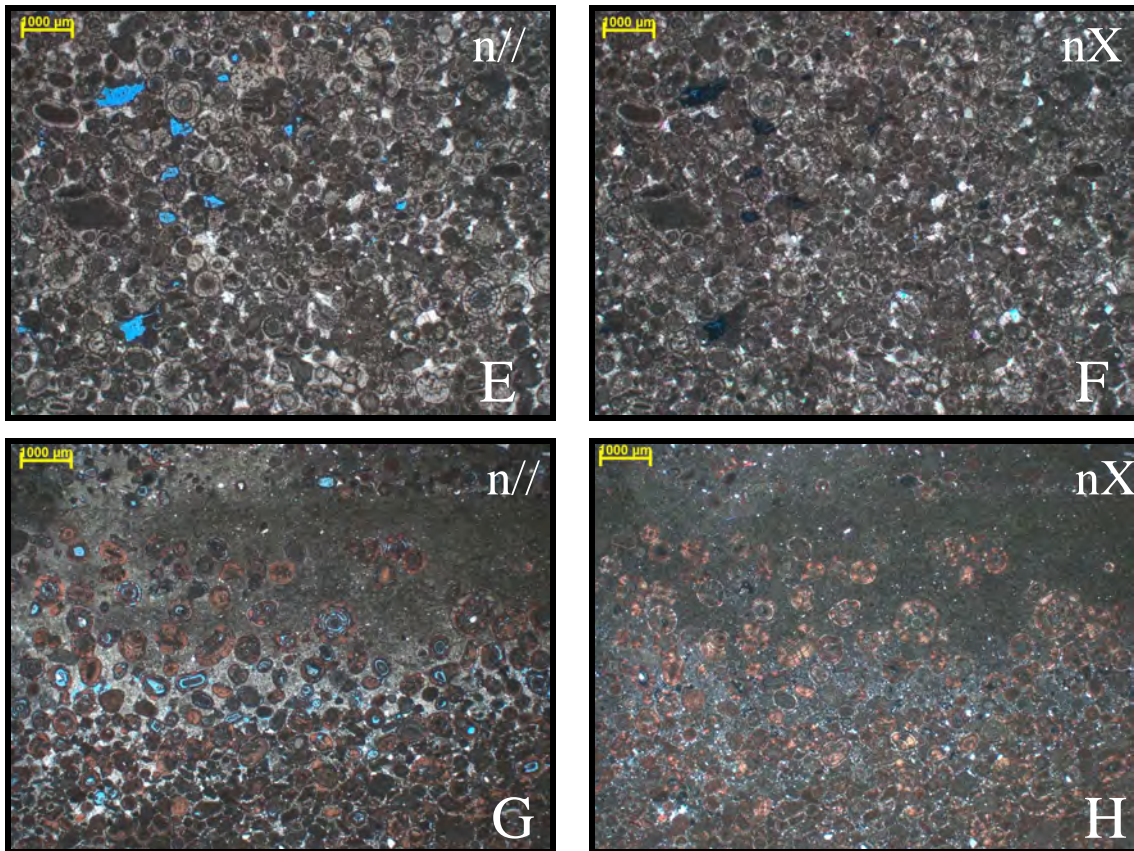


Figura 5.15: **A)** Fácies grainstone oolítico intercalado com camadas delgadas e descontínuas de mudstone laminado mostrado pela seta verde (afloramento Enseada Guachipas Sul); **B)** Na porção inferior da lâmina são observados grãos arenosos finos de quartzo e mica, além de uma matriz micrítica. Na porção superior da lâmina são observados oólitos e grãos intraclásticos (em geral, mudstone); **C, D, E e F)** Fácies grainstone oolítico; **G) e H)** fácies grainstone oolítico na porção inferior da lâmina em contato com material lamoso. As figuras B a H foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

Com base na análise quantitativa de 15 lâminas delgadas, constata-se que o predomínio dos grãos que formam esta fácies é de oólitos, com núcleo de composição micrítica (65%) e espática (35%). Apresentam córtices tangenciais (80%), radiais (16%) e micríticos (4%); e podem ser classificados como normal (70%) e superficial (30%).

As relações entre as três variáveis categóricas composição do núcleo, composição do córtice e dimensão do núcleo em relação ao córtice são complexas, como pode ser observado no gráfico das figuras 5.16 A e B. Nestes gráficos, os valores que são representados por pontos preenchidos são formadas por núcleos micríticos e, os vazios, por núcleos espáticos. As formas geométricas, neste gráfico, também representam a composição do córtice da seguinte maneira: círculo para tangencial, losango para radial e quadrado para micrítico. Finalmente, a cor azul é

usada para oólito superficial e, vermelho, para oólito normal.

Nota-se que os núcleos de composição micrítica possuem diâmetro interno e tamanho de córtices variados enquanto núcleos espáticos tendem a ser oólitos normais.

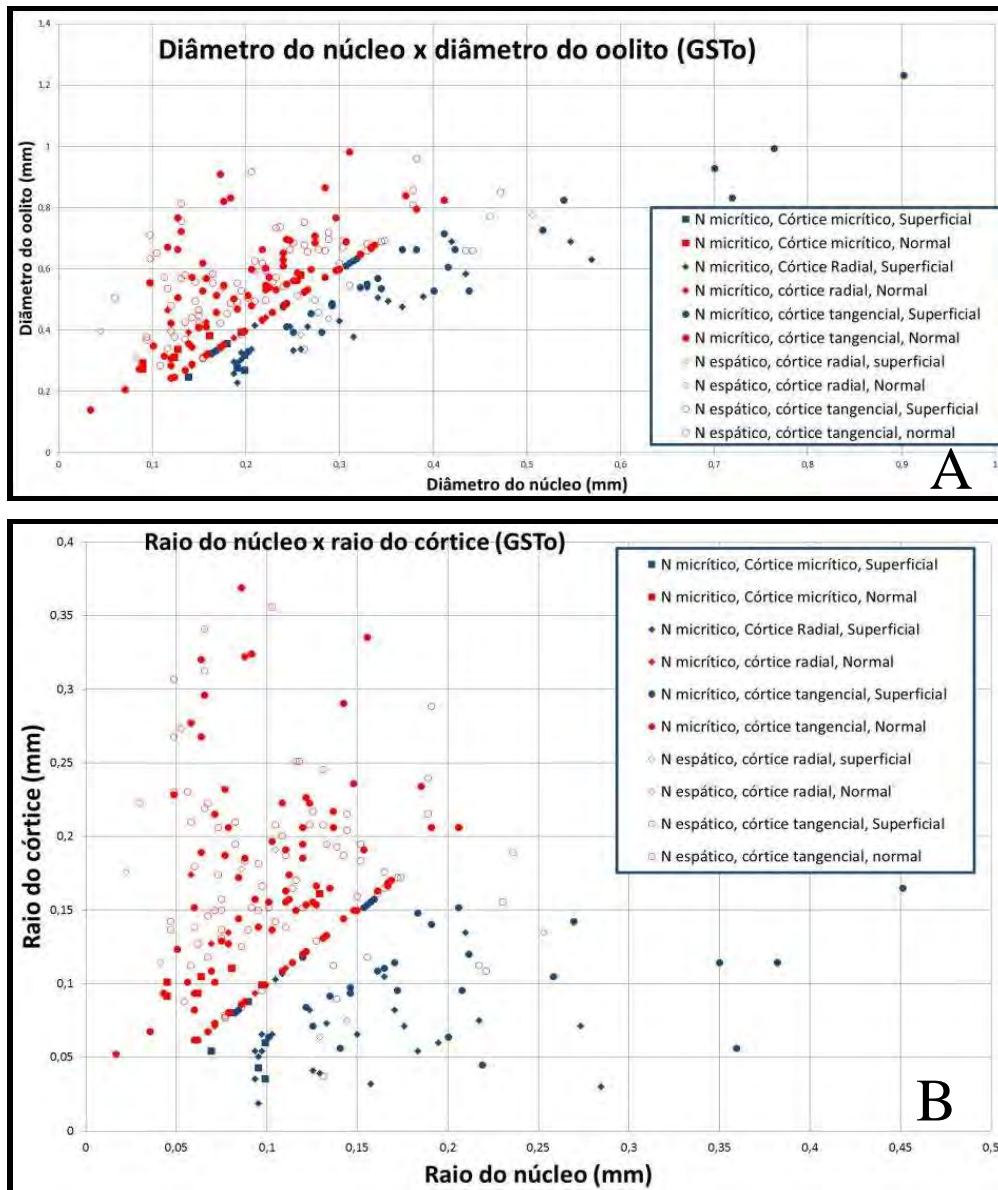


Figura 5.16: A) Relação entre diâmetro do núcleo e diâmetro dos oólitos; B) Relação entre raio do núcleo e raio do córtice.

6.5.8 Grainstone com grãos agregados (GSTga).

Os grainstones com grãos agregados possuem características macroscópicas semelhantes à fácies grainstones oolíticos (Figura 5.15 A e Figura 5.17 A).

Com base na análise microscópica quantitativa de 20 lâminas delgadas (figuras 5.17 B a E), seu arcabouço é sustentado por grãos, principalmente os do tipo agregados (80%), e, subordinadamente por grãos de quartzo (8%), de intraclasto carbonático (7%) e de oólitos (5%). Os grãos agregados são formados por wackestones e packstones oolíticos envolvidos por membrana, com diâmetro médio de 1,22 mm (desvio padrão de 0,52), que variam entre 0,5 a 3,9 mm. Os oólitos que compõe os grãos agregados possuem, em geral, núcleo micritizado e estão no meio de matriz micrítica. Comumente são verificado oólitos isolados, com diâmetro médio de 1,07 mm (desvio padrão de 0,12), que variam entre 0,91 a 1,22 mm. Estes oólitos, portanto, possuem dimensões maiores dos que os encontrados na fácies grainstones oolítico.



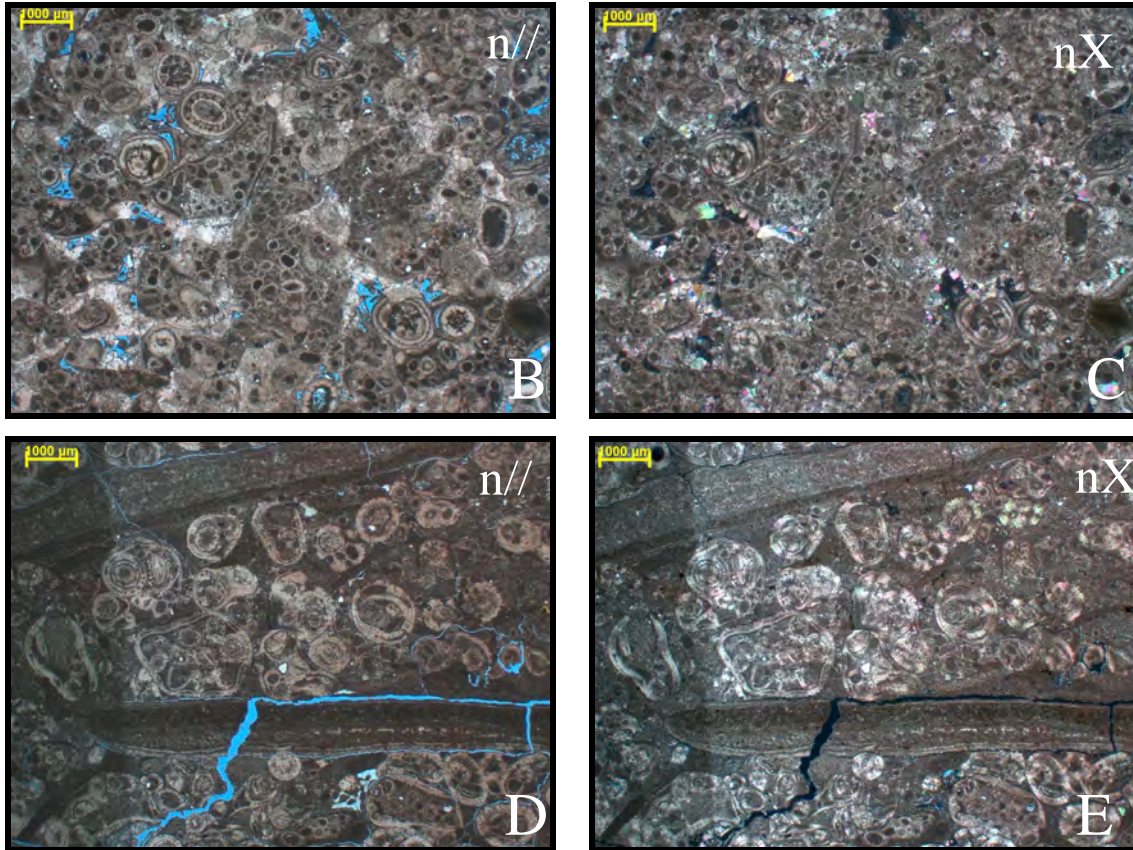


Figura 5.17: **A)** Camada de grainstone com grãos agregados indicado pela seta azul no afloramento Mirador para Escarpa; **B e C)** fácies formada por grãos agregados e oólitos; **D e E)** Fácies grainstones com grãos agregados, com intraclastos. As figuras B a E foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

6.5.9 Arenito híbrido (ARNh)

Em escala de afloramento, esta fácies pode ser confundida com os grainstones (figuras 5.15 A e 5.17 A) principalmente devido à geometria dos corpos e características texturais. As camadas possuem forma tabular ou sigmoidal, com marcas onduladas no topo. Em alguns locais, apresentam formas diversas como, por exemplo, lenticulares, cuneiformes e canalizadas. Em termos de estruturas, podem apresentar tanto estratificação cruzada de baixo ângulo quanto aspecto maciço.

Microscopicamente, esta fácies apresenta seleção boa, com grãos angulosos a sub-arredondados, constituídos predominantemente por quartzo, oólitos, feldspatos, micas e grãos agregados. A granulometria varia desde areia muito fina a grossa. A porcentagem de grãos carbonáticos varia de amostra para amostra (figuras 5.18A a E), porém, podem ser agrupadas na mesma fácies denominada como arenito

híbrido.

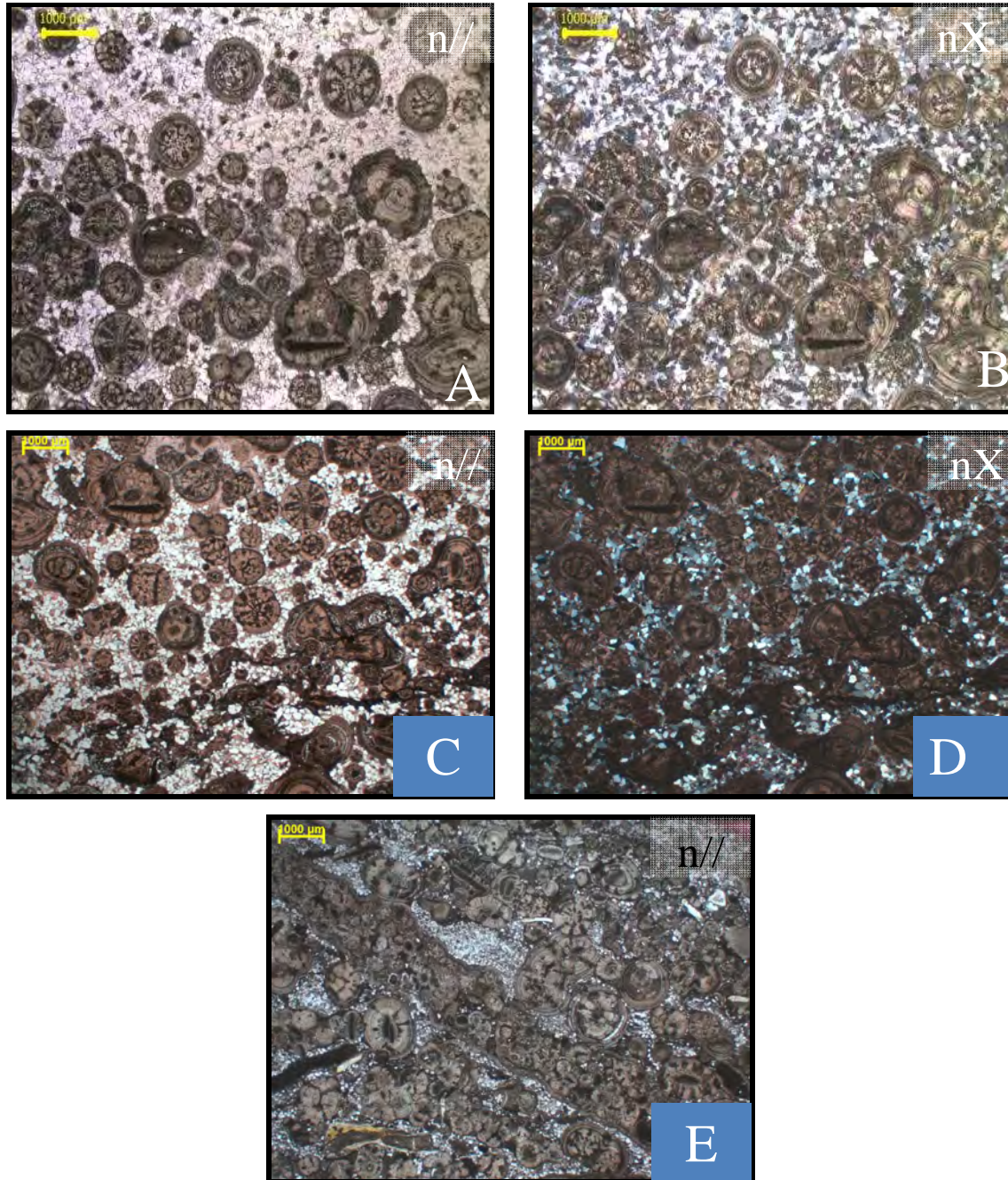


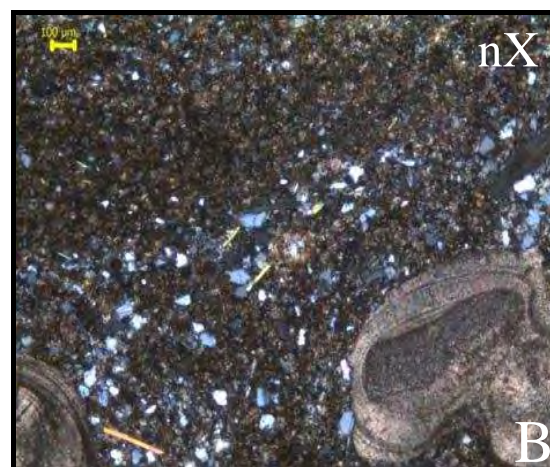
Figura 5.18: A e B) Amostra do afloramento Hotel Dique. Fácies arenito híbrido composta por grãos de quartzo detríticos com granulometria areia fina e oólitos com granulometria areia grossa, sem presença de matriz; **C e D)** Amostra da fácies arenito híbrido do afloramento Finca Del Retiro Baixo Espejo, em que apresenta grãos de quartzo na fração areia fina; oólitos de granulometria areia grossa e grãos peloidais na fração areia média; **E)** Amostra do afloramento Viñuales, detalhe para o grão agregado de tamanho centimétrico. As figuras C a E foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

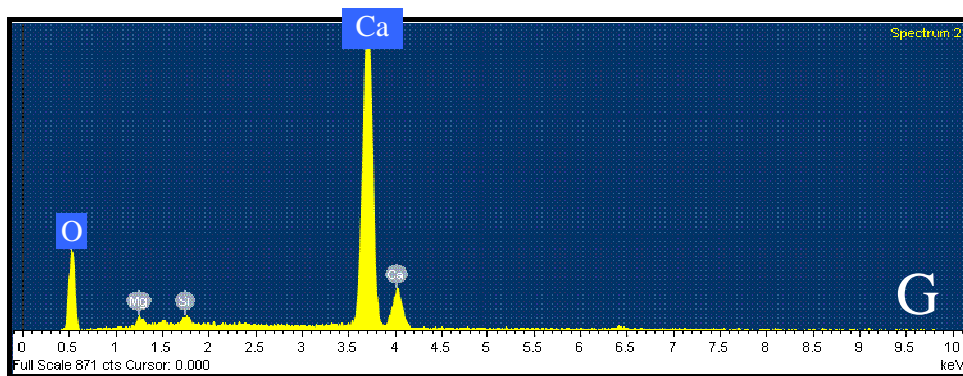
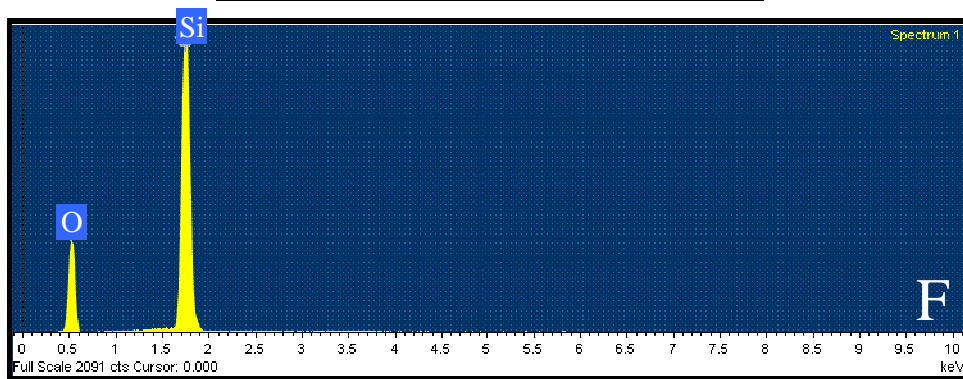
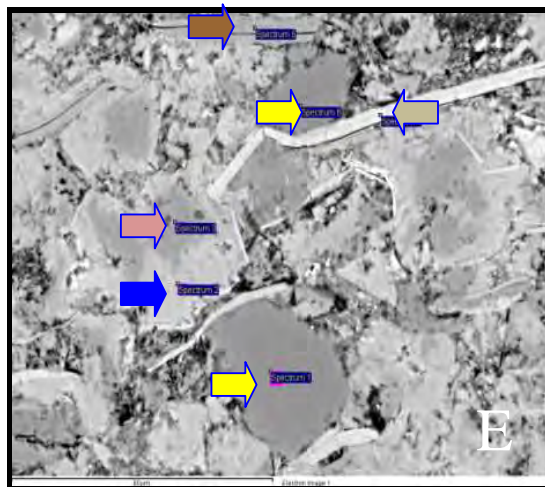
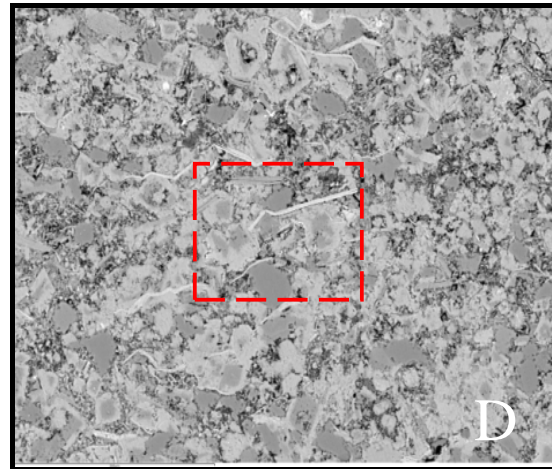
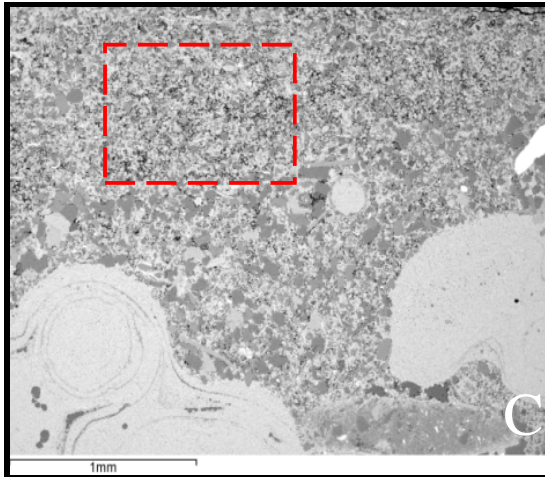
É comum os oólitos estarem quebrados. Nota-se que o número de oólitos fraturados é maior nas lâminas com maior quantidade de grãos siliciclásticos. É

possível que este fraturamento tenha ocorrido durante o transporte de grãos. Os oólitos inteiros ou fragmentados possuem tamanho do núcleo e do córtice variados, e, em geral, encontram-se concentrados em alguns níveis ou dispersos pela amostra.

Em algumas lâminas, podem ser observados níveis lamosos (figuras 5.19 A e B). Foram realizadas análises químicas com microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS) com intuito de identificar a composição desse material. Um detalhe da área selecionada pode ser observado nas imagens das figuras 5.19 D e E.

Os resultados mostram que o grão indicado pela seta amarela na Figura 5.19 E possui silício e oxigênio (Figura 5.19 F), e foi interpretado como quartzo. A porção cinza clara indicada pela seta azul (Figura 5.19 E) apresenta os elementos cálcio, oxigênio e, subordinadamente, magnésio e silício (Figura 5.19 G), e foi interpretado como calcita com baixo teor de magnésio. Já a porção cinza escura indicada pela seta rosa (Figura 5.19 E) apresenta os elementos de cálcio, oxigênio, magnésio e pouco silício e ferro (Figura 5.19 H), e foi interpretado como dolomita. A seta marrom clara (Figura 5.19 E) indica o grão que foi interpretado como biotita, devido ao hábito prismático do cristal e pela composição química representada pelos elementos silício, oxigênio, alumínio, potássio, magnésio, ferro e titânio (Figura 5.19 I). E, por fim, a seta marrom escura (Figura 5.19 E) mostra um grão de moscovita interpretada com base em hábito cristalino e na sua composição química representada por silício, alumínio, oxigênio e potássio (Figura 5.19 J). A interpretação da composição mineralógica do nível com na fração lamosa é de uma mistura de grãos siliciclásticos e carbonáticos (figuras 5.19 A a J).





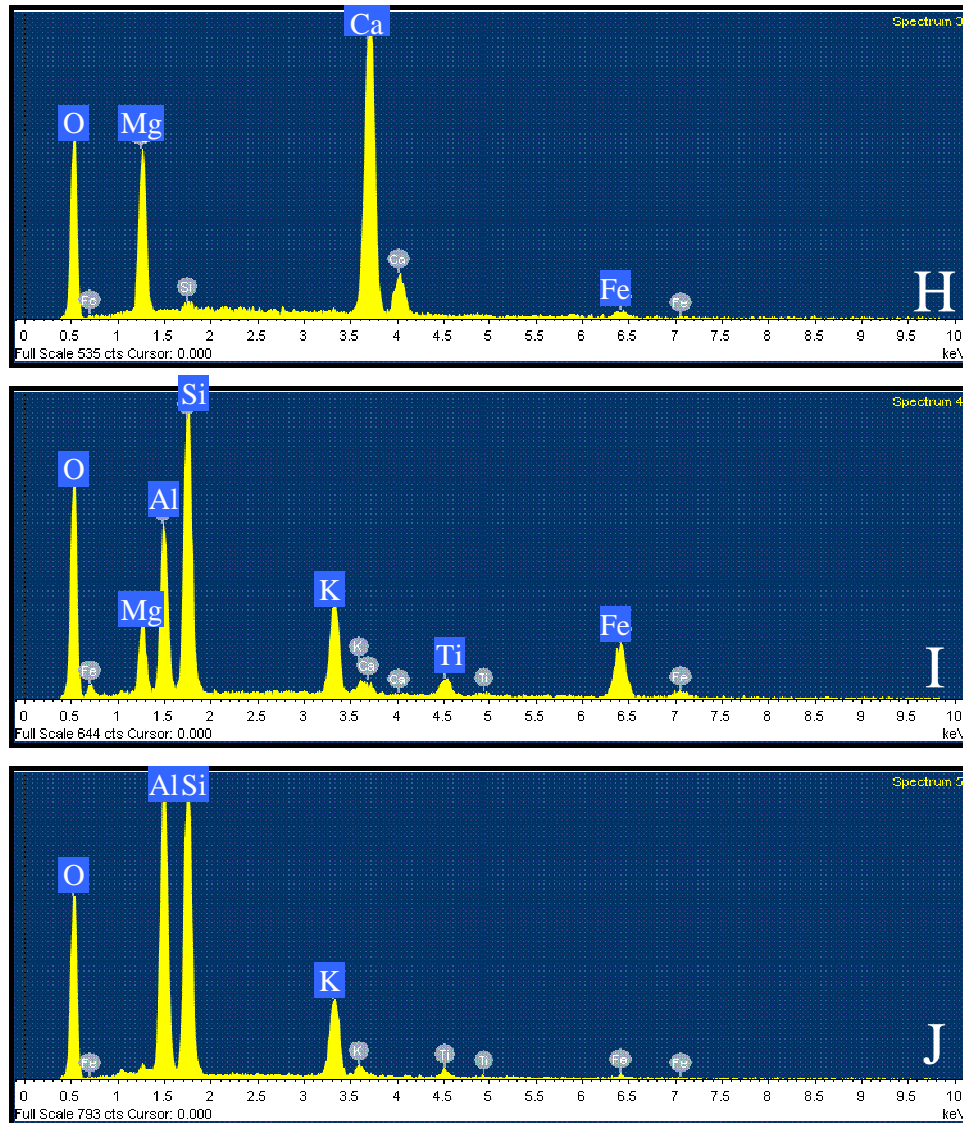


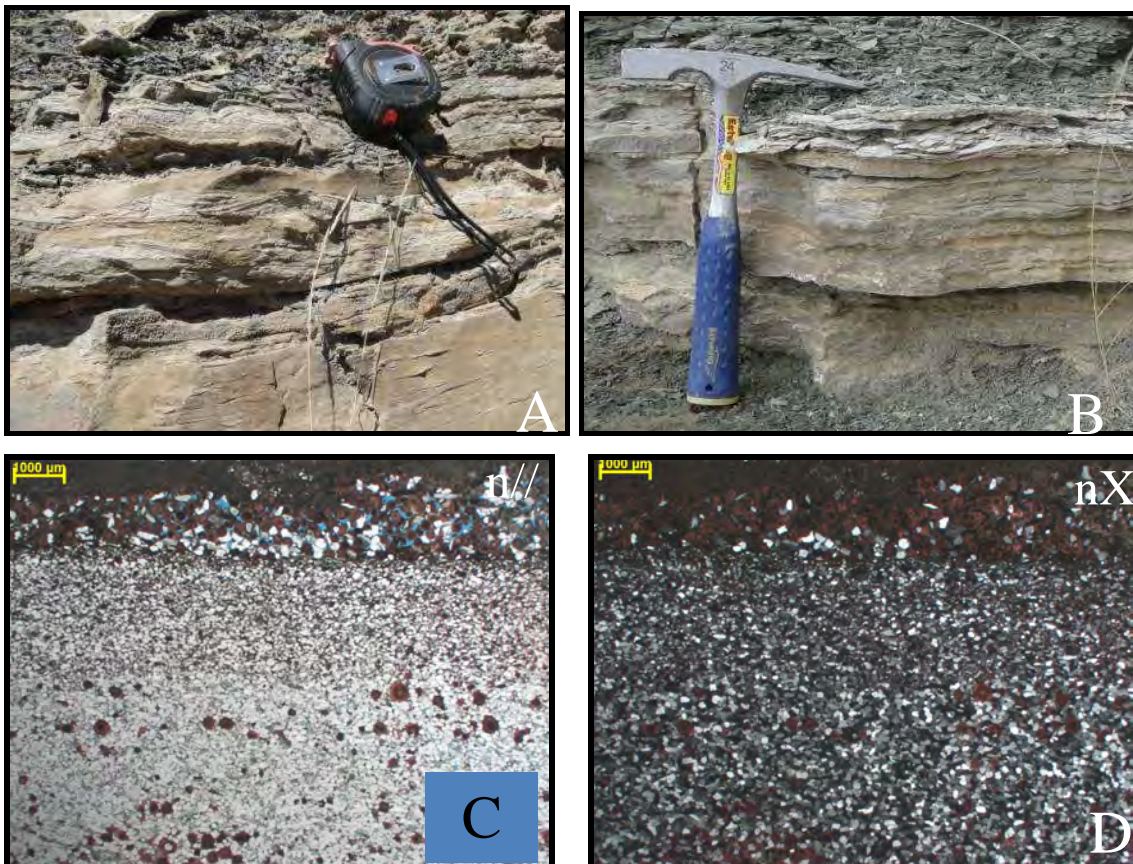
Figura 5.19: A e B) Imagem da fácies arenito híbrido do afloramento Hotel Del Dique composta por grãos agregados, quartzo granulometria que varia entre silte a areia fina, muscovita e matriz siliciclástica e carbonática; C, D e E) imagem mostrada em A e B, vista no microscópio de varredura eletrônica. As setas indicam os pontos analisados; F) resultado da análise composicional química obtida por MEV-EDS do ponto marcado pela seta amarela na imagem E; G) resultado da análise composicional química do ponto marcado pela seta azul na imagem E; H) resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta rosa na imagem E; I) resultado da análise composicional química do ponto marcado pela seta marrom clara na imagem E; e J) resultado da análise composicional química do ponto marcado pela seta marrom escura na imagem E; Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

6.5.10 Arenito híbrido com acamadamento *flaser* (ARNh*flaser*)

A fácies ARNh*flaser* é caracterizada macroscopicamente por camadas lenticulares de arenitos grossos a finos, com espessuras centimétricas a decimétricas. Internamente podem ser observadas estratificação cruzada

tangencial na base e abundantes lâminas argilosas, por vezes recurvadas, nos estratos frontais, que definem a estratificação *flaser* (figuras 5.20 A e B).

Em escala microscópica, verificam-se em algumas porções que há intercalações entre lamito (composta por micrita e grãos de quartzo) e arenito híbrido, composto por quartzo com granulometria areia fina e por oólitos de tamanho variado (figuras 5.20 C a J). Algumas lâminas apresentam maior concentração de oólitos do que outras. De uma forma geral, estes oólitos estão fragmentos (figuras 5.20 E e J) e foram interpretados como quebrados pelo processo de retrabalhamento por onda. Foi possível identificar em umas das amostras feições de um tubo preenchido por quartzo, que foi interpretado relacionado a processos de bioturbação (seta azul nas figuras 5.20 I e J).



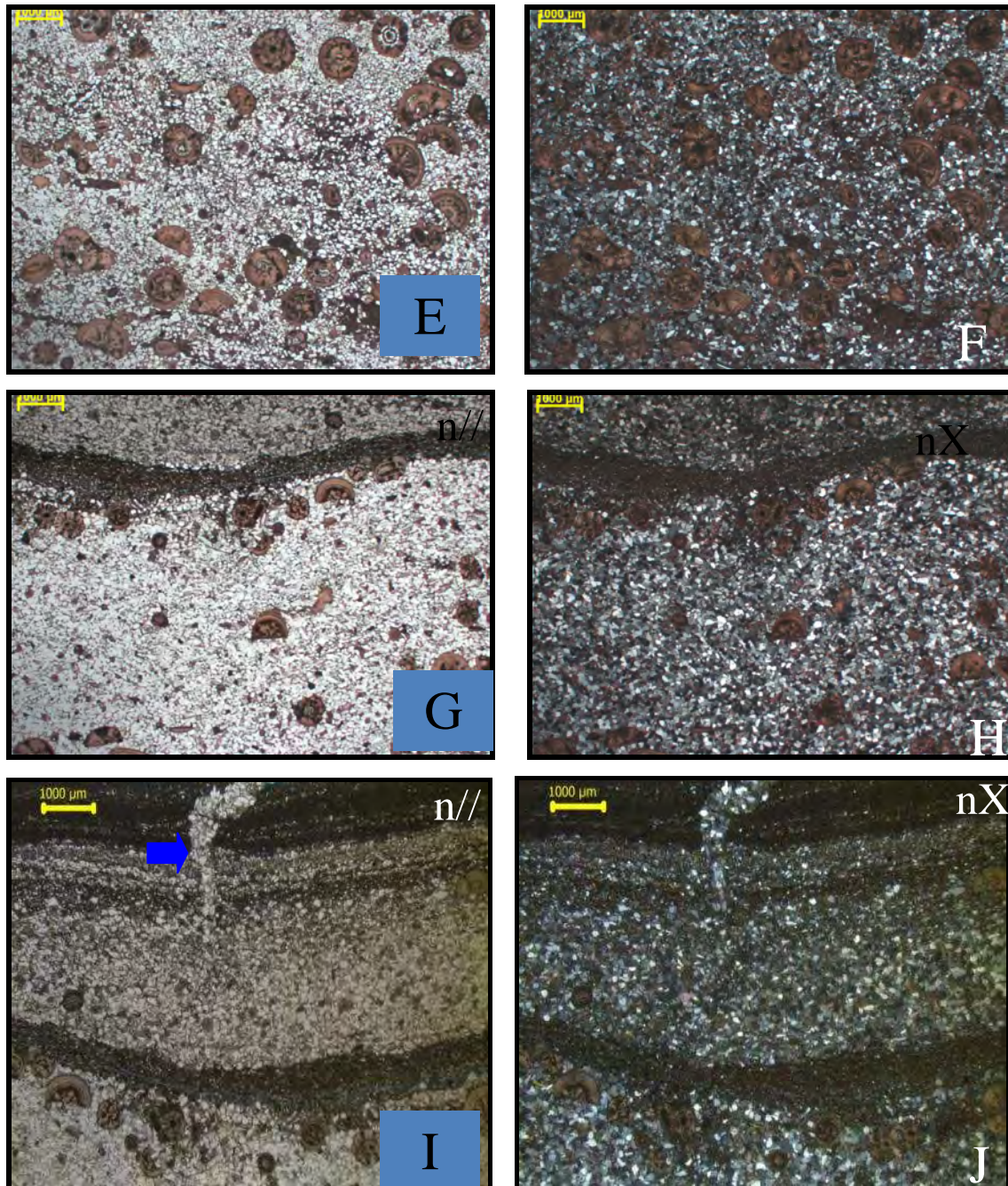
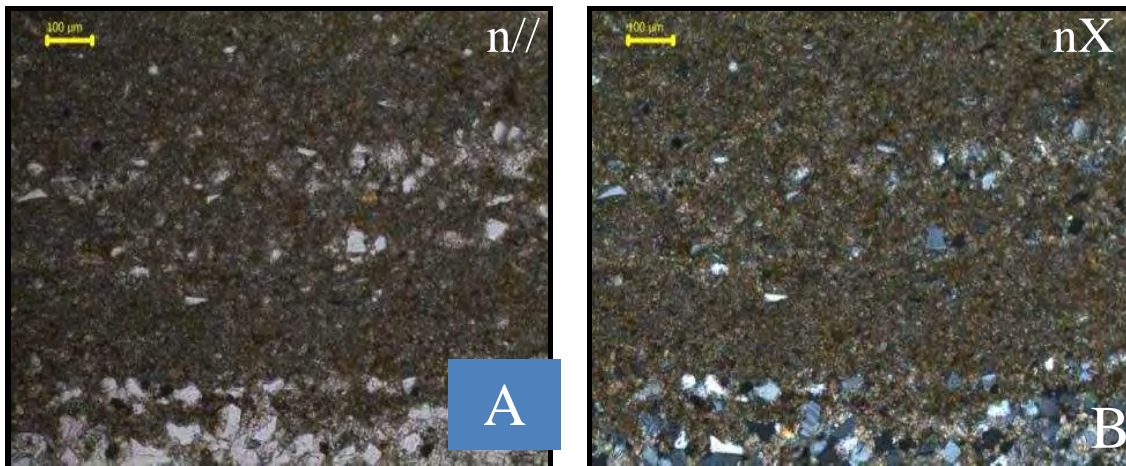


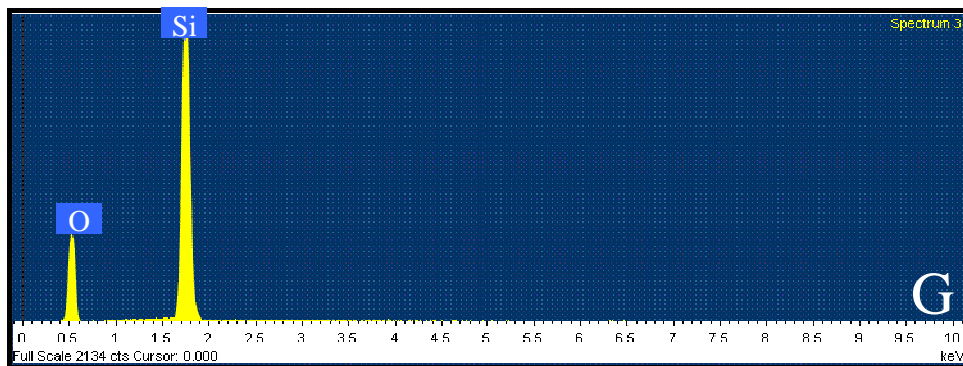
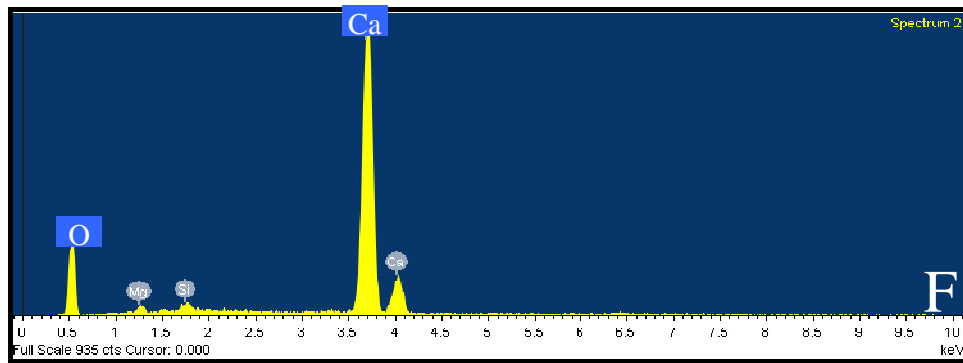
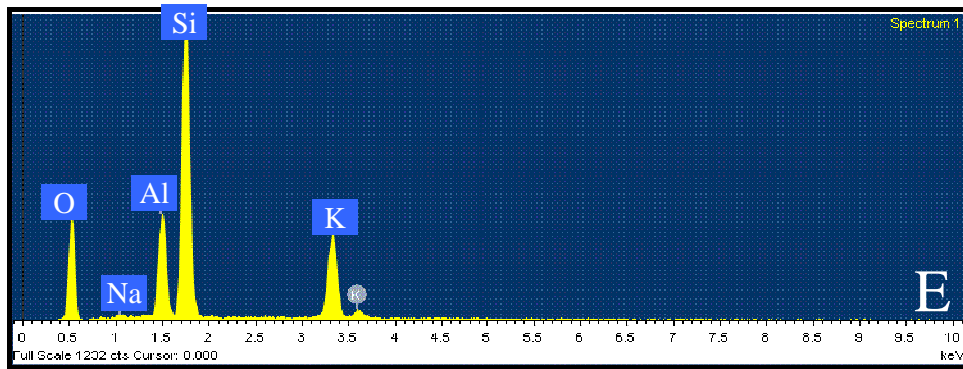
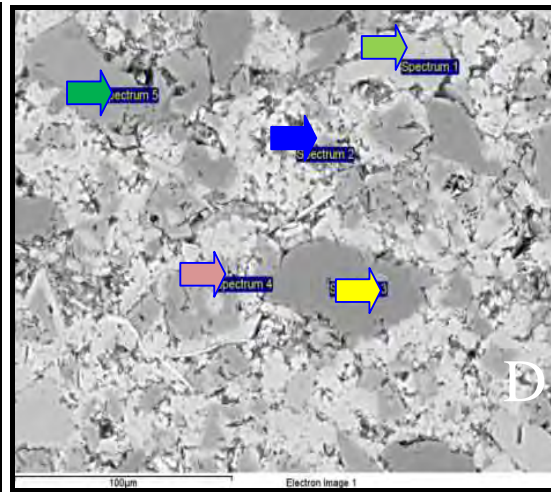
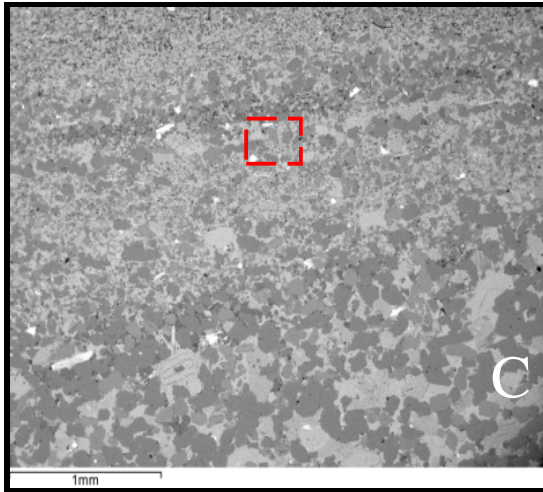
Figura 5.20: **A)** Fácies arenito híbrido com acamamento *flaser* no afloramento Dique Compensador; **B)** Fácies arenito híbrido com acamamento *flaser* no afloramento Finca Del Retiro; **C e D)** Amostra do afloramento Ablomé da Fácies arenito híbrido com acamamento *flaser* composto por intercalações de grãos finos de quartzo detriticos e oólitos de granulometria areia média em proporções variadas em cada porção da lâmina, com lâminas de lamito; **E e F)** Amostra do afloramento Ablomé, composta por grãos arenosos finos de quartzo detritico, oólitos de granulometria areia grossa; **G e H)** Amostra do afloramento Hotel Dique; **I)** detalhe para a bioturbação preenchida por grão de quartzo na porção superior da lâmina marcada pela seta azul ou, ainda, gretas de dissecação preenchida. As figuras C a H foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

Os níveis de material com granulometria argila e silte (figuras 5.21 A e B)

também foram analisados no microscópio eletrônica de varredura. A Figura 5.21 C mostra imagem da lâmina vista nas figuras 5.21 A e B observado com uso do microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS) e a Figura 5.21 D é um detalhe do quadrado vermelho selecionado na Figura 5.21 C.

Os resultados da análise composicional em MEV-EDS mostram que o grão indicado pela seta verde clara (Figura 5.21 D) pode ser interpretado como silicato devido a sua composição química: silício, oxigênio, alumínio, potássio e sódio (Figura 5.21 E). A porção cinza clara indicada pela seta azul (Figura 5.21 D) é formada de cálcio, oxigênio, magnésio e silício (Figura 5.21 F), e foi interpretado como calcita com baixo teor de magnésio. Já a porção cinza escura indicada pela seta amarela na Figura 5.21 D possui silício e oxigênio (Figura 5.21 G), sendo, portanto interpretado como quartzo. A seta rosa (Figura 5.21 D) é formada de cálcio, oxigênio, magnésio e ferro (Figura 5.19 H), e o mineral foi interpretado como dolomita. E, finalmente, a seta verde escura aponta para um mineral interpretado como outro grão de silicato: silício, oxigênio, alumínio, sódio e cálcio (Figura 5.21 I). Deste modo, a porção de granulometria argilosa possui composição carbonática e siliciclástica (figuras 5.21 A a I).





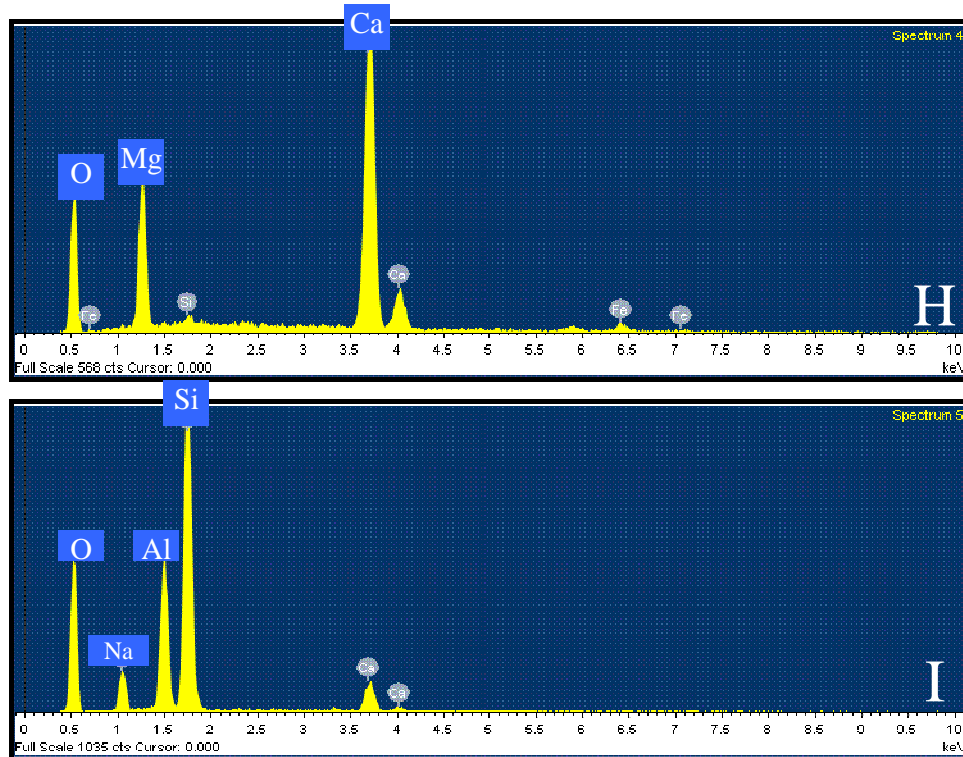


Figura 5.21: **A)** Imagem da fácies arenito híbrido com acamadamento *flaser* composta por grãos quartzosos de granulometria silte a areia fina e matriz siliciclástica e carbonática; **C e D)** imagem do mesmo intervalo apresentado em A) e B), porém vista pelo microscópio de varredura eletrônica (MEV-EDS). As setas indicam os pontos onde foi realizada análise composicional com o uso do MEV-EDS; **E)** resultado da análise da composição química do elemento marcado pela seta verde na imagem D; **F)** resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta azul na imagem D; **G)** resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta amarela na imagem D; **H)** resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta rosa na imagem E; e **I)** resultado da análise da composição química do ponto marcado pela seta verde na imagem E. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

6.5.11 Lamito (LAM).

A fácies LAM é formada basicamente por material nas frações argila, silte e areia muito fina. São essencialmente laminadas, com alguns níveis de aspecto maciço e há presença de concreções esferoidais. Esta fácies possui coloração que varia de um cinza escuro a claro, esverdeado e avermelhado. É comum fragmentos fosfatizados e, mais raramente, fragmentos vegetais e intraclastos carbonáticos (figuras 5.22 A e B).

Análises microscópicas mostram material de granulometria fração argila, grãos de quartzo e muscovita detríticos e intraclasto carbonático (figuras 5.22 C e D).

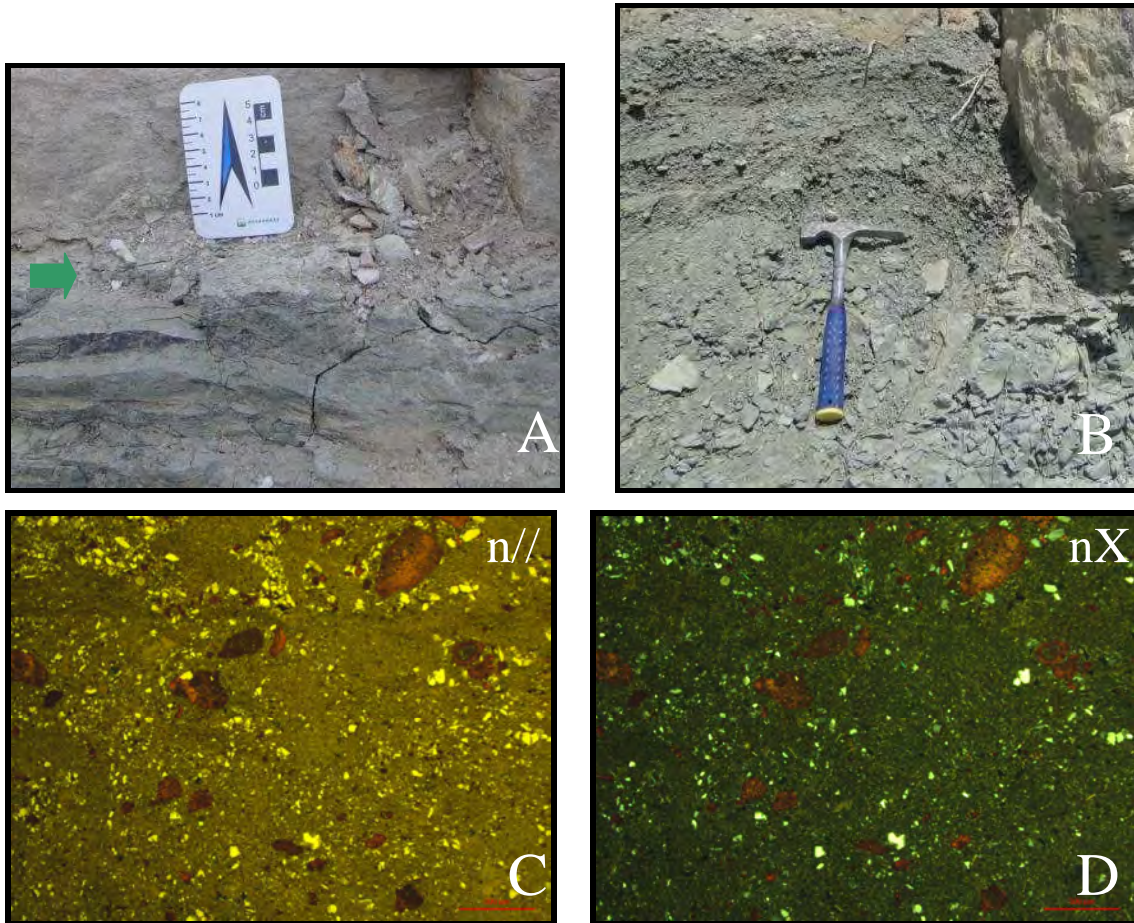


Figura 5.22: **A)** Fácies lamito no afloramento Hotel Del Dique; **B)** Fácies lamito no afloramento Lomito; **C e D)** Amostra da fácies lamito do afloramento Hotel Del Dique, composto por material de granulometria argila, grãos arenosos de quartzo e intraclasto carbonático. As figuras C e D foram tingidas por alisarina. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

As amostras desta fácies foram analisadas por difratometria de raio x, através do procedimento apresentado no capítulo 2. O resumo dos resultados da composição mineralógica é mostrado no quadro 5.3. Os minerais predominantes são argilominerais, com variações entre 42% a 75% do total de minerais presentes nas amostras. Os grãos siliciclásticos (quartzo, plagioclásio e K-feldspato) representam valores entre 19% e 36% do total. Em algumas amostras também foram encontrados pequena porcentagem de grãos compostos de calcita.

Quadro 5.3 – Composição da mineralogia total da fácies MUD (%).

Identificação	Quartzo	Calcita	Dolomita	Plagioclásio	K-feldspato	Analcima	Argilominerais
JV3	15,06	22,36	<1%	15,92	4,20		42,46
JDC13	12,15	9,92		10,33	14,88	3,90	48,82
JV5	12,08	5,96		11,13	1,87		68,96
JV7	13,64	4,32		12,68	2,12		67,24
JDC3	15,03	8,79		13,3	2,24	13,33	47,31
JV8	14,79	1,26		15,93	2,26	1,34	64,42
JDC5	6,90	4,00		11,64	2,64	7,92	66,90
JV9	8,64			13,28	3,42		74,66
JDC12	5,27			8,67	5,61	6,56	73,89

O mineral analcima está presente em todas as amostras do afloramento Dique Compensador e em apenas uma amostra do afloramento Viñuales, o que poderia representar uma gradação mineralógica na porção central do lago. Este mineral pode ser formado por influência de material vulcânico em ambiente lacustre alcalino-salino ou representar um precipitado autigênico sem influência vulcânica. O padrão de zoneamento mineralógico para precipitação neste tipo de lago é composto por zeólitas alcalinas como clinoptilolita precipitadas nas margens, com gradações para analcima e k-feldspato no centro do lago (HAY, 1966; SHEPPARD & GUDE, 1969).

Nos locais onde se constata apenas o mineral analcima, sem os outros elementos da gradação, ainda é interpretado como precipitação autigênica direta, formada através da reação entre a água intersticial salmoura e o mineral de argila ou plagioclásio já depositado no fundo do lago, como acontece nas fácies do lago Bogoria, no Kenia (RENAUT, 1993) ou nos depósitos recentes do lago Lewis, na Austrália (ENGLISH, 2001). A origem deste mineral permanecerá em aberto para trabalhos futuros.

As análises dos argilominerais de granulometria fina (<2 μ m) mostram que a composição predominante é variável com o intervalo estratigráfico estudado. As amostras do intervalo Planar são compostas por esmectita e ilita (em menor proporção). As amostras do intervalo Beira Rio são formadas predominantemente por ilita e por proporções variáveis de inter-estratificados de clorita/esmectita e ilita/esmectita (quadro 5.4).

Quadro 5.4 – Composição Semiquantitativa dos argilominerais (% relativa) identificados na fração inferior a 2 micra das amostras da fácies MUD. Legenda: I/S=interestratificado ilita/esmectita; C/S=interestratificado clorita/esmectita; e tipo de ordenamento dos interestratificados (*Reichweite*=R, segundo Reynolds, 1980): R0 = irregular, R1 = regular e R>1 = ordenado.

Identificação	Esmectita	Clorita	Ilita	I/S R0	I/S R>1	C/S R1	Observação
JV3	82		18	traço			
JDC13	85		15	traço			analcime
JV5		3	61	10	13	13	quartzo
JV7		3	41	34	9	13	
JDC3		?	60	11	15	14	analcime, quartzo
JV8		4	51	21	10	14	
JDC5		2	61	8	12	17	analcime, quartzo
JV9		1	21	70	8		
JDC12		3	38	19	8	32	analcime

De forma geral, esta fácies possui três conjuntos de argilominerais distintos. O primeiro é marcado pelo predomínio de esmectita, como os já abordados na fácies mudstone. Nesse caso, também atribui uma origem possivelmente diagenética (precoce) para este tipo de argilomineral. Em teores subordinados, encontra-se uma ilita também com boa cristalinidade (FWHM da ordem de $0,5^\circ 2\theta$).

O segundo conjunto de argilominerais inclui a amostra JV-9 (Figura 2.8). Na fração inferior a 2 micra, o constituinte predominante são os inter-estratificados ilita/esmectita irregulares (R0) com alta expansibilidade, caracterizados por uma série de reflexões muito abauladas. A FWHM da reflexão principal, 16Å na amostra seca ao ar, é da ordem de $1,5^\circ 2\theta$ (Figura 5.23).

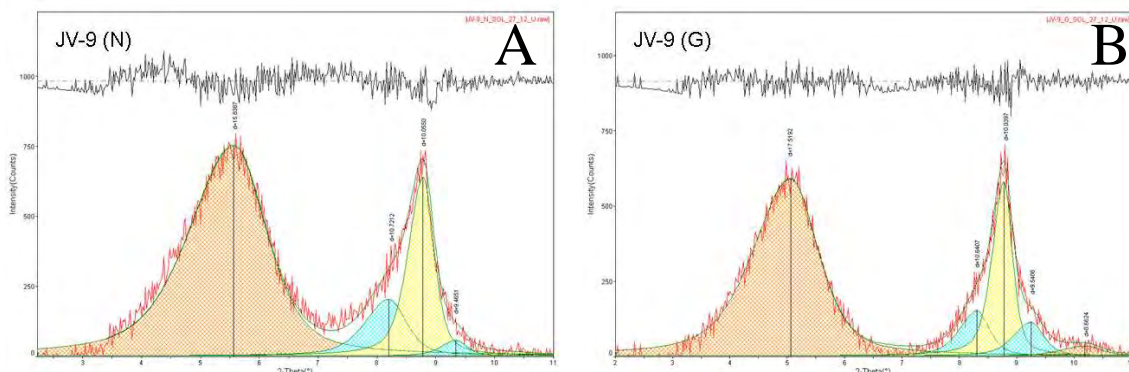


Figura 5.23: A) amostra seca-ao-ar e B) amostra glicolada. Proposta de deconvolução da região dos baixos ângulos de difração para a amostra JV-9. Reflexões de cor laranja correspondem ao inter-estratificado ilita/esmectita irregular; reflexões azul ao inter-estratificado ilita/esmectita ordenado; e a reflexão amarela corresponde à ilita discreta.

Os argilominerais deste grupo ao se expandir sob a ação do etilenoglicol

passam para cerca de 17\AA , exibindo FWHM de $1,4^\circ 2\Theta$. Tal feição pode ser indicativa de composição heterogênea, estimada para abarcar teores de 10 a 25% do componente ilita, mas pode igualmente indicar a presença de partículas do interestratificado com tamanho muito reduzido.

Nota-se, ainda, intensa reflexão a cerca de 10\AA , com base muito aberta e assimetrias sugestivas da presença de várias reflexões superpostas (Figura 5.23). A comparação dos padrões de difração sob condições seca ao ar e glicolada permite identificar ligeiras variações na sua morfologia, caracterizadas pela presença de um componente expansivo subordinado. Em geral, esta situação é sugestiva de que associado à ilita discreta existe também um interestratificado ilita/esmectita ordenado ($R > 1$), com elevados teores do componente ilita (possivelmente 85-95%). Infelizmente, a superposição (parcial ou total) de muitas das reflexões da ilita e do inter-estratificado ilita/esmectita com estas características não possibilita uma boa avaliação das propriedades cristal químicas de ambos os minerais. De qualquer maneira, a FWHM da ilita discreta passa a assumir valores mais coerentes com sua estrutura cristalográfica, ou seja, da ordem de $0,5^\circ 2\Theta$.

A presença de uma reflexão adicional, de intensidade muito baixa, a cerca de 7\AA também pode ser visualizada. Por analogia com o conjunto total das amostras, este mineral pode ser considerado como um tipo de clorita. Em suma, as características morfológicas das reflexões dos argilominerais dessa associação de minerais sugerem contribuição essencialmente detrítica.

O terceiro conjunto de argilominerais exhibe maior quantidade de amostras, incluindo: JV-5, JV-7, JV-8, JDC-3, JDC-5 e JDC-12 (figuras 2.8 e 5.24). Estas amostras exibem associações de argilominerais bem complexas, caracterizadas pela presença de interestratificados clorita/esmectita em teores variados. A presença de reflexão do tipo superestrutura ($\sim 30\text{\AA}$) indica ordenamento regular e está melhor-caracterizada na amostra JDC-12, que possui os maiores teores deste tipo de interestratificado (Figura 5.25).

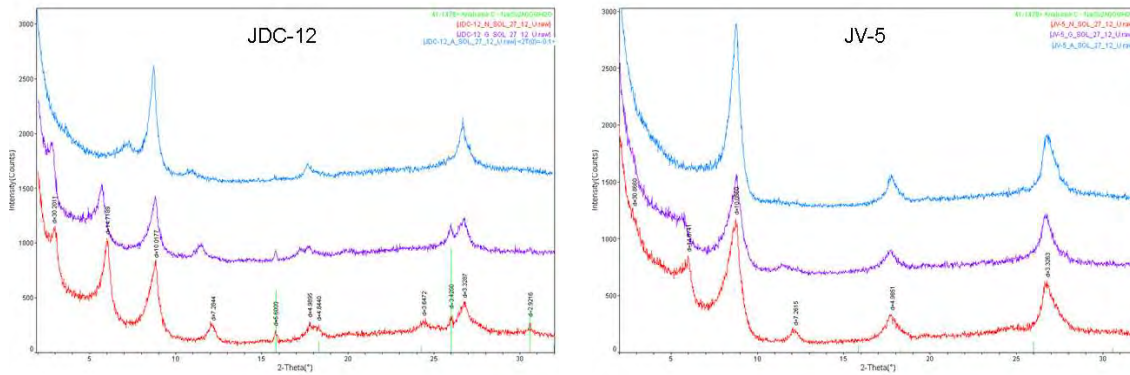


Figura 5.24: A) amostra seca-ao-ar e **B)** amostra glicolada. Padrão de difração inferior a 2 micras de amostras contendo interestratificados clorita/esmectita em teores variados. Obs.: traço vermelho = amostra seca ao ar; traço roxo = após glicolação; e traço azul = após calcinação a 490°C; barras verticais verdes = posição de reflexões potenciais de analcine.

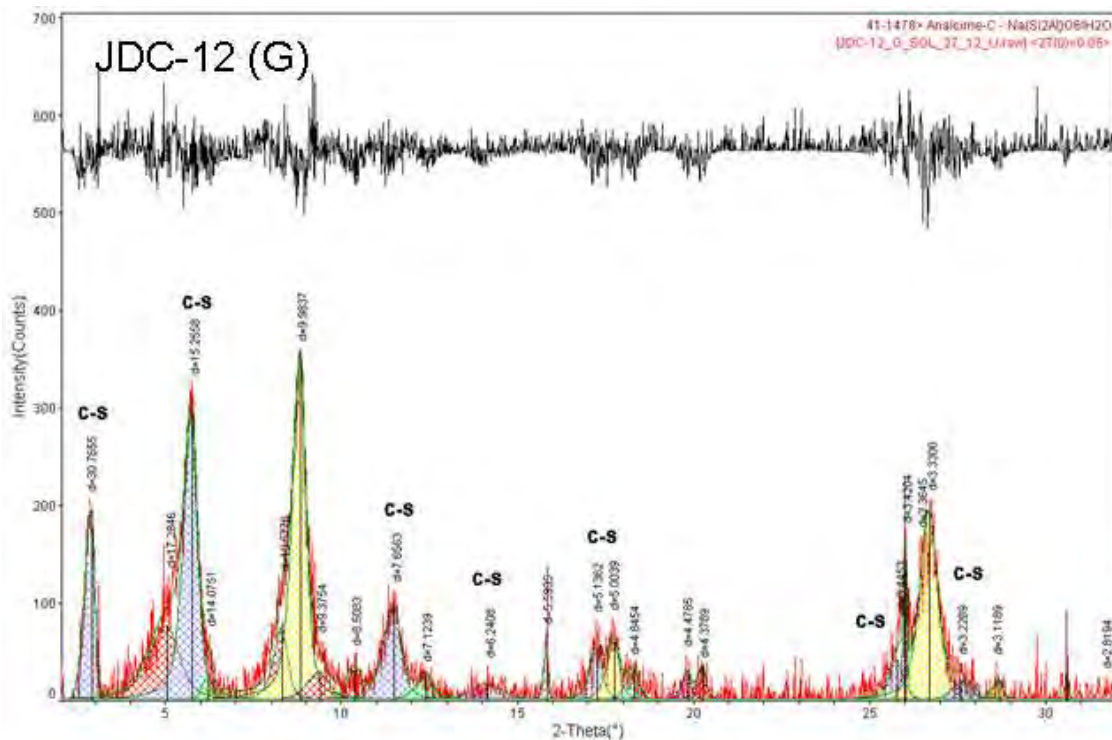


Figura 5.25: Conjunto de reflexões deconvoluídas correspondentes ao interestratificado clorita/esmectita (reflexões em azul) da amostra JDC-12 após glicolação (G). Obs.: reflexões vermelhas correspondem aos inter-estratificados illita/esmectita; as verdes à clorita discreta; e as amarelas à illita discreta. Traços verticais marrons correspondem às reflexões de analcima.

Interestratificados dessa natureza exibem uma família ou série harmônica racional de reflexões formada por valores de espaçamento inter-planar múltiplos e coerentes com a lei de Bragg, o que os torna assemelhados aos argilominerais simples.

O grau de regularidade da estrutura de um inter-estratificado regular é avaliado

pelo valor do coeficiente de variação (CV) dos valores calculados para a reflexão com base nos dados das demais reflexões (BAILEY *et al.* 1982). Visto a complexidade composicional e dado o grande número de interferências com as reflexões dos outros argilominerais, foi necessário o uso da deconvolução para a obtenção das características das reflexões individuais para esse cálculo.

Além disso, avaliando-se coletivamente os valores dos espaçamentos interplanares correspondentes a cada reflexão 001 do inter-estratificado clorita/esmectita neste conjunto de amostras, pode se verificar que a magnitude das variações é pequena, inferior a 10% (Quadro 5.5).

Quadro 5.5 – Parâmetros estatísticos dos valores dos espaçamentos interplanares (A) correspondentes às reflexões 001 do interestratificado clorita/esmectita (C/S) das amostras do terceiro conjunto, após deconvolução.

Reflexões	Média (A)	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo	Contagem	Coeficiente de Variação
001	30,75	0,32	30,30	31,24	6	1,05
002	15,36	0,12	15,19	15,54	6	0,76
004	07,36	0,06	7,56	7,71	6	0,81
006	5,13	0,01	5,12	5,15	6	0,25
007	4,31	0,40	3,50	4,52	6	9,26
009	3,42	0,02	3,40	3,45	6	0,51

As reflexões com CV mais baixo são aquelas mais intensas e/ou menos afetadas pela superposição com reflexões de outros minerais e pela curva do padrão analítico. Esta situação caracteriza homogeneidade nas propriedades do interestratificado, o que sugere uniformidade nas condições geológicas em que foram formados. A mesma conclusão pode ser obtida com os valores de razões da altura das reflexões, que são melhores definidas no processo de deconvolução (Quadro 5.6).

Quadro 5.6 – Parâmetros estatísticos dos valores de razões de intensidade (altura) de pares de reflexões 001 selecionadas do interestratificado clorita/esmectita (C/S) das amostras do terceiro conjunto, após deconvolução.

Razões	Média (A)	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo	Contagem	Coeficiente de Variação
002/004	2,89	0,23	2,60	3,28	6	8,10
002/006	5,71	1,44	3,76	7,93	6	25,15
004/006	1,99	0,54	1,45	2,86	6	27,25

Por outro lado, as reflexões do interestratificado clorita/esmectita possuem valores da largura à meia altura das suas reflexões principais no intervalo de 0,4 a

0,6 °2 θ (Quadro 5.7), o que representa boa cristalinidade.

Quadro 5.7 – Parâmetros estatísticos dos valores da largura à meia altura (FWHM em °2 θ) das reflexões 001 do interestratificado clorita/esmectita (C/S) das amostras do terceiro conjunto, após deconvolução.

Reflexões	Média (A)	Desvio Padrão	Mínimo	Máximo	Contagem	Coefficiente de Variação
001	0,44	0,09	0,35	0,57	6	20,37
002	0,52	0,10	0,36	0,62	6	19,54
004	0,60	0,13	0,47	0,83	6	20,94
006	0,51	0,05	0,41	0,57	6	10,04
007	0,52	0,18	0,31	0,81	6	33,44
009	0,41	0,19	0,15	0,62	6	45,84

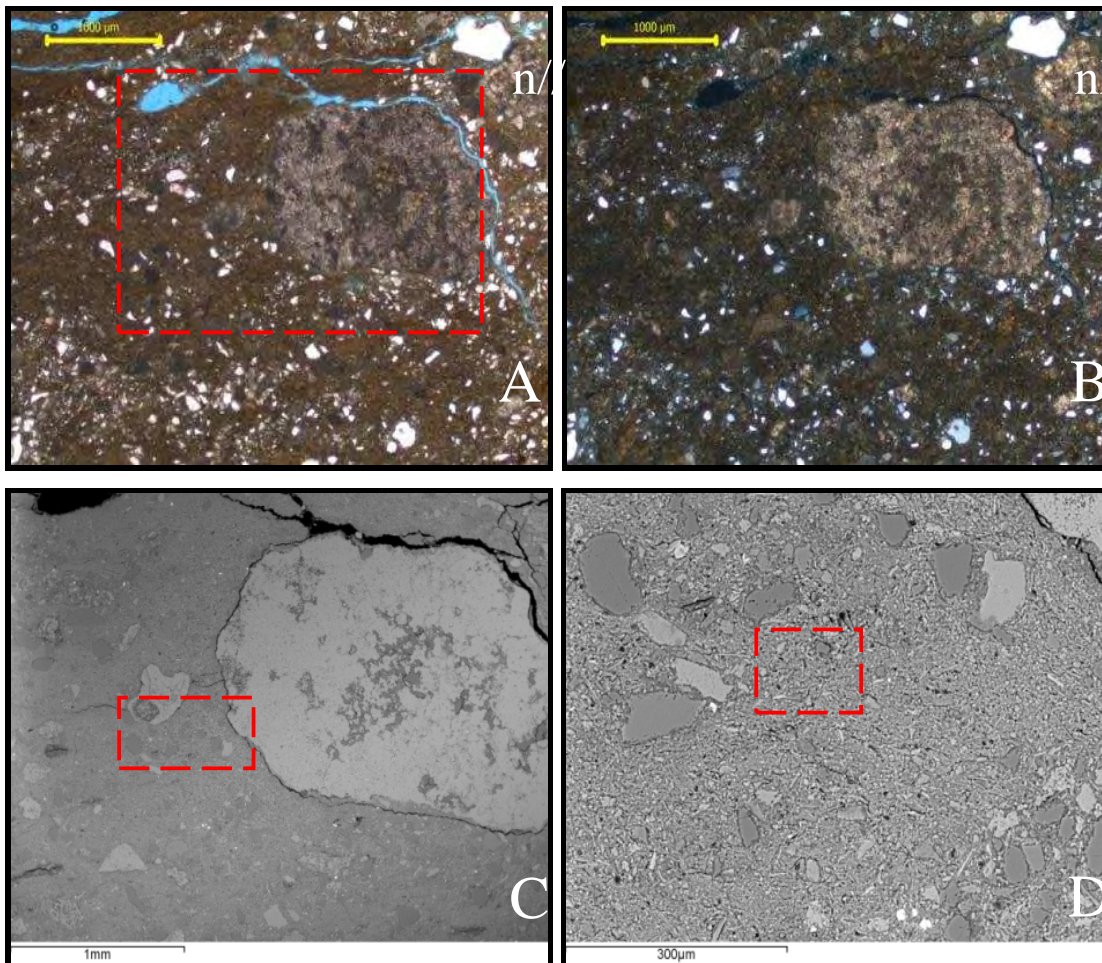
Pode-se inferir com os dados apresentados que este conjunto de argilominerais tenha sido formado sob condições deposicionais que favoreceram o crescimento de suas partículas, ou seja, águas tranquilas, onde o quimismo das soluções percolantes e acumuladas controlaria a formação desse constituinte mineral. Tal situação exclui, portanto, os ambientes deposicionais com forte atuação de processos físicos (turbulência).

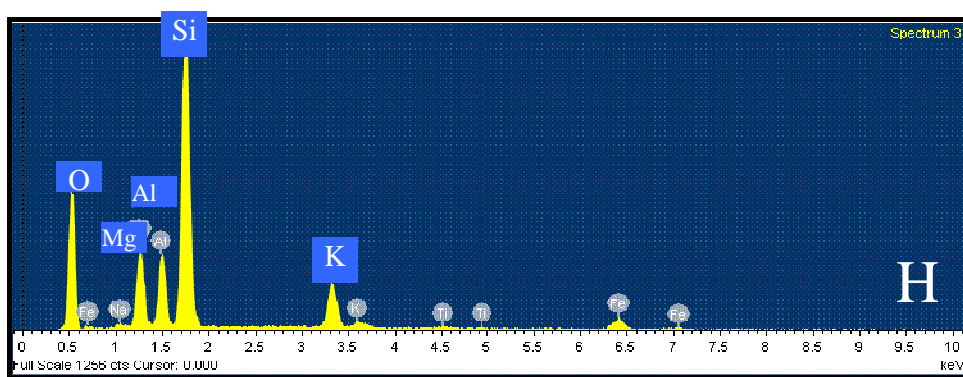
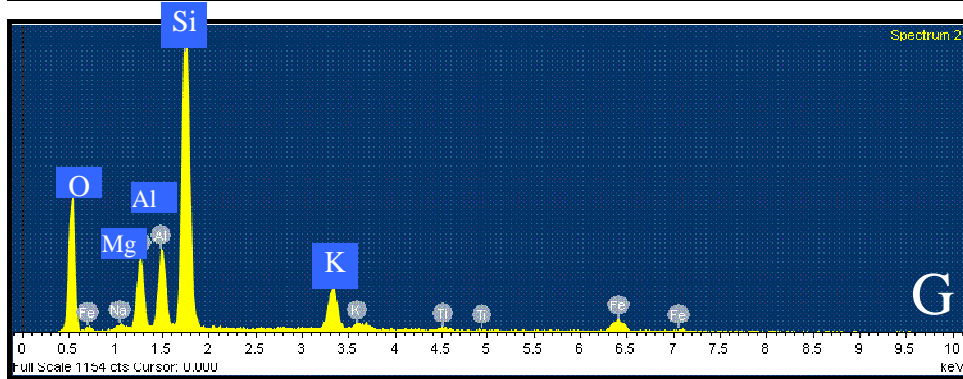
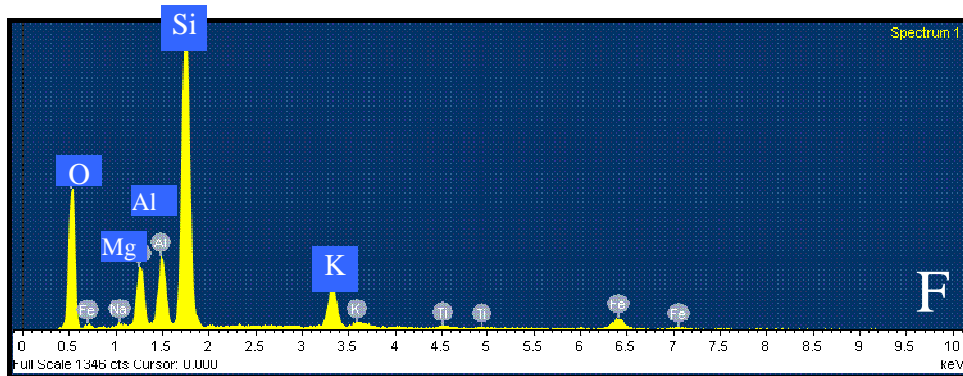
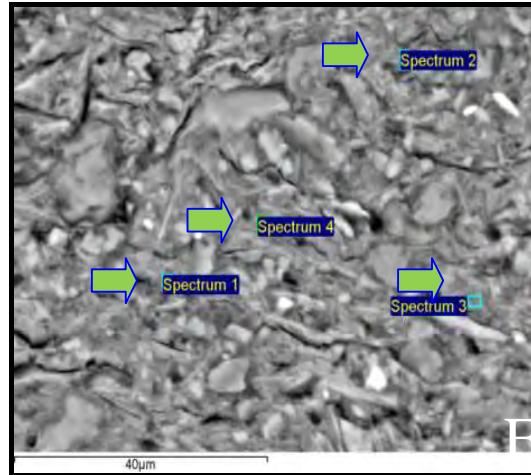
Argilominerais interestratificados clorita/esmectita regulares têm sido encontrados em ambientes salinos (evaporíticos), mas também associados a produtos de alteração de rochas vulcânicas básicas e em auréolas de metamorfismo de contato.

Em todas as amostras do terceiro conjunto correspondente à associação de argilominerais com o interestratificado clorita/esmectita regular, está presente a reflexão localizada a cerca de ~10 Å já observada anteriormente na amostra JV-9. Como exhibe igualmente base muito aberta e assimetrias sugestivas da presença de várias reflexões superpostas, foi tratada da mesma maneira que nos argilominerais do segundo complexo. Em outras palavras, sua presença foi atribuída a uma estreita associação de illita discreta e interestratificado illita/esmectita ordenado ($R > 1$), possuidor de elevados teores do componente illita (possivelmente 85-95%). Pela frequência de ocorrência, é possível que represente o padrão composicional, ou seja, o aporte de constituintes detríticos trazidos da área-fonte dos sedimentos.

Foram realizadas análises de microscopia eletrônica (MEV-EDS) com lâminas delgadas de dois afloramentos distintos, com o objetivo de se confirmar a composição siliciclástica da matriz que compõe esta fácies. A primeira amostra é representante da porção depositada em período seco de uma sequência de 5 ordem

(figuras 5.26 de A a I) enquanto a segunda amostra é representante de uma porção depositada em período úmido (figuras 5.27 A a O). Nas figuras 5.26, A a I e 5.27 A a O, identificam-se que todos os minerais analisados são compostos principalmente dos elementos silício, oxigênio, magnésio e alumínio. Em menor quantidade, também foram identificados potássio, titânio e ferro. Em outras palavras, confirmou-se a interpretação de matriz siliciclástica.





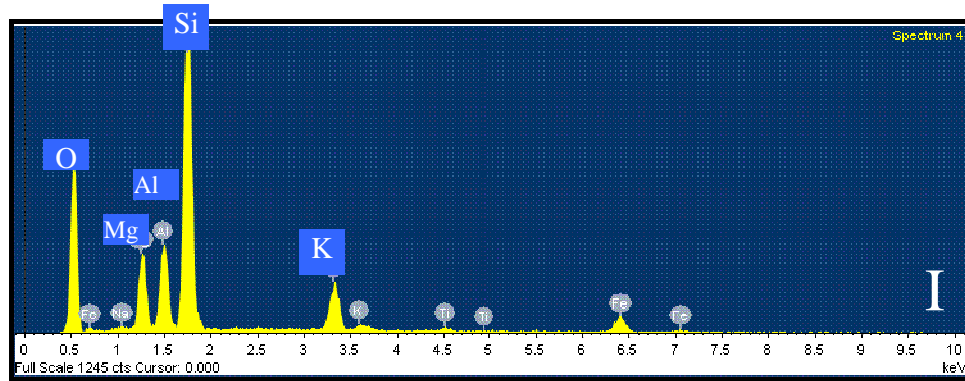
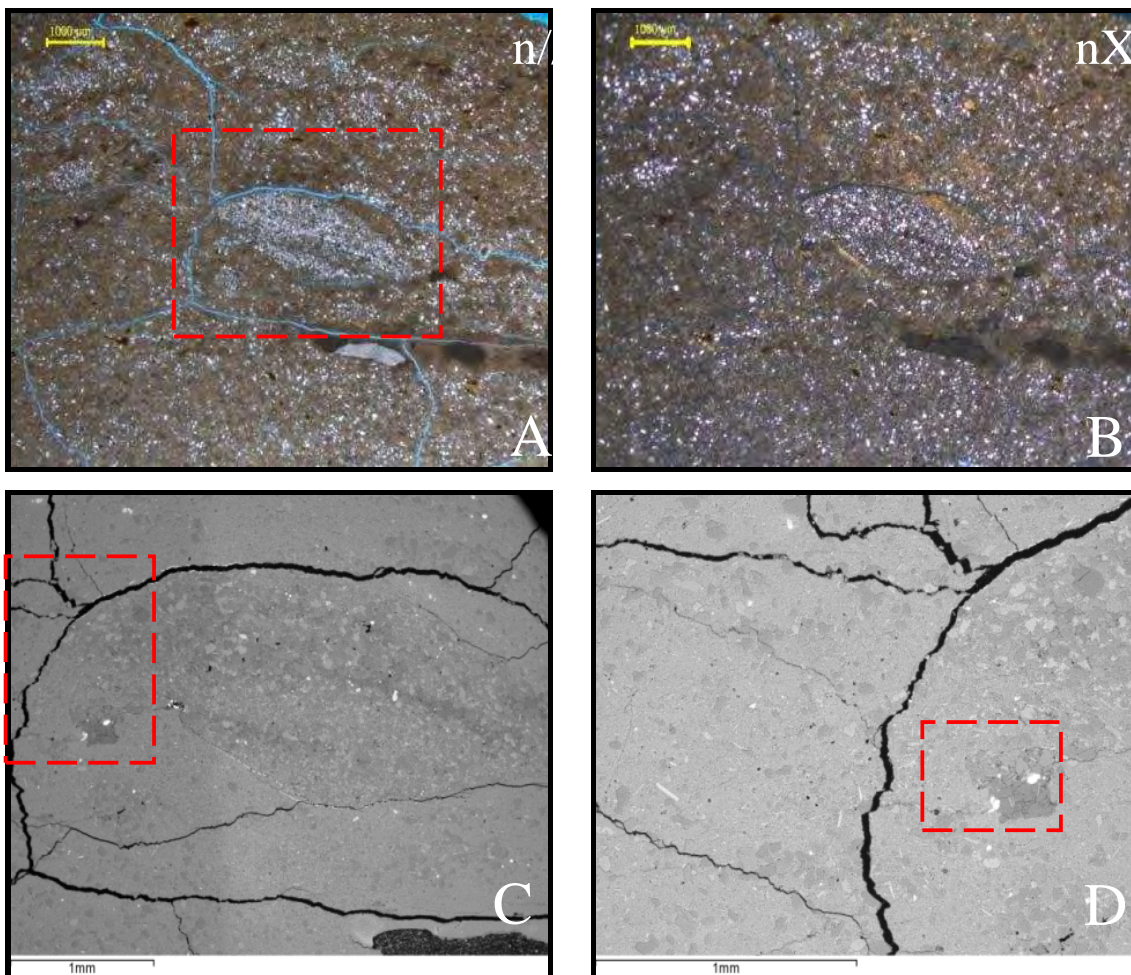
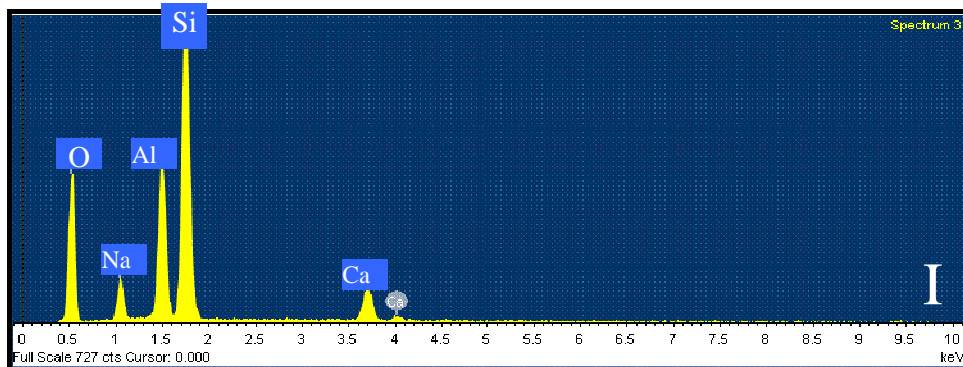
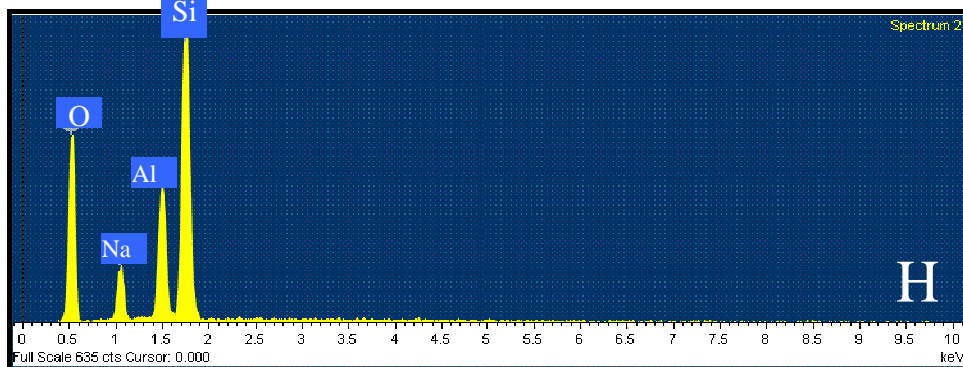
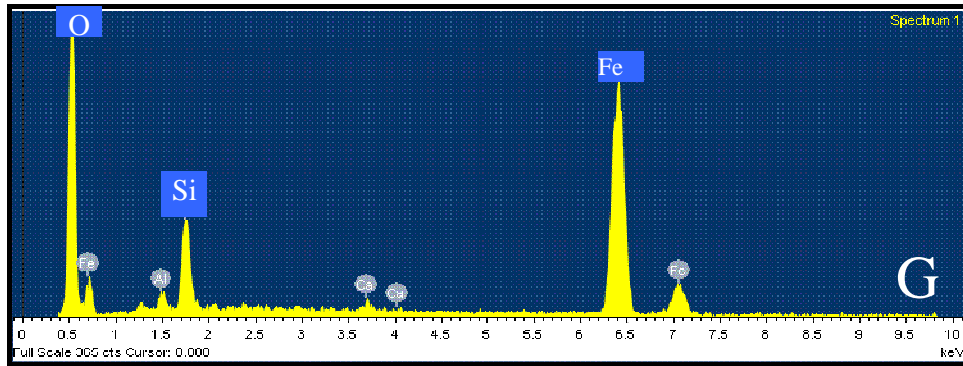
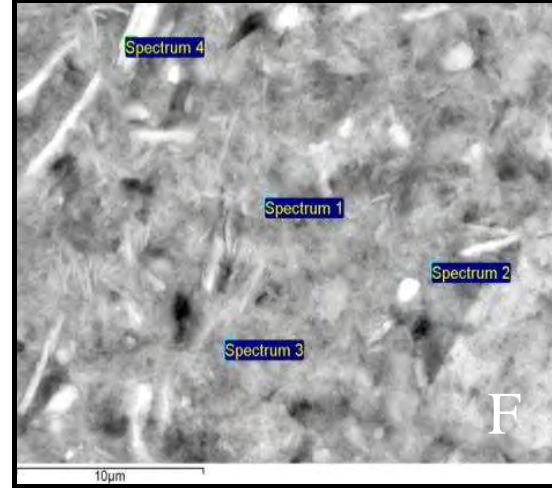
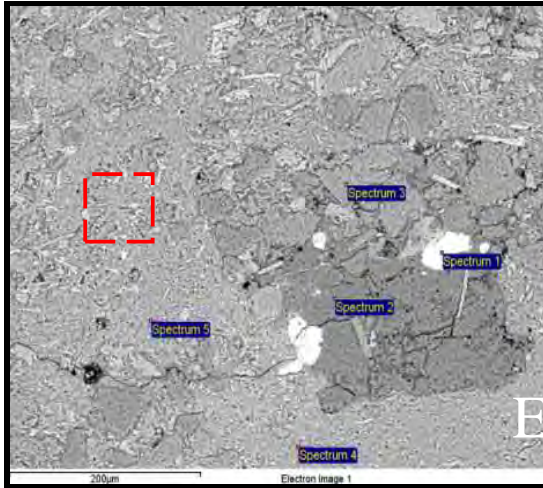
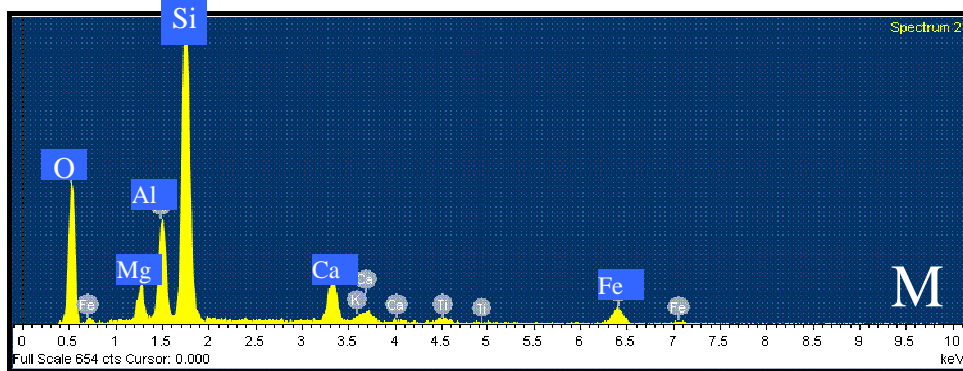
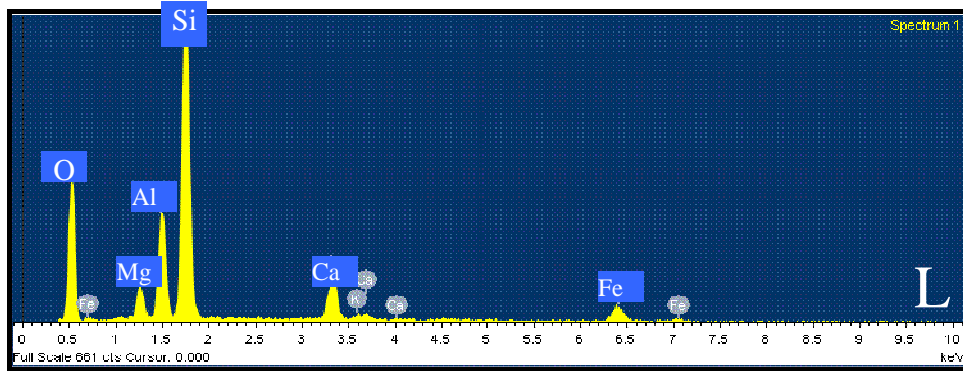
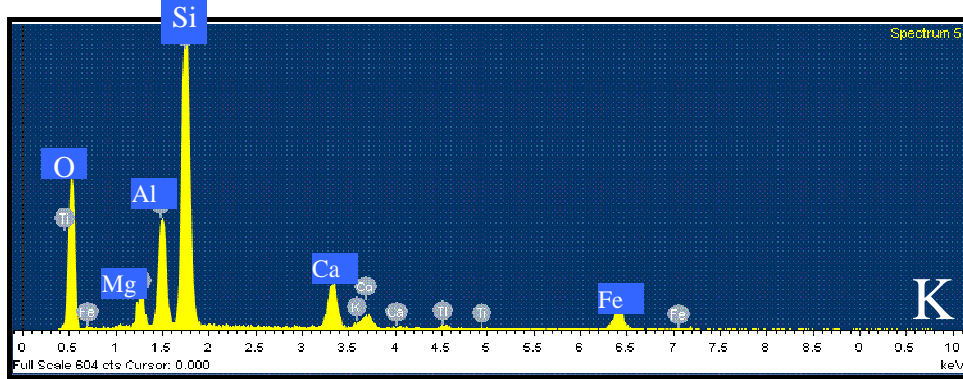
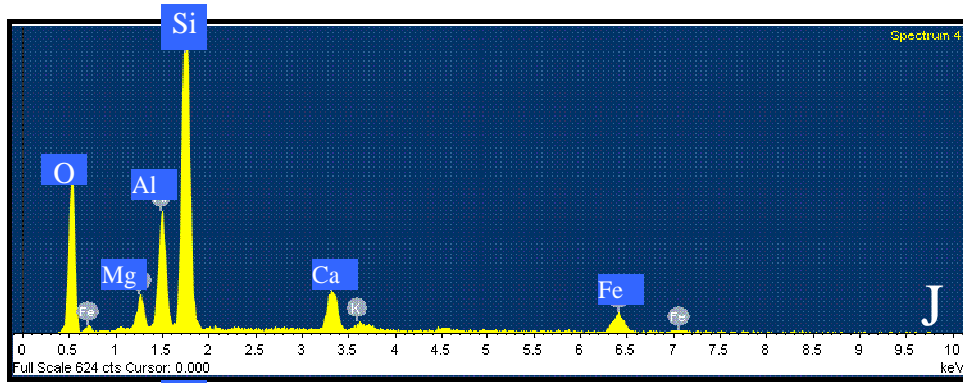


Figura 5.26: A e B) lâmina petrográfica do afloramento Cedamavi Espejo Alto apresenta matriz micrítica siliciclástica, com grãos de quartzo, muscovita e intraclasto carbonático. Quadrado vermelho indica área mostrada na letra C; **C)** detalhe do quadrado vermelho mostrado na imagem A e B, vista no microscópio de varredura eletrônica; **D)** detalhe do quadrado vermelho mostrado na imagem C; **E)** detalhe do quadrado vermelho mostrado na imagem D; **F a I)** resultados das análises de composição química das setas marcadas na figura E, todas com minerais siliciclásticos. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).







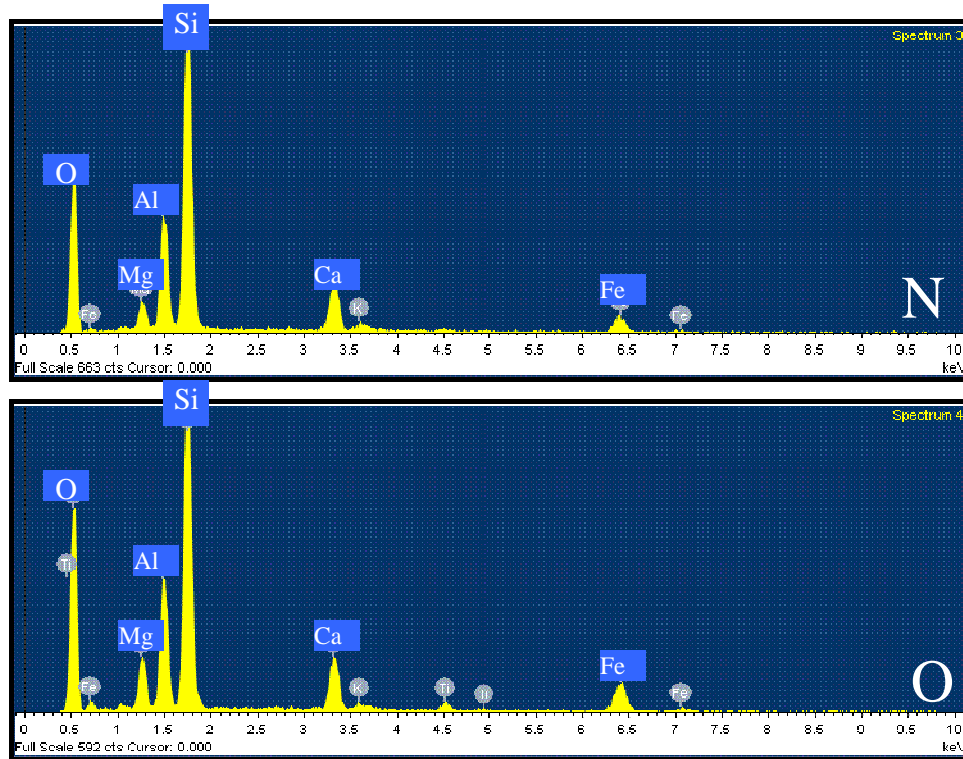


Figura 5.27: A) Lâmina delgada do afloramento Hotel del Dique apresenta a fácies lamito, com matriz, quartzo granulometria silte e intraclasto carbonático, com sinais de bioturbação; C, D, E e F) detalhe do quadrado vermelho na imagem A), vista no MEV-EDS, quadrados azuis sinalizam os pontos analisados; G a K) resultados das análises de composição química apontados pelas setas na Figura E e F), todas com minerais siliciclásticos. Nicóis paralelos (n//) e nicóis cruzados (nX).

7 MODELO DEPOSICIONAL E CICLICIDADE

Os principais termos utilizados neste capítulo terão o desenvolvimento conceitual elaborados no item 6.1 com intuito de elucidar o desenvolvimento dos próximos assuntos abordados.

O item 6.2 contextualiza de forma simplificada a ciclicidade interpretada na Sequência Balbuena IV em diferentes escalas, da baixa para a alta frequência (HERNÁNDEZ *et al.* 1999; BENTO-FREIRE, 2012). Destaca-se ainda a importância destas escalas de trabalho para o entendimento da ciclicidade nas 5ª (alta frequência), e 6ª ordens (altíssima frequência), escalas estudadas nesta dissertação.

Como já apresentado nos capítulo 2 e 3, os depósitos da sequência Balbuena IV foram depositados em ambiente lacustre (HERNÁNDEZ *et al.* 1991; BENTO-FREIRE, 2012). Seguindo esta interpretação, a porção central deste lago (área foco deste trabalho) possuiria algumas variações locais associadas aos fatores interferentes no relevo do seu fundo (aporte externo de sedimentos siliciclásticos, taxa de produção/crescimento dos carbonatos, diferentes alturas de lâmina d'água). Estas combinações poderiam gerar diferentes subambientes deposicionais. Nesse contexto, as fácies descritas no capítulo 5 serão interpretadas no item 6.3 com intuito de evidenciar as suas principais diferenças em termos de controle deposicional. As associações de fácies interpretadas serão discriminadas no item 6.4 e em seguida apresentado a sua sucessão vertical (item 6.5). No item 6.6 será abordado a ciclicidade em diferentes frequências e a aplicação da estratigrafia de sequências na 5ª e 6ª ordem. Finalmente, o item 6.7 tratará da variação lateral de fácies e suas implicações na distribuição areal de fácies.

7.1 Conceitos usados na definição dos subambientes deposicionais e da ciclicidade

7.1.1 Bioconstrução

As bioconstruções descritas na área são estromatolíticas ou crípticas (RIDING 1991). Podem constituir biohermas ou biostromas. Biohermas são estruturas organossedimentares circunscritas, frequentemente de aspecto lenticular, muitas

vezes também designado como *mound* (FLÜGUEL, 2004). Biostromas são predominantemente estratiformes, resultado de crescimento de organismos (com arcabouço rígido facultativo), cuja maior dimensão é sempre muito maior que a espessura. Em geral, uma única camada com características similares (FLÜGUEL, 2004).

7.1.2 Fácies e associação de fácies

A fácies é definida como uma combinação particular de litologia, estruturas e atributos texturais que caracterizam um corpo rochoso de outro (WALKER, 1992). Associação de fácies é referida como um grupo de fácies relacionadas geneticamente e que possuem significado ambiental (COLLINSON, 1969).

7.1.3 *Trapping and binding process*

Processo de aglutinação e colagem de detritos nos filamentos da comunidade bacteriana, entre as diferentes lâminas. A laminação presente nos estromatólitos é causada pelo crescimento rápido durante o dia e lento durante a noite, com possibilidade de se aglutinar qualquer material que fique preso na estrutura. A extensão, a espessura de cada lâmina e a granulometria dos detritos armazenados são controlados pela taxa de movimentação dos grãos, não ocorrendo este processo em locais com movimento contínuos de sedimentos ao ponto de se formar ripples. No entanto, ocorrem em águas relativamente mais profundas em que existe velocidade de corrente (GEBELEIN, 1969).

7.1.4 Superfícies estratigráficas

Marcam deslocamentos entre regimes deposicionais (mudanças no ambiente deposicional, aporte sedimentar e energia do fluxo) e são criadas pela ação conjunta da sedimentação com variações no nível relativo de base (CATUNEANU, 2006). Pode ser identificada pelos seguintes critérios: natureza do contato; características das fácies que estão em contato; tendência deposicional; e terminação das camadas. Todas estas análises requerem análises de fácies e um entendimento do ambiente deposicional. Pode ainda ser classificada em: dependentes do ambiente; geométricas; e conceituais (CATUNEANU, 2006).

7.1.5 Curva de variação do nível relativo do lago com o tempo

Relaciona as superfícies estratigráficas em um ciclo de variação do nível do lago para um ponto da bacia. Esta curva teórica foi originada no final dos anos 70 (1970), a qual assumia que a eustasia era o principal agente no controle da ciclicidade estratigráfica (CATUNEANU, 2006). Para esta dissertação refere-se a variações do nível relativo do lago, com controle climático.

7.1.6 Ciclicidade

A ciclicidade é uma característica comum em carbonatos, sendo o ciclo estratigráfico entendido como um grupo de camadas que se repetem regularmente no registro estratigráfico (SCHWARZACHER, 1993). Pode ser entendido como uma sucessão vertical de camadas com feições específicas, com mecanismos de controle autocíclicos ou alocíclicos. Os processos autocíclicos acontecem dentro da própria bacia e tem por característica básica possuir continuidade lateral limitada, com abrangência local. Um dos exemplos mais ilustrados na literatura refere-se a mudanças na taxa de sedimentação causar progradação em ambiente de planície de maré (HARDIE, 1986; PRATT *et al.*, 1986; CLOYD *et al.*, 1990; GOODWIN *et al.*, 1985; STRASSER, 2001). Já os processos alocíclicos possuem controle externo a bacia deposicional, com destaque para a variação do nível de base e as mudanças climáticas ou tectônicas. Os depósitos gerados por este processo possuem continuidade lateral extensa, por toda a bacia.

7.2 Ciclicidade em diferentes escalas na Sequencia Balbuena IV

A sequência Balbuena IV (Paleoceno) na porção central da Sub-bacia de Metán-Alemania (região do Dique Cabra Corral) foi depositada em ambiente lacustre do tipo “*ballanced-fill*” (Bohacs *et al.*, 2000), com episódicas conexões marinhas (BENTO-FREIRE, 2012).

A hierarquização estratigráfica elaborada para o entendimento do modelo deposicional e da ciclicidade da sucessão vertical de fácies desta sequência baseia-se na identificação de 11 fácies e 5 associações de fácies (LYKAWKA *et al.*, 2012).

A organização vertical destas associações de fácies levou a interpretação de três hierarquias de seqüências estratigráficas (Figura 6.1), identificadas como de 3ª (baixa frequência), 4ª (média frequência) e 5ª ordens (alta frequência), de acordo com Bento-Freire, (2012). Hernandez *et al.*,(1999) assumiram a seqüência Balbuena IV como de 3ª ordem, com base em dados regionais que estimam o tempo de duração de deposição em 1,0 a 1,5 m.a.

As seqüências de 5ª ordem (semelhantes aos ciclos elementares de Boll *et al.*, 1985) são idealmente constituídas, da base para o topo, pela ocorrência cíclica da seguinte sucessão vertical de fácies (com possíveis ausências no registro): arenitos, lamitos, margas, mudstones, wackestones, packstones, grainstones, SH-C, LLH-C, SH-V, LLH-S e laminitos com feições de gretas de ressecamento ou brechas carbonáticas de exposição subaérea.

Já as seqüências de 4ª ordem (Figura 6.1) foram definidas pelo ordenamento das seqüências de 5ª ordem, com ênfase nos ciclos simétricos compostos de aumento e diminuição nas proporções de fácies carbonáticas e fácies siliciclásticas (BENTO-FREIRE, 2012). A seqüência Balbuena IV foi interpretada com 8 seqüências de 4ª ordem e, em cada uma destas, foram identificadas de 3 a 6 seqüências de 5ª ordem (LYKAWKA *et al.*, 2012).



Figura 6.1: Hierarquia das seqüências estratigráficas e suas superfícies observadas no intervalo Balbuena IV na porção central da Sub-bacia Metán-Alemania. Modificado de LYKAWKA *et al.*, (2012).

O registro sedimentar das seqüências estratigráficas de 4ª e 5ª ordens seria controlado por variações climáticas (LYKAWKA *et al.*, 2012). A razão entre a taxa de

precipitação e a taxa de evaporação caracterizaria momentos de altas ou de baixas taxas de precipitação pluvial em relação às taxas de evaporação. Quando esta razão é alta, o resultado é marcado pela elevação do nível absoluto do lago e, ao mesmo tempo, pelo aporte de sedimentos siliciclásticos (lamitos) das regiões continentais para o centro do lago. Como consequência, ocorreria inibição da produção carbonática (registrada pela deposição de margas, mudstones e wackestones).

No entanto, quando a taxa de precipitação passa a ser baixa relativamente à taxa de evaporação, haveria diminuição do aporte de sedimentos siliciclásticos e aumento da produção carbonática (packstones e grainstones). Em seguida, o nível do lago tenderia a diminuir, o que concentraria íons e tornaria o ambiente estressante e menos favorável ao desenvolvimento de organismos macroscópicos. Nesse momento, as condições do ambiente lacustre seriam propícias à precipitação de carbonatos, induzida ou influenciada por comunidades microbianas - fácies estromatolíticas - (LYKAWKA *et al.*, 2012)..

No momento em que a borda do lago mais se aproximar do seu centro, a lâmina d'água atingiria o seu nível mais baixo em vários pontos da bacia, favorecendo o desenvolvimento de superfícies de ressecamento (hiato representado por gretas). Inundações posteriores causariam subida do nível freático até começar a ter lâmina d'água, com possíveis retrabalhamentos. Baseado nesta interpretação, foi definida quatro superfícies estratigráficas (Figura 6.1): máxima umidade - Max.U., máxima cheia - SMC, mínima umidade - Mín.U.- e máximo rebaixamento - SMReb - (BENTO-FREIRE, 2012).

Estas superfícies marcam dois intervalos distintos: entre a SMReb e a SMC seriam gerados os depósitos do período úmido; entre a SMC e a SMReb seriam formados os depósitos do período de seca. Este conceito é aplicado para todas as hierarquizações interpretadas na sequência Balbuena IV.

A 3ª ordem é interpretada em termos de sistemas deposicionais, com empilhamento de depósitos predominantemente carbonáticos formados no período de seca, seguido por depósitos mistos (siliciclástico/carbonático) gerados no período úmido. A 4ª ordem é construída pelos ciclos de 5ª ordem, que, por sua vez, é o resultado do empilhamento e repetição de diferentes subambientes deposicionais e suas associações de fácies. A 6ª ordem é construída por ciclos internos a estes subambientes e é marcada pela repetição de diferentes fácies que compõem a

associação de fácies.

De forma geral, o entendimento da ciclicidade em todas estas escalas é crucial para a interpretação do ambiente deposicional, do paleoclima, das variações do nível de base e da maior precisão na correlação estratigráfica.

7.3 Controle deposicional das fácies

7.3.1 Estromatólitos LLH-S, LLH-C, SH-C e SH-V

A trama interna dos estromatólitos reflete a combinação entre o crescimento da comunidade microbiana, a sua complexidade biológica, a decomposição dos organismos e a litificação precoce (GOLUBIC, 1976, BERTRAND-SARFATI, 1983; TURNER *et al.*, 1993; KNOLL *et al.*, 1995; KAH *et al.*, 1996; KNOLL *et al.*, 1998; GROTZINGER *et al.*, 1999; LEE *et al.*, 2000; REID *et al.*, 2000).

O aspecto das lâminas internas dos hemisferóides é o principal objeto a ser descrito na análise da morfologia dos estromatólitos (WALTER, 1992). Cada lâmina registra o resultado do processo de seu crescimento, com as possíveis variações nos parâmetros físicos, químicos e biológicos que ocorreram no ambiente. Os itens mais estudados são: i) a topografia da superfície deposicional no tempo da deposição (HOFMANN, 1973; DONALDSON, 1976), ii) a taxa de crescimento da estrutura ou do aporte sedimentar (HOFMANN, 1973; SEMIKHATOV *et al.*, 1979), iii) a influencia das ondas e da ação das correntes (HOFFMAN, 1973; LOGAN *et al.*, 1974).

A sucessão de lâminas empilhadas verticalmente resulta em determinada geometria externa, que, por sua vez, também é um registro das condições ambientais no período da deposição. A relação entre morfologia dos estromatólitos e as características deposicionais foram aferidas em alguns estudos (HOFFMAN, 1973; DONALDSON, 1976; GREY *et al.*, 1985; BERTRAND-SARFATI *et al.*, 1985), os quais indicam que cada morfologia é formada em um range limitado de valores de lâmina d'água, com energia específica e com determinado aporte sedimentar. Destacam-se, então, os fatores deposicionais físicos como determinantes da forma dos estromatólitos (SEMIKHATOV *et al.*, 1979; JONE & DESROCHERS, 1992; SEMIKHATOV *et al.*, 1994; NOFFKE *et al.*, 2003; ANDRES *et al.* 2006; JAHNERT & COLLINS, 2011).

Observações feitas nos depósitos marinhos recentes de Highborne Cay, em Miami – Estados Unidos (ANDRES *et al.*, 2006), indicam que a fácies estromatólito SH-C é bom indicador da ocorrência de lâmina d'água suficiente para o crescimento da comunidade bacteriana, enquanto as fácies LLH indicam formação em água muito rasa. O fator limitante para o crescimento da fácies SH-C é a altura de ação das ondas que, por abrasão, pode impedir a sua evolução vertical, enquanto a pequena lâmina d'água é o principal limitante para o crescimento das fácies LLH (ANDRES *et al.*, 2006).

A mesma interpretação foi constatada para os estromatólitos do Proterozóico, para os quais as geometrias das biohermas (fácies SH) são formadas em águas mais profundas com ação de correntes e ondas quando comparadas às geometrias estratiformes dos biostromas (fácies LLH), (BRAITHWAITE *et al.*; 1989, BEUKES & LOWE; 1989; CHAKRABORTY, 2004).

Nesta dissertação será considerada como fator predominante na geração das diferentes morfologias dos estromatólitos representados pelas fácies SH-C, SH-V, LLH-C e LLH-S, a variação do espaço disponível para o seu crescimento. Em outras palavras, a variação absoluta da lâmina d'água controla as variações de morfologia associadas às diferentes fácies estromatólíticas (Figura 6.2).

A combinação de maior lâmina d'água, da manutenção das condições específicas de temperatura, de luminosidade, de salinidade e de fluxo de água permitiriam o desenvolvimento pleno da comunidade bacteriana e da geração de geometria dômica associada à fácies SH-C em um ambiente com alta energia (evidenciado pelos oólitos presos no interior dos hemisferóides – processo de aglutinação e colagem dos grãos (*trapping and binding*)).

Quando a lâmina d'água era relativamente menor do que a citada para a fácies SH-C, ocorria o favorecimento da expansão horizontal em detrimento do crescimento vertical dos estromatólitos, limitados pelo espaço disponível e, assim, culminaria com a forma dômica achatada associada à fácies LLH-C (informalmente chamada de colchete) em ambiente de baixa energia.

A diminuição relativa da lâmina d'água citada para a fácies SH-C geraria a fácies SH-V e, por fim, haveria a formação da fácies LLH-S se o espaço fosse muito pequeno, com freqüentes exposições e com possibilidade de desenvolvimento de processos pedogenéticos.

Uma importante discussão refere-se ao fato da fácies LLH-S representar o

conceito de fácies palustrina, o que corresponde a modificações de depósitos argilosos carbonáticos lacustres causadas por processos de exposição subaérea. O produto final é complexo, por ser o resultado de diversos eventos sedimentológicos interrompidos por inúmeros processos pedogenéticos e eventos diagenéticos (ALONSO-ZARZA *et al.*, 2011). A definição original de Freytet & Plaziat (1982) de carbonatos palustrinos é de que tais depósitos mantenham tanto as características primárias (organismos e características sedimentares) quanto secundárias (organismos, raízes, dissecação e remobilização pedogenética).

Finas lâminas de calcretes (1 cm de espessura) ou estruturas alveolares septais estão presentes na fácies LLH-S (Figura 5.2 D), com coloração amarela clara, as finas lâminas são cortadas por superfícies abruptas e posteriormente preenchidas. A presença destas finas lâminas de calcrete indicaria períodos de exposição do lago e desenvolvimento incipiente de solo. Outra feição importante são os esferulitos calcínicos fibro-radiais, compondo lâminas micro-espáticas (figuras 5.2 E a H). Apesar de haver intenso debate sobre a gênese dos esferulitos, as interpretações vigentes remetem a formação por influência de bactérias (BRAISSANT *et al.*, 2003, CHEKROUN *et al.*, 2004, TERRA *et al.*, 2010) ou ao desenvolvimento de solos por processos de diagênese precoce (MELÉNDES *et al.*, 2011; WRIGHT *et al.*, 1996; ALONSO-ZARZA *et al.*, 2011).



Figura 6.2: Seção vertical esquemática com detalhes da variabilidade de geometrias das fácies estromatólito LLH-S, SH-V, LLH-C e SH-C utilizadas na interpretação estratigráfica da presente dissertação, por as mesmas relacionarem-se com a lâmina d'água que as formou.

A geometria predominante das fácies estromatólitos será interpretada com intuito de contextualizar a sua distribuição espacial e correlacionar com diferentes níveis de energia do ambiente que as formaram.

As bioconstruções às quais corresponde à fácies LLH (biostromas) arranjam-se paralelamente à direção de corrente e perpendicularmente à linha de costa nos

depósitos marinhos recentes de Highborne Cay em Miami (BEUKES, 1987; ANDRES *et al.*, 2006). Neste mesmo local, as bioconstruções formadas pela fácies SH (biohermas) não possui direção preferencial (ANDRES *et al.*, 2006).

Braithwaite *et al.*, (1989) afirmou que depósitos recentes em lagunas do oceano Índico apresentam duas geometrias principais: i) estromatólitos estratiformes (equivalentes às fácies LLH descritas nesta dissertação) formados por estruturas contínuas em ambiente de baixa energia e ii) estromatólito cerebróide (referente a fácies SH desta dissertação), compostos por *mounds* individuais de 20 a 40 m de diâmetro que coalescem lateralmente em locais onde ocorre alta energia de ondas. A mesma interpretação é realizada para os depósitos Neoproterozóicos da região central da Índia (CHAKRABORTY, 2004), em que as fácies SH variam lateralmente para grainstones com estratificação cruzada e planar em ambiente marinho de *shoreface* com alta energia.

A geometria externa das bioconstruções da área de estudo é estratiforme, contínua (centenas de metros) e de espessura centimétrica (1 a 5 cm) para a fácies LLH-S. A fácies LLH-C possui espessura com variações centimétricas a decimétricas (1 a 30 cm), porém com menor continuidade lateral (dezenas de metros) se comparado com a fácies LLH-S. Por outro lado, geometria de *mounds* descontínuos com 40 a 60 cm de extensão, compostos pela fácies SH-C, com variação lateral para os grainstones e packstones de grãos agregados também são encontrados. E, finalmente, a geometria em forma de colunas com espessura centimétrica é formada pela fácies SH-V (Figura 6.3).

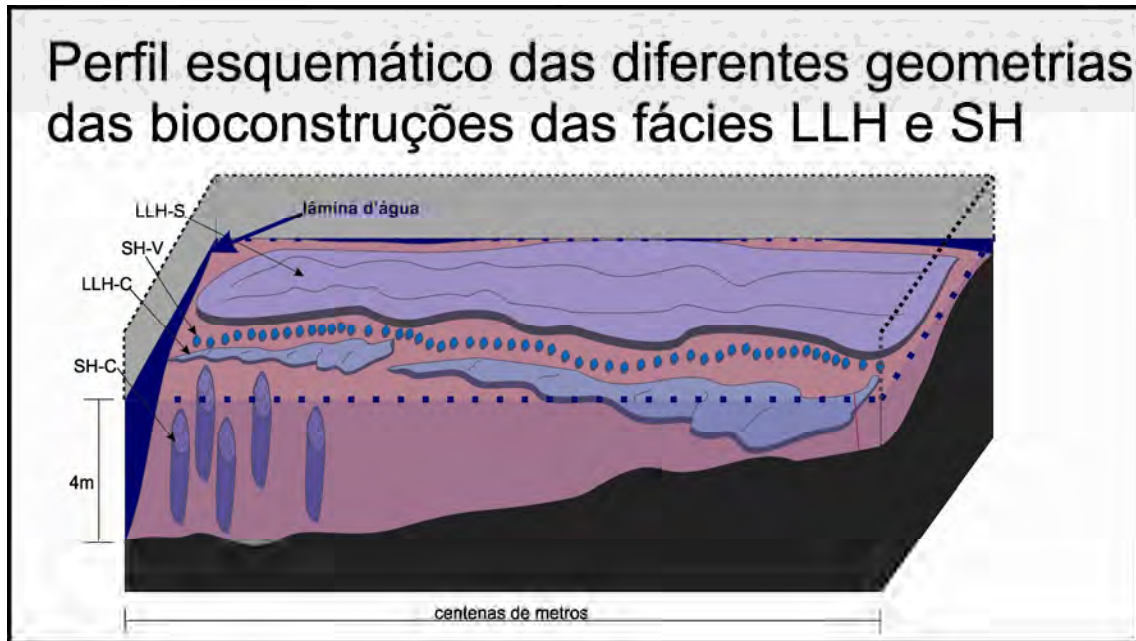


Figura 6.3: Esquema tridimensional da geometria estratiforme da bioconstrução composta pela fácies LLH-S com grande continuidade lateral e da fácies LLH-C com menor continuidade lateral. A fácies SH-C possui geometria de mounds que coalescem a pequenas distâncias. O alongamento vertical excessivo da fácies SH-C é causado pelo exagero vertical da figura em detrimento da escala horizontal, na verdade a dimensão de um mound é: 40 a 60 m na horizontal e 1 m na vertical.

7.3.2 Fácies grainstones oolíticos, grainstones de grãos agregados, packstones de grãos agregados e mudstones laminados.

A análise do subambiente deposicional das fácies carbonáticas não ligadas durante a deposição é efetuada ao se comparar variações de energia do ambiente com o nível relativo do lago. No caso da área estudada, foi sempre levado em consideração que se trata de uma região central do lago, a dezenas de quilômetros da paleo-borda.

A compreensão da evolução nas condições físicas e químicas nas quais as fácies se formaram inicia-se pela interpretação da formação do oólito que as compõe. A grande agitação do corpo d'água, juntamente com componentes químicos ideais resulta na geração do grão de oólito (SIMONE, 1981), item 5.2.4 desta dissertação.

Os estudos dos sistemas lacustres recentes do lago Léman, do Tianshui (DAVAUD *et al.*, 2001), do Tanganika (COHEN *et al.*, 1987), e de depósitos do Triássico superior na Inglaterra (MILROY *et al.*, 2002), apontam que os núcleos dos oólitos lacustres são compostos por quartzo, feldspatos, intraclastos carbonáticos e fragmentos de bioclastos. A área fonte dos núcleos é interpretada como localizada

próxima à área de geração do grão. O córtice apresenta trama tangencial ou radial, formada, em geral, por aragonita. A espessura do córtice correlaciona-se inversamente com a profundidade. Na profundidade máxima da formação dos oólitos no lago Tanganika, o córtice possui apenas uma fina lâmina ao redor do núcleo (Cohen *et al.*, 1987).

Os grãos de oólitos do intervalo estratigráfico estudado nesta dissertação possuem núcleo micritizado e de intraclasto carbonático, raramente encontra-se quartzo ou feldspato como núcleo. Por essa razão, as amostras das fácies GSTo, GSTga e PCKga que não possuem quartzo detrítico no núcleo e também no seu arcabouço foram consideradas como depositadas no mesmo local da formação do oólito. Já as amostras com porcentagens de quartzo menores do que 30% (ZUFFA, 1980) do total de grãos do arcabouço foram interpretadas como geradas por processo distinto. Os grãos de oólitos juntamente com os grãos siliciclásticos foram transportados por pequenas distâncias (uma vez que os oólitos não estão quebrados, como se esperaria no caso de passarem por grandes deslocamentos).

A razão pelo qual os grãos de quartzo não foram utilizados como núcleo na geração dos oólitos, como acontece nos ambientes lacustres exemplificados acima, necessita de estudos petrográficos detalhados. Especula-se que não haveria quartzo disponível na porção central do lago no momento da geração do grão de oólito. Períodos de chuvas trariam sedimentos das bordas do lago para a região central. Este evento também turvaria a água com material lamoso e, por consequência, impediria a continuidade do desenvolvimento do banco carbonático de alta energia que gera o grão de oólito. O transporte dos grãos siliciclásticos de granulometria variada carregaria os oólitos que estavam se formando em outros pontos da bacia e estes se misturariam com os grãos de quartzo (figuras 5.18 A e B).

O córtice dos oólitos na área de estudo é predominantemente tangencial, com exceção de aproximadamente 20% dos grãos que possuem córtice fibro-radial ou micríticos. Essa variação de microtrama do córtice também ocorre no lago hipersalino de Great Salt Lake em Utah, Estados Unidos, e são interpretados como diferenças na energia do ambiente nas quais eles foram formados, o córtice tangencial em alta energia e o radial em moderada (FLÜGEL, 2004).

Nas fácies estudadas, o diâmetro dos oólitos é maior na fácies GSTga do que nas fácies GSTo. Modelos relacionam energia local da água, tamanho máximo e

médio do grão de oólito e a espessura do córtice (CAROZZI, 1957; FLÜGEL, 2004). De uma forma simplificada, a geração do grão de oólito necessita de energia para movimentá-lo e gerar as lâminas que compõe o seu córtice. O núcleo no qual o oólito inicia a formação do grão pode ter tamanho e densidade diferenciada, ou seja, o material que se tem disponível. Se o fluxo local é muito maior do que a energia da corrente que trouxe o grão, todos os grãos disponíveis se tornarão núcleo de oólitos, até o tamanho máximo que a energia local consiga movimentá-los. O resultado são oólitos normais e superficiais de tamanhos constantes, independendo das características granulométricas do núcleo. Se, em outro extremo, a energia local for suficiente para movimentar os menores grãos trazidos pela corrente, há geração de poucos oólitos superficiais com raio de córtice muito pequeno e com diâmetro total pequeno, associados a grãos não revestidos de tamanho variado (FLÜGEL, 2004).

Com base nessa relação de energia com tamanho do grão, se a fácies GSTga possui oólitos com diâmetros maiores do que as fácies GSTo, isso indica que estes grãos foram gerados em locais da bacia com maior energia do que os oólitos desta fácies com grãos menores. A fácies PCKga possui matriz no seu arcabouço. Tal combinação de fatores leva à seguinte interpretação: os oólitos da fácies PCKga e GSTga passaram por pequeno transporte dentro da bacia e não foram gerados exatamente no local onde foram depositados nessas fácies.

Uma vez analisado o ambiente da formação do grão que compõe as fácies aqui estudadas, passamos à interpretação das condições do subambiente deposicional que deram origem as fácies correspondentes. Para auxiliar nessa interpretação, foram considerados como análogos dados de nível relativo do lago e de nível energético dos depósitos lacustres do Léman, do Tianshui (DAVAUD *et al.*, 2001), do Tanganika (COHEN *et al.*, 1987), bem como dos depósitos do Triássico superior na Inglaterra (MILROY *et al.*, 2002), além dos bem conhecidos depósitos marinhos das Bahamas (DUGUID, 2009).

Os grainstones oolíticos atualmente são formados em profundidades menores ou iguais a 4,3 metros no lago Tanganika (COHEN *et al.*, 1987) e em ambiente marinho atual das Bahamas (DUGUID, 2009), sob efeito da energia de atuação de correntes oscilatórias. Nas Bahamas, os bancos oolíticos tendem a se formar nas bordas das lagunas, ocasionalmente estendendo-se ao interior da plataforma, onde o aumento da velocidade de corrente é causado pela canalização do fluxo, condicionada pela geometria do próprio banco oolítico.

Nos depósitos do Plioceno da Formação Glens Ferry, nos depósitos triássicos da Inglaterra e no recente do lago Tanganika, os oólitos se formam em águas rasas e agitadas próximo as bordas do lago. Os grãos podem ser transportados para diferentes partes do sistema lacustre pela ação dos ventos e das ondas, o que culmina com depósitos de geometria tabular em uma lâmina d'água um pouco mais profunda do que o local em que o grão oólito foi gerado (SWIRYDCZUK *et al.*, 1979; COHEN *et al.*, 1987; MILROY *et al.*, 2002).

A geometria externa tabular aliada à heterogeneidade no diâmetro dos oólitos leva à interpretação de que esta fácies foi depositada bem próxima ao banco de grainstone que gerou os oólitos, com pequeno transporte dos grãos, o suficiente para misturar diferentes dimensões de grãos oolíticos, formados em distinta lâmina d'água e nível de energia. Em alguns momentos, principalmente no período úmido, os grãos de oólitos se misturariam com quartzo, trazidos do continente, e se depositam em profundidades maiores do que o local em que foram gerados.

A fácies grainstones de grãos agregados recebeu oólitos formados nos bancos de alta energia e quartzo, transportados do continente ao ambiente da formação dos grãos agregados.

A busca de bacias onde ocorram a fácies GSTga, de modo que as condições ambientais sejam usadas como análogo, nos conduz aos depósitos marinhos recentes de Bahamas e aos depósitos lacustres do Triássico na Inglaterra. Nas Bahamas, nas bordas dos bancos de grainstones oolíticos ocorrem os grainstones de grãos agregados, em profundidades que variam de 12,8 a aproximadamente zero metros, momento em que são expostos durante a maré baixa (DUGUID, 2009). Milroy *et al.*, (2002) também descrevem que entre os bancos oolíticos dos depósitos lacustres formavam-se áreas denominadas de inter-bancos, com predomínio de grãos agregados, alguns oólitos e micrita. O ambiente deposicional desta fácies é interpretado como de baixa energia, com poucos nutrientes e com baixa taxa de sedimentação. No entanto, há alguma circulação de água, sem presença de material fino e com mobilização esporádica dos sedimentos, que são seguidos por períodos de estabilização e cimentação precoce (WANLESS, 1981).

Os packstones de grãos agregados são interpretados como formados em ambientes similares aos grainstones de grãos agregados, porém, com aporte intermitente de lama carbonática e grãos arenosos de quartzo, feldspato e micas. Outra interpretação possível, mas que não foi adotada nesta dissertação, levaria em

consideração que muitos dos grãos agregados são envelopes microbiais, ou seja, oncólitos com núcleos de agregados de oólitos. Neste caso, a existência de matriz argilosa é coerente com a energia necessária para a formação dos oncólitos.

Os mudstones laminados são formados em ambiente de baixa energia, associados à fácies LLH-C, em locais protegidos de correntes oscilatórias. Em lâminas delgadas (figuras 5.22 C e D) foram observados alguns oólitos, grãos agregados, intraclastos carbonáticos e bioclastos de ostracodes, com granulometria de areia fina a média, dispersos em meio à matriz micrítica. Estes grãos teriam sido trazidos de áreas próximas por plumas de sedimentos através de correntes e, em seguida, decantariam.

7.3.3 Fácies arenito híbrido, arenito híbrido com acamamento *flaser* e lamito

A interpretação do subambiente deposicional em que esta fácies se formou leva em consideração alguns fatores fundamentais no processo de sedimentação lacustre.

A entrada de água no lago através dos rios que deságuam na bacia é o principal mecanismo de aporte siliciclástico no sistema lacustre (BOHACS *et al.*, 2000). Em períodos de chuvas, os rios trazem sedimentos clásticos terrígenos para dentro do lago de forma pontual e estes são remobilizados pelo efeito de correntes e ondas.

Os depósitos híbridos (carbonático e siliciclástico) se desenvolvem onde a fonte de detritos siliciclásticos encontra-se adjacente à plataforma carbonática. Nestes casos, os grãos carbonáticos geralmente se apresentam fragmentados por seu retrabalhamento bacia adentro (Figura 5.19).

As estruturas sedimentares desenvolvidas a partir deste momento dependerão da posição (nível d'água e ação de ondas e de tempestades) em que as fácies estiverem dentro do lago e, também, da granulometria do material transportado.

Os lamitos são formados nas maiores lâminas d'água por decantação dos sedimentos argilo-siltosos. Como discutido no capítulo 5, os argilominerais dessa fácies sugere contribuição essencialmente detrítica, formados em condições deposicionais que favoreceram a acumulação de suas partículas, ou seja, águas tranquilas, onde o quimismo das soluções percolantes e acumuladas controlaria a formação dessa fácies. Tal situação exclui, portanto, os ambientes deposicionais

com forte atuação de processos físicos (turbulência).

Os arenitos híbridos com estratificação cruzada de baixo ângulo são formados nas posições intermediárias de lâmina d'água em regime de fluxo hiperpicnal ou de fluxo de fundo de lago. Os arenitos híbridos com acamamento *flaser* são gerados nas menores lâminas d'água, com ação de correntes oscilatórias.

7.4 Associação de fácies

As associações de fácies foram definidas com base nas condições de controle deposicional interpretadas para todas as fácies individualmente e a sua ocorrência nos intervalos estratigráficos Planar e Beira Rio:

- Associação de fácies lacustres siliciclásticas profundas (AfLSP): é composta pelas fácies LMT e ARNh. O aporte de grãos siliciclásticos e carbonáticos até a porção central do lago controlaria a ocorrência desta associação de fácies. De uma forma geral, seria relacionada com o aumento da pluviosidade e dos conseqüentes fluxos hiperpicnais que transportariam estes grãos bacia adentro. Não seria, portanto, dependente da lâmina d'água e sim de condições climáticas.
- Associação de fácies lacustres mistas rasas (AfLMR): as fácies ARNh, GSTo e ARNh*flaser* formam esta associação que também seria dependente do aporte de grãos siliciclásticos e carbonáticos e das condições climáticas, como a AfLSP. No entanto, a lâmina d'água e o nível de atuação das correntes oscilatórias (que retrabalhariam a fácies ARNh*flaser*) seriam os principais responsáveis pela ciclicidade de fácies presentes nesta associação. Cabe pontuar, mais uma vez, que a fácies GSTo desta associação possui grãos de quartzo no seu arcabouço. Todavia, em proporções menores de 30% (ZUFFA, 1980).
- Associação de fácies lacustres bioconstruídas de alta energia (AfLBAE): as fácies GSTga, PCKga e SH-C compõem esta associação que seriam formadas em ambiente propício ao desenvolvimento da fábrica carbonática, com formação das fácies GSTga e PCKga em menores condições energéticas e maiores lâminas d'água do que a fácies SH-C. O aporte sedimentar do continente seria muito pequeno e os sedimentos transportados se misturariam com o grão formado *in situ* e constituiriam o seu arcabouço.
- Associação de fácies lacustres de bancos calcários (AfLBC): As variações de fácies GSTga, PCKga, GSTo e MUD formam esta associação. As condições

energéticas do ambiente controlaria a ciclicidade desta associação, com a fácies MUD formada nas menores, as fácies GSTga e PCKga nas intermediárias e a fácies GSTo formada nas maiores.

- Associação de fácies lacustres bioconstruídas de baixa energia (AfLBBE): é formada pelas fácies MUD e LLH-C. A principal característica desta associação de fácies é a baixa energia do ambiente que elas teriam se formado. Em áreas protegidas da atuação de ondas e com pequenas lâminas d'água a comunidade bacteriana se desenvolveria e formaria a fácies LLH-C. A ciclicidade seria representada por pequenos aumentos na lâmina d'água que propiciaria a decantação da lama carbonática e geraria a fácies MUD.
- Associação de fácies palustres (AfP): alternância das fácies SH-V e LLH-S formam esta associação, cuja principal característica é o pequeno espaço disponível para o seu desenvolvimento. No período com pouca lâmina d'água no lago, a comunidade microbiana se desenvolveria ocupando todo o espaço disponível até a exposição subaérea e o início do desenvolvimento de processos palustrinos. Nesse contexto, nos momentos de relativas maiores lâmina d'água a fácies SH-V se formaria enquanto a fácies LLH-S se desenvolveria nos menores valores.

7.5 Sucessão vertical de fácies

7.5.1 Sucessão vertical no intervalo Planar

O empilhamento da sucessão vertical de fácies do intervalo Planar (período seco da 3ª ordem), definida da base para o topo é a seguinte: lamito depositado por decantação; grainstones oolíticos e de grãos agregados e packstone de grãos agregados formados em ambiente de alta, moderada e baixa energia, respectivamente; mudstones laminados, formados em ambiente de baixa energia, intercalados com estromatólitos LLH-C, gerados em um espaço vertical limitado; estromatólitos SH-V, gerados em pequenas lâminas d'água, intercalados com estromatólitos LLH-S, formados em nível de água centimétrico, seguidos de freqüentes exposições; grainstones oolíticos gerados em ambiente de alta energia (Figura 6.4). De uma forma geral, registra a variação do nível d'água marcado por um aprofundamento, seguido de um raseamento gradual, até culminar com a exposição. Um novo aumento do nível d'água marcaria o início de um novo ciclo.

As associações de fácies presentes no intervalo Planar é: AfLSP – AfLBC – AfLBBE – AfP – AfLBC.

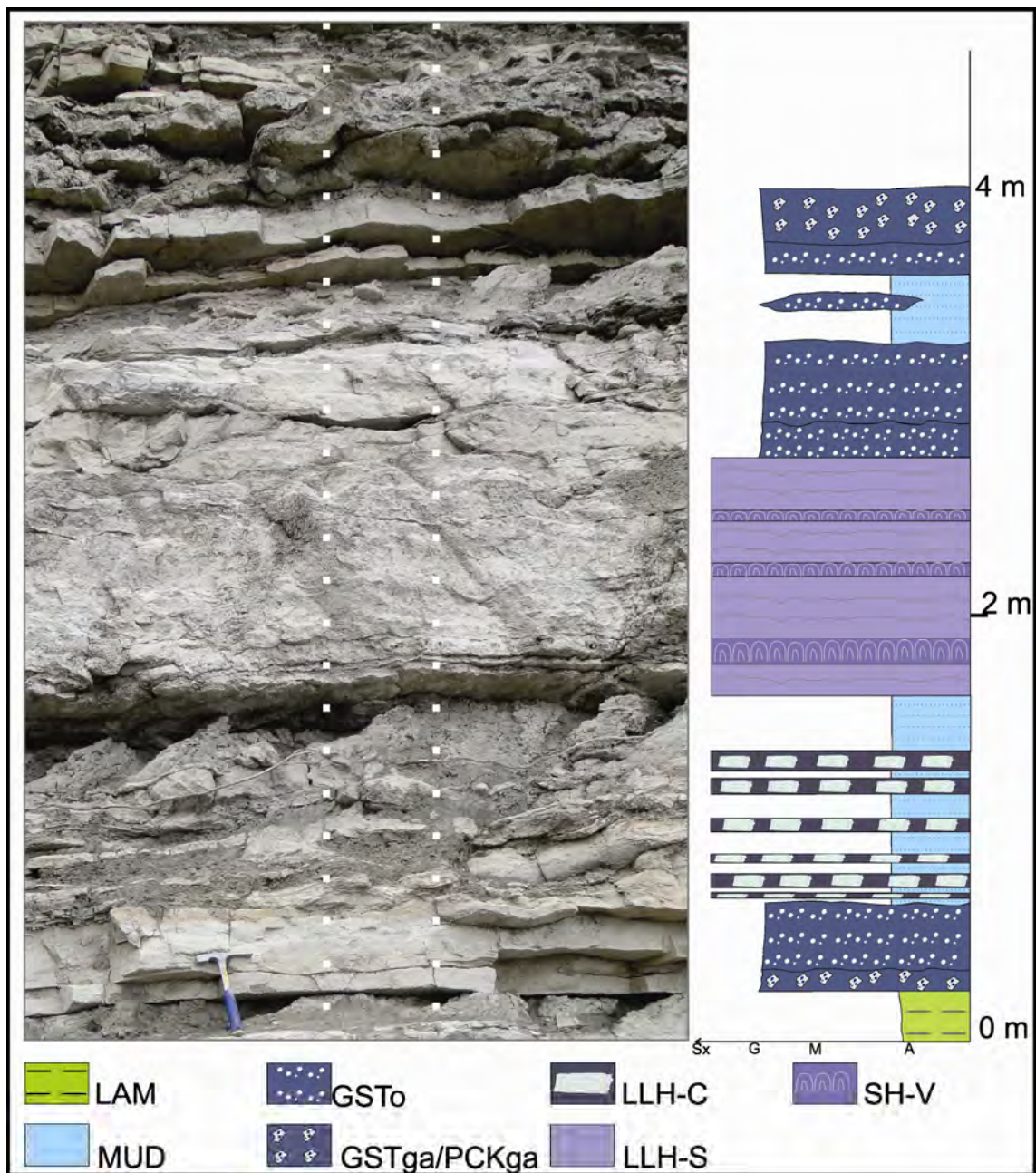


Figura 6.4: Empilhamento vertical típico do intervalo depositado no período seco. Afloramento Mirador Escarpa. As linhas pontilhadas em branco na fotografia marcam o local de onde foram feitas as medidas verticais representadas pela variação faciológica à direita.

7.5.2 Sucessão vertical no intervalo Beira Rio

A sucessão vertical de fácies no intervalo Beira Rio (período úmido da 3ª ordem) consiste, da base para o topo, de: lamito depositado por decantação;

grainstones de grãos agregados formados em ambiente de energia moderada em profundidades relativamente maiores; estromatólitos SH-C gerados em um espaço vertical ideal para o seu desenvolvimento; variações laterais de grainstones oolíticos, arenitos híbridos e arenitos híbridos com acamamento *flaser*; lamito depositado por decantação (Figura 6.5). De uma forma geral, registra a variação da lâmina d'água, marcada por aumento, diminuição e novo aumento.

As associações de fácies presentes no intervalo Beira Rio são: AfLSP – AfLBAE – AfLMR – AfLSP.

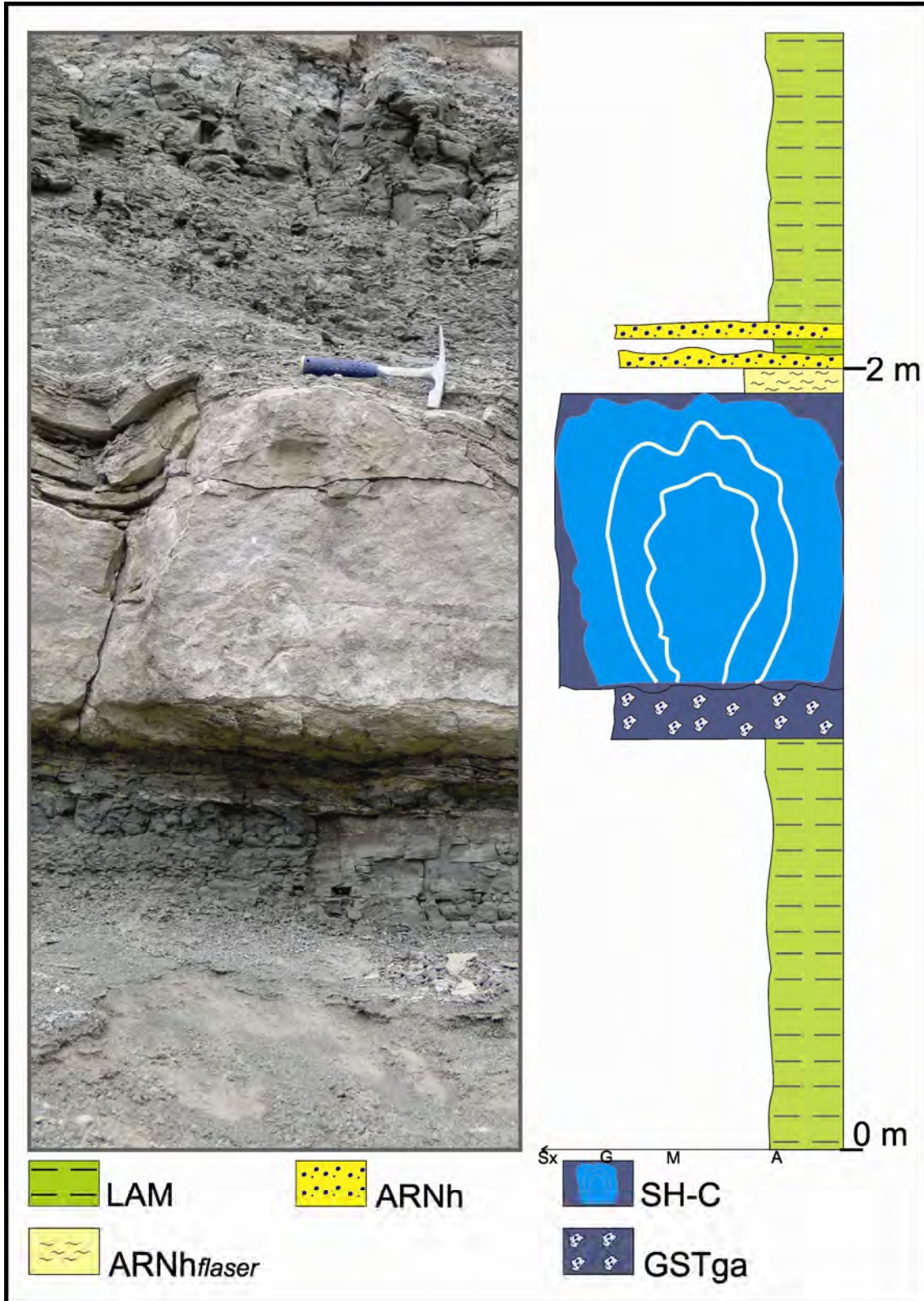


Figura 6.5: Empilhamento vertical típico do intervalo depositado no período úmido. Afloramento Bahía Gabriel. Nos outros afloramentos analisados a fácies ARNh pode ser substituída por GSTo.

7.6 Ciclicidade e Estratigrafia de Sequências

7.6.1 Aplicabilidade da Estratigrafia de Sequências de 5ª e 6ª ordens

Recentemente modelos deposicionais que levaram em consideração a estratigrafia de sequências para bacias fluviais e lacustres, estabeleceram que clima e tectônica pudessem agir em conjunto para controlar a entrada de sedimentos, a subsidência e a entrada de água na bacia (MARTINSEN *et al.*, 1999; BOHACS *et al.*, 2000, 2003; GIERLOWSKI-KORDESCH e BUCHHEIM, 2003; ALONSO-ZARZA, 2003; BOHACS *et al.*, 2007; GIERLOWSKI-KORDESCH, 2008, BENTO-FREIRE, 2012).

A organização das idéias para o uso da Estratigrafia de Sequências para depósitos estromatolíticos marítimos, levou em conta que o ciclo de variação do nível de base iniciava com o aumento do nível do mar e finalizava quando o espaço era preenchido ou por queda do nível do mar ou por agradação contínua das fácies estromatolíticas (KAH, 2009). Os recifes de estromatólitos do Mesoproterozóico, na Sibéria, apresentam ciclos formados por biohermas (equivalente a SH de Logan *et al.* (1964)) na base e topo de biostroma (equivalente a LLH de Logan *et al.* (1974)), os quais registram uma tendência de raseamento para o topo (PETROV *et al.*, 2000), como ocorre em muitos carbonatos de plataformas pré-cambrianas (SEREBRYAKOV, 1976; GREY & THORNE, 1985; GROTZINGER, 1989; SAMI & JAMES, 1994;). Os ciclos são relacionados a pequenas oscilações do nível do mar (OSLEGER, 1991; GOLDHAMMER *et al.*, 1993; WILKINSON *et al.*, 1997).

Os depósitos lacustres são sistemas controlados principalmente por fatores climáticos, como precipitação pluviométrica e evaporação (ABELS *et al.*, 2009), os quais influenciam diretamente na espaço disponível e no desenvolvimento da fábrica carbonática. A sua sedimentação cíclica produz uma sucessão vertical de camadas com feições específicas, com mecanismos de controle autocíclicos ou alocíclicos.

A discriminação entre processos alocíclicos e autocíclicos é suscetível a interpretação (CATUNEANU *et al.*, 2012). A identificação e separação desses controles é uma atitude desafiadora pelo fato dos fenômenos interagirem entre si, provavelmente sobrepondo escalas temporais e espaciais, e de se obterem como resultado rochas geradas com as mesmas características. Por isso, a definição de nomenclatura das unidades e as superfícies limítrofes têm que ser baseadas em

observação nas características das camadas e no padrão de empilhamento ao invés da interpretação dos mecanismos que os controlaram (CATUNEANU *et al.*, 2012).

A discriminação destes processos pode ser desafiadora, como a distribuição vertical das diferentes morfologias dos estromatólitos proterozóicos no cráton do Oeste Africano, em que os ciclos deposicionais podem resultar de processos autocíclicos por alguns critérios e alocíclicos por outros. As bioconstruções estromatolíticas apresentam geometrias descontínuas e os bancos de grainstones alternam-se verticalmente, o que acarreta na formação de ciclos independentes da variação do nível do mar. Por outro lado, as discontinuidades, as interrupções no crescimento dos recifes causado por mudanças abruptas no espaço disponível e as intercalações de depósitos mais profundos seriam evidências de controle alocíclicos (ÁLVARO *et al.*, 2012).

Tanto os processos alocíclicos quanto os autocíclicos contribuem para a formação de superfícies importantes na estratigrafia de seqüências, particularmente na escala da quarta ordem ou mesmo nos ciclos de mais alta frequência. Todavia, nem todos os processos autocíclicos têm importância na geração das superfícies estratigráficas, mas somente os que influenciam no deslocamento da linha de costa em plataformas siliciclásticas. Qualquer mudança na linha de costa influencia o padrão de empilhamento das camadas, as quais a estratigrafia de seqüência baseia-se (CATUNEANU *et al.*, 2012).

Com a proposta de aplicar o conceito de seqüências independente do controle autocíclico ou alocíclico, o aspecto mais importante passa a ser a característica do empilhamento das camadas (ciclos transgressivos - regressivos), independente dos parâmetros que os controlaram. Para o caso da fábrica carbonática desenvolvida em ambiente lacustre, leva-se em conta, ainda, que a biota é muito sensível a pequenas mudanças na lâmina d'água. Em outras palavras, pequenas mudanças ambientais acarretariam em mudanças na luminosidade, na química da água, na energia do fluxo de água e na geometria das fácies microbianas geradas, os quais permitiriam o aumento da escala de aplicabilidade da estratigrafia de seqüências para o nível de camadas (6ª ordem). Embora a área de estudo esteja longe da linha de costa, a sensibilidade da biota como sensor das condições ambientais é o principal argumento para o seu uso.

Existe uma área de incertezas interpretativas entre o controle alocíclico das seqüências em grande escala e as variações na escala de camadas, baseadas

principalmente na sedimentologia e em critérios de campo. As parasequências ou genericamente ciclos regressivos-transgressivos de origem não específica (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Zecchin, 2007a) tentaram fazer esta ligação. O uso de seqüências de alta freqüência elimina a necessidade de aplicar os conceitos de parasequências em estudos de alta resolução e, ainda, simplifica o método da estratigrafia de seqüências e sua nomenclatura (CATUNEANU *et al.*, 2012).

O método Estratigrafia de Sequências foi desenvolvido como uma forma de realizar análises estratigráficas que possam ser usadas para predizer seqüências, tratos de sistema e superfícies limítrofes em diferentes escalas de observação, a depender do propósito do estudo e dos dados disponíveis. A mudança de modelos teóricos para critérios de campo marcam um importante passo no aprimoramento do método (CATUNEANU *et al.*, 2012).

A análise sequencial na 6ª ordem utilizada nesta dissertação objetiva, assim, a entender variações nos processos deposicionais em um espaço de tempo muito curto. Esta análise requer detalhar camada a camada a variação de fácies e de associação de fácies. Os próximos passos seguem o fluxo já conhecido de trabalho, em que o empilhamento hierárquico de seqüências deposicionais possibilita a definição de seqüências na menor, na média e na maior escala (STRASSER *et al.*, 1999), como expressão de mudanças ambientais expressas nas variações faciológicas (GOODWIN *et al.*, 1985; GROTZINGER, 1986b; STRASSER, 1987).

7.6.2 Estratigrafia de Seqüências aplicada para a 5ª ordem (intervalos Planar e Beira Rio)

Bento-Freire, (2012) estudou os depósitos estromatolíticos lacustres do tipo *balanced fill* (senso Bohacs *et al.*, 2007) de ambiente mistos da Formação Balbuena IV, a qual a presente dissertação está inserida. O mesmo autor propôs um modelo que fosse adaptado à ambiente lacustre, com nomenclaturas para as superfícies estratigráficas que respeitam a evolução de lagos, com períodos úmidos e secos. Por esses motivos, essa será a nomenclatura utilizada nesta dissertação. No entanto, serão feitas as comparações com as superfícies sintetizadas por Catuneanu *et al.*, (2009, 2010, 2011). Estes últimos autores definiram uma metodologia independente que honrasse várias abordagens e que superassem as diferenças (e.g. tipos de bacias) e permitissem uma padronização dos conceitos.

Esta padronização define que uma sequência pode ser limitada por duas superfícies estratigráficas quaisquer desde que estas tivessem a mesma gênese e, portanto, limitassem um ciclo sedimentar completo.

O ciclo básico na 5ª ordem identificado na Sequência Balbuena IV é caracterizado pela presença de um intervalo de arenitos híbridos e lamitos sobrepostos por um intervalo de carbonatos. A superfície estratigráfica que melhor caracteriza os limites deste ciclo para os intervalos estratigráficos estudados, em termos de operacionalidade, é a Superfície de Regressão Máxima (Figura 6.5), com a variação do nível relativo do lago em relação ao tempo, em uma mesma posição vertical na bacia. Os valores seriam negativos quando o nível estivesse abaixo do substrato, o qual passaria a ser controlado pelo nível freático, e, receberiam valores positivos quando houver lâmina d'água no lago.

As principais superfícies utilizadas nesta interpretação serão descritas a seguir, com algumas adaptações na curva original de Bento-Freire (2012) para este trabalho:

- Superfície de afogamento inicial (SAI): marca a primeira lâmina d'água na posição do lago analisada. Fisicamente, esta superfície estará posicionada no topo dos sedimentos depositados/formados no ciclo anterior.
- Superfície de Regressão máxima (SRM): separa os depósitos regressivos (padrão progracional) abaixo dos depósitos regressivos (padrão retrogradacional) acima. Pode ser diácrona, a depender do aporte sedimentar e da subsidência (Catuneanu, 2009). No estudo vigente, localiza-se no topo da fácies arenito híbrido ou arenito híbrido com acamadamento *flaser* para o período úmido e é coincidente com a SAI para o período seco.
- Superfície de inundação máxima (SIM): marca o momento que o nível do lago atinge seu máximo relativo para aquele tempo, porém, controlado por variações climáticas e não por eustasia como na estratigrafia de sequências clássica. Está localizada no topo dos lamitos.
- Superfície de máxima cheia (SMC): marca o momento do início da queda da lâmina d'água causado por balanço hídrico negativo. Também ocorre diminuição da quantidade de detritos em suspensão (turbidez), a qual favorece o desenvolvimento da fábrica carbonática e, assim, pontua fisicamente a sua posição na base das fácies carbonáticas.
- Superfície de máximo rebaixamento (MReb): também posicionada no topo das

camadas carbonáticas, marca o hiato deposicional até a SAI da próxima sequência.

➤ Superfície de exposição inicial (SEI): marca a primeira exposição da bacia. Fisicamente, está posicionada no topo da sequência carbonática microbiana.

As principais alterações efetuadas na proposta de superfícies estratigráficas de Bento-Freire (2012) referem-se à inclusão da superfície de regressão máxima e a exclusão da superfície de máxima umidade.

O período de maior taxa de precipitação pluviométrica marcaria o momento de maior taxa de geração de espaço na bacia, juntamente com a maior taxa de sedimentos extrabaciais transportados bacia adentro. No entanto, o reflexo destas características climáticas seria representado pontualmente e não se configuraria como uma superfície estratigráfica de máxima umidade. E, ainda, haveria dificuldade operacional da mesma ser identificada no campo, já que este ponto encontra-se no meio do pacote de lamitos. Para os afloramentos com perfil de raios gama, esta superfície seria marcada no maior pico presente internamente a fácies lamito. Por estas razões, a aplicação da máxima umidade (MU) e da mínima umidade (Min. U) limita-se a refletir condições climáticas.

Com o objetivo de se entender a distribuição das associações de fácies em diferente lâmina d'água do lago, foi construída uma curva baseada em Bento-Freire (2012), cujo eixo x mostra a variação do nível relativo do lago e o eixo y traz o tempo e a sucessão completa de associação de fácies gerada nas condições ideais da 5ª ordem para o intervalo Planar, gerado no período seco da 3ª ordem (Figura 6.6) e para o intervalo Beira Rio, formado no período úmido da 3ª ordem (Figura 6.7) Também foram analisadas as taxas de precipitação pluviométricas, evaporação e desenvolvimento da fábrica carbonática.

As interpretações oriundas das variações nas curvas foram feitas com base na definição de um *datum* local (figuras 6.6 e 6.7), adaptado da análise de ciclicidade em depósitos continentais, em que a linha de costa marítima está distante. Da mesma forma que mudanças no nível relativo do mar são medidas, flutuações no nível relativo de depósitos continentais relativos a um datum também podem ser quantificados (CATUNEANU, 2006). Adotou-se como *datum* o topo do substrato gerado ao final da sequência de 5ª ordem depositada anteriormente, o qual coincide com a superfície de regressão máxima (SRM), eleita limite de sequência.

A representação gráfica da influência da subsidência, produtividade e

deposição na geração ou ocupação do espaço disponível é ilustrada com a curva de consumo de espaço (figuras 6.6 e 6.7). Com base nos dados disponíveis não é possível quantificar a contribuição de cada uma destas variáveis isoladamente, assim representa-se a o resultado da sua soma. Esta curva representaria as variações no fundo do lago, durante o intervalo de tempo estudado, para o ponto da bacia analisado. Sua derivada (desvios na inclinação) reflete a taxa de consumo de espaço no tempo e é variável para cada associação de fácies.

A diferença entre o datum e a curva de consumo de espaço no tempo é entendida como a espessura de fácies acumulada e a distância entre a curva de consumo de espaço e o nível relativo do lago marcam o espaço disponível para a distribuição das fácies carbonáticas. O hiato deposicional por exposição (figuras 6.6 e 6.7) é representado graficamente de amarelo com traços em diagonal laranja no momento em que a curva relativa do lago estiver com valor menor do que a curva de consumo de espaço (fundo do lago). Já os intervalos propícios para a formação de determinada associação de fácies é diferenciado entre as curvas de nível relativo do lago e a curva de consumo de espaço.

A variação ambiental a que corresponde a sequência vertical ideal no intervalo Planar, na área estudada, inicia-se com depósitos gerados por decantação, associados à chegada de material siliciclástico do continente por suspensão, com conseqüente aumento relativo da lâmina d'água e geração da associação de fácies AfLSP.

A precipitação pluviométrica inicia-se no tempo zero e aumenta até atingir a taxa máxima no período de máxima umidade (T_1 - Figura 6.6). Conseqüentemente, aumenta a taxa de subida do nível freático e o nível relativo do lago. Não ocorre desenvolvimento da fábrica carbonática, pois a água está turva com material trazido do continente para o centro do lago e, ainda, haveria diminuição da concentração de íons de cálcio e CO^3 na água, o que dificultaria a precipitação de carbonatos. Os sedimentos externos à bacia distribuem-se dos mais grossos nas bordas aos finos no centro do lago. Note-se que em um período de seca na 3ª ordem, as chuvas não trazem material arenoso para a região central do lago.

Após a máxima umidade, a taxa de precipitação pluviométrica diminui, mas o lençol freático e a nível relativo do lago continuam a subir até culminar com a máxima cheia do lago no tempo (T_2 - Figura 6.6). Nesse momento, as chuvas diminuem e a quantidade de detritos que chegam ao centro do lago é muito

pequena. Fisicamente é representada pelo último grão de argila que se depositou na fácies lamito.

O intervalo de tempo entre T_3 e T_4 (Figura 6.6) marca o desenvolvimento da sedimentação carbonática, o contínuo aumento da taxa de evaporação, com quedas nas taxas de precipitação pluviométrica, e início da queda do nível relativo do lago. Em águas límpidas, o ambiente tornar-se-ia propício para a formação da associação de fácies AfLBC. Note que neste intervalo analisado do período seco não há geração da associação de fácies AfLBAE nos afloramentos analisados.

Com a queda do nível relativo do lago, o ambiente passa a ser restrito de baixa energia e permite a instalação da associação de fácies AfLBBE.

A interpretação da mudança de ambiente de alta energia para baixa energia é associada com a diminuição da lâmina d'água no lago e pela criação de barreiras formadas pela geometria dos depósitos de bancos de grainstones oolíticos ao fluxo. Ryder *et al.* (1976) estudando a Formação terciária da bacia de Uinta – Utah – afirmou que bancos oolíticos formaram uma elevação que culminou com a separação do sistema lacustre em duas áreas distintas quando ocorreu diminuição do nível d'água.

Em uma plataforma siliciclástica, a paleogeografia local é afetada pela variação de processos físicos, pela disponibilidade de tamanho de grãos, diferentemente do que ocorre em um ambiente carbonático, em que a paleogeografia de fundo de lago é afetada pela geometria (forma) das bioconstruções e pela taxa de produção carbonática (EMERY *et al.*, 1996). Os depósitos bioconstruídos do Mesoproterozóico da Formação Atar na Mauritânia podem tornar-se barreiras locais a passagem da energia das correntes e das ondas, o que favorecia a geração de áreas protegidas (BERTRAND-SARTARI *et al.*, 1999). Com base nessa idéia, interpreta-se que os próprios bancos de grainstones depositados anteriormente serviriam como barreiras locais para a dissipação da energia das ondas e correntes, o que favorecia a geração de uma área restrita para a deposição dos mudstones.

A taxa de evaporação atinge o ponto máximo no tempo T_3 (Figura 6.6), o que significa umidade mínima e queda nas taxas de precipitação pluviométrica e no nível relativo do lago. Com isso, o nível d'água do lago fica muito raso (poucos centímetros de água), favorecendo a formação da associação de fácies AfP. A primeira exposição é marcada pelo tempo T_4 (Figura 6.6), seguido de hiato deposicional sem produção carbonática, até o tempo T_5 (Figura 6.6), limite de

sequência.

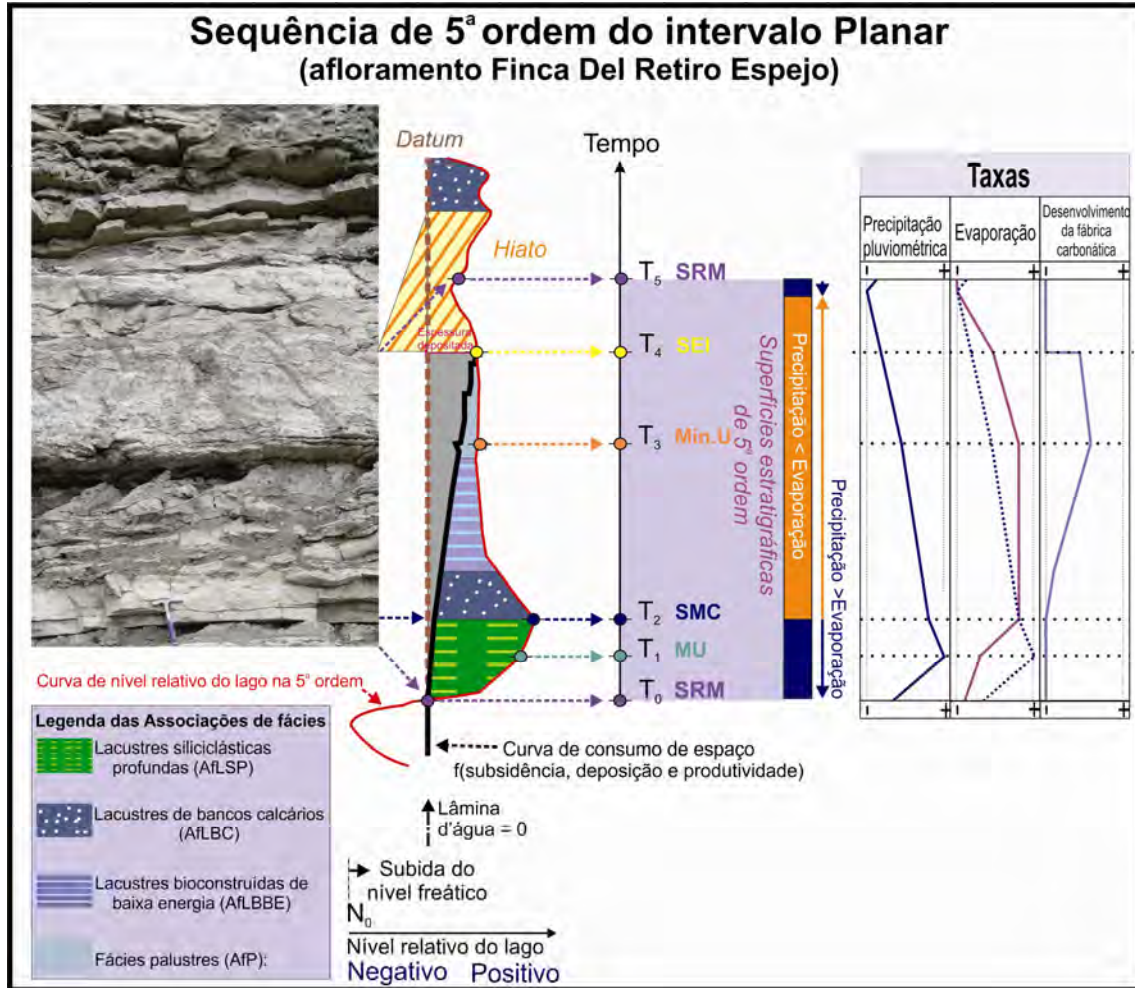


Figura 6.6: Curva esquemática da variação de fácies em relação ao nível relativo do lago para os depósitos lacustres do intervalo Planar. SRM (superfície de regressão máxima); MU (máxima umidade); SMC (superfície de máxima cheia); Mín.U (mínima umidade); SEI (superfície de exposição inicial); (Modificado de Bento-Freire, (2012).

A última associações de fácies estudadas nesse intervalo é AfLBC, já pontuada como o início de uma nova sequência. Esta associação marca um novo aumento da lâmina d'água sem o registro de material siliciclástico trazido por plumas abaixo dos mesmos. Não é possível afirmar que a fácies lamito foi erodida pelo banco de grainstones ou se este evento de cheia do lago não trouxe material siliciclástico ao centro do lago. Neste caso, esta última interpretação ganha o argumento de que este intervalo depositou-se no período de máxima seca na 3ª ordem ordem (BENTO-FREIRE, 2012). Com isso, em um período de poucas chuvas, provavelmente não haveria geração de material argiloso o suficiente para turvar a região central do lago. Todo o material siliciclástico trazido pelas chuvas

teria ficado preso nas bordas.

Assim como já discutido para o intervalo Planar, será utilizada a curva esquemática da variação de fácies com o tempo e nível relativo do lago apresentada na Figura 6.6 para o entendimento da sucessão de associações de fácies do intervalo Beira Rio. A primeira associação de fácies descrita é AfLSP. A diferença dessa associação comparada com o seu equivalente no intervalo Planar é o aumento da quantidade de quartzo, provavelmente relacionado ao fato deste intervalo ter sido depositado no período de máxima umidade na 3ª ordem (BENTO-FREIRE, 2012), com o maior nível relativo no lago e maior quantidade de grãos siliciclásticos chegando ao seu centro. Essa mesma característica também fez com que os depósitos de lamito sejam mais espessos no intervalo Beira Rio se comparado ao intervalo Planar.

O intervalo de tempo entre T_3 e T_4 (Figura 6.7), equivalente ao intervalo Planar representado na figura 6.6, também marca o desenvolvimento da fábrica carbonática, com aumento da taxa de evaporação, com quedas nas taxas de precipitação pluviométrica e diminuição do nível relativo do lago. O maior valor absoluto nível relativo do lago é a principal diferença deste momento para os depósitos do intervalo Beira Rio se comparado com os depósitos do intervalo Planar.

Essa lâmina d'água teria favorecido a formação da associação de fácies AfLBAE. O processo de aglutinação e colagem dos grãos (*trapping and binding*) da fácies SH-C possibilitaria que grãos de quartzo, oólitos, grãos agregados e intraclastos fossem armazenados dentro da estrutura estromatolítica. Isso permite especular que lateralmente a geração dos *mounds* haveria geração de bancos de grainstones de grãos agregados, com grãos siliciclásticos e oólitos transportados até o centro do lago.

As condições propícias a geração da desta associação de fácies manteria-se até que o nível relativo do lago diminuísse e fosse favorável a formação de outra associação de fácies. No entanto, um novo aumento do nível relativo do lago e consequente chegada de material siliciclástico parariam o desenvolvimento da fábrica carbonática, pontuando a posição da SMReb (T_4 - Figura 6.7).

A geomorfologia deixada pela associação de fácies AfLBAE é preenchida pela associação AfLMR. Nesse momento, a quantidade de grãos siliciclásticos trazidos do continente aumenta em relação ao período de formação da associação AfLBAE,

com aumento da precipitação pluviométrica e da subida no nível relativo do lago.

Nesse ponto vale ressaltar que a fácies GSTo da associação AfLMR não é a fácies gerada em bancos oolíticos de alta energia em condições propícias ao desenvolvimento da fábrica carbonática, como conhecemos nos análogos dos depósitos recentes do lago Tanganika ou nos depósitos marinhos de Bahamas. Na verdade, são fácies geradas por fluxos hiperpicnais que carregam consigo grãos de quartzo, oólitos, intraclastos e grãos agregados de diversas porções da bacia para o seu centro. Por uma questão de classificação de fácies híbridas, quando os grãos siliciclásticos somavam mais de 30 % do total (ZUFFA, 1980), receberam o nome de arenito híbrido e quando possuíam menor proporção receberam o nome de grainstones oolíticos. A inexistência de núcleos de oólitos compostos por quartzo, como já discutidos no item 6.1.2, a evidente abundância de quartzo no ambiente e o fato de alguns grãos de oólitos estarem quebrados, sugerem que os oólitos que compõe esta fácies não foram gerados no local que foram depositados, ou seja, sofreram transporte. Essa interpretação remeteria a possibilidade de formação de oólito em outras posições da bacia, fora da área estudada nesta dissertação.

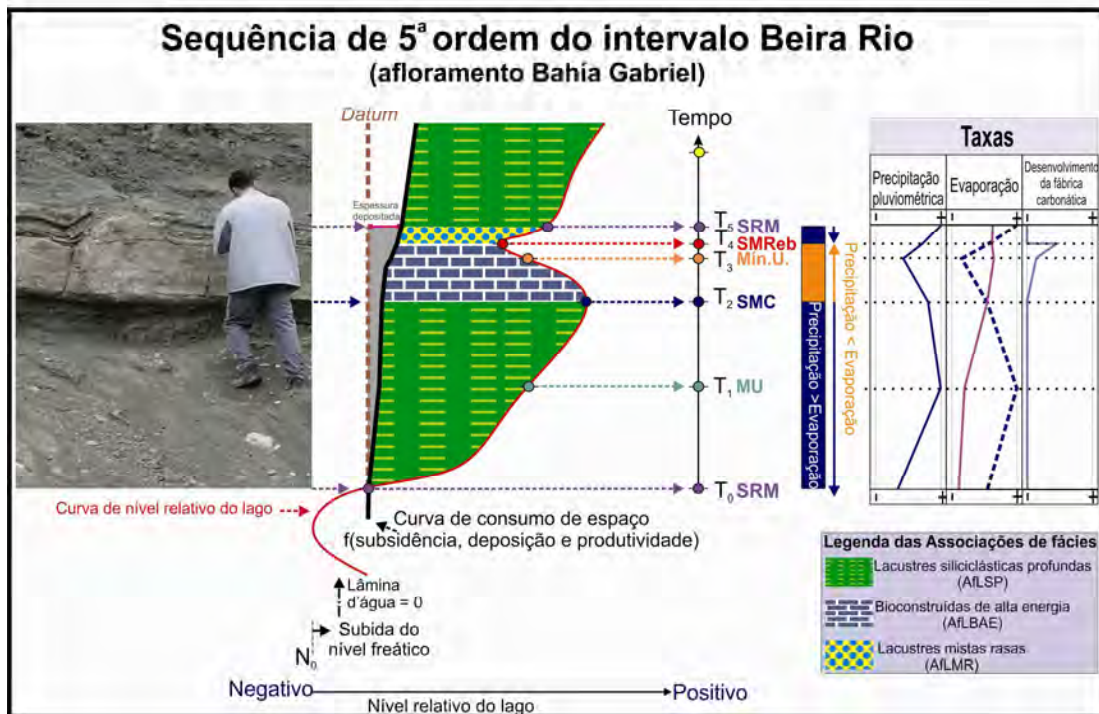


Figura 6.7: Curva esquemática da variação de fácies em relação ao nível relativo do lago para os depósitos lacustres do intervalo Planar. SRM (superfície de regressão máxima); MU (máxima umidade); SMC (superfície de máxima cheia); Mín.U (mínima umidade); SMReb (superfície de máximo rebaixamento); Modificado de Bento-Freire, (2012).

Por fim, no tempo T₅ (Figura 6.7), com o aumento da precipitação pluviométrica

e o conseqüente aumento do nível relativo do lago faz com que as margens do lago recuem em direção ao continente. Nesse momento ocorre retenção das frações mais grossas nas porções proximais e chegada das frações mais finas ao centro do lago, o que fisicamente é representado pela fácies lamito. Este momento marcaria a posição da SRM e o final da sequência do intervalo Beira Rio.

Ao se comparar os dois ciclos básicos: o primeiro de uma seqüência de quinta-ordem depositado na porção seca da terceira ordem (Figura 6.6) e o segundo de uma seqüência formada na porção umidade da terceira ordem (Figura 6.7) ressalta-se os seguintes itens a respeito da influência de um ciclo de mais baixa frequência em um ciclo de mais alta frequência:

- A base da fácies lamito pontua o início da seqüência deposicional para os dois intervalos e abriga a Superfície de Regressão Máxima – SRM (figuras 6.6 e 6.7).
- Maiores espessuras para a associação de fácies AfLSP no período úmido do que no período seco de 3ª ordem. Os grãos que compõe as fácies siliciclásticas chegam ao centro do lago como decorrência do aumento pluviométrico e do aumento do nível relativo do lago que, no período úmido apresenta maior valor absoluto e trazem mais sedimentos ao seu centro. Essa relação também é aplicável para a variável proporção de fácies siliciclástica em relação à espessura total da seqüência, em que o período úmido de 3ª ordem tem maior proporção de fácies siliciclásticas.
- Desenvolvimento de bioconstruções microbianas individuais mais espessas no intervalo Beira Rio, porém, com menores espessuras totais de fácies carbonáticas empilhadas. Em contrapartida, fácies carbonáticas de pequena espessura individuais amalgamam-se e formam maior espessura total de fácies carbonática no intervalo Planar.
- Formação de bioconstruções de estromatólitos SH-C bem desenvolvidos, o que resulta em relação linear entre altura e largura dos hemisferóides dômicos (Figura 5.8E). A forma externa dos *mounds* é descontínua (Figura 6.3), não afetada por correntes ou por falta de espaço disponível para crescimento vertical. Já no intervalo Planar, as bioconstruções das fácies LLH são estratiformes, seus hemisferóides não possuem relação linear entre largura e espessura (Figura 5.3F), preenchem todo o espaço disponível e expandem horizontalmente.
- O GSTo que compõe a associação de fácies AfLBC não possui quartzo no seu arcabouço e são interpretados como depositados bem próximos ao local de geração

do grão oólito que os compõe. Já o GSTo formado na associação AfLMR possui maior quantidade de grãos de quartzo e são interpretados como transportados para posições distintas do local onde o grão oólito é gerado. No entanto, em termos da posição da curva de variação do nível relativo no decorrer do tempo (figuras 6.6 e 6.7), os oólitos que compõem a fácies GSTo foram gerados no mesmo nível relativo do lago e posteriormente passaram por trajetórias distintas. Assim, a fácies carbonática GSTo constitui a única fácies amplamente presente nos dois intervalos, embora em associações de fácies distintas.

➤ A grande precipitação pluviométrica no período úmido da 3ª ordem resulta numa maior nível relativo do lago, não permitindo o desenvolvimento das fácies microbianas de menores lâminas d'águas neste intervalo, pois são sobrepostas pela associação de fácies AfLMR. Pelas razões inversas, ou seja, pela baixa precipitação pluviométrica no período de seca da 3ª ordem, não há valores absolutos de lâminas d'águas tão altos que permitam a ampla geração da associação de fácies AfLBAE, com exceção do afloramento Cedamavi Espejo entre os 23 estudados para o intervalo Planar.

7.6.3 Estratigrafia de Seqüências aplicada para a 6ª ordem (intervalos Planar e Beira Rio)

Com o entendimento do empilhamento de associações de fácies que formam a seqüência de 5ª ordem para os intervalos Planar e Beira Rio, serão agora analisadas as conseqüências da influência dos ciclos de 5ª ordem nos ciclos de 6ª ordem.

Para que isso seja possível, foram verificadas as variações de fácies camada a camada, ao longo da seção estratigráfica estudada, e identificados ciclos de mais alta freqüência que se agrupam de forma a compor o ciclo básico de 5ª ordem (figuras 6.6 e 6.7). Também foi proposta uma variação do nível relativo do lago com o tempo e as conseqüentes variações faciológicas na 6ª ordem (figuras 6.8 e 6.9). As superfícies estratigráficas utilizadas são as de 5ª ordem (figuras 6.6 e 6.7).

O nível relativo do lago foi representado no eixo x (figuras 6.8 e 6.9), e colorido com os símbolos das fácies que são propicias de se formar naquela lâmina d'água. Assim, se em um intervalo de tempo a variação do nível relativo do lago estiver contida no mesmo range faciológico de condições ideais de formação das fácies

carbonáticas, não há mudanças de fácies. No momento em que as oscilações do nível relativo do lago atingir o intervalo ideal de formação de outra fácies, esta passa a ser gerada, sobrepondo à anterior.

As fácies siliciclásticas ou mistas compostas por grão de granulometria areia fina ou de maiores dimensões que se depositaram nas menores lâminas d'água seriam retrabalhados por ondas e gerariam a fácies *ARNh/laser*. Os grãos que foram depositados nas maiores profundidades não seriam retrabalhados e formariam a fácies *ARNh*. A ciclicidade no nível relativo do lago, analisados para uma mesma posição vertical da bacia, causaria variações na atuação das ondas no lago e, como consequência, a sucessão vertical de *ARNh/laser* nas menores profundidades e *ARNh* nas maiores. Já a fácies lamito, tanto para o intervalo Beira Rio quanto para o intervalo Planar, poderia ter formado a sua laminação com as variações de altíssima frequência na curva das figuras 6.8 e 6.9. Todavia, sem alternância de fácies.

O intervalo estratigráfico Beira Rio teria maior lâmina d'água absoluta e as condições propícias para gerar os grainstones de grãos agregados nas porções relativamente mais profundas e os estromatólitos SH-C nas menos profundas. Já o intervalo Planar possuiria menor lâmina d'água do que o intervalo Beira Rio e as condições ambientais adequadas para se formar as fácies PCKga (nos menores níveis energéticos), GSTga (nos níveis energéticos moderados) e GSTo (nos maiores níveis energéticos).

Em ambiente de baixa energia, com reduzido espaço disponível, favoreceria a deposição da fácies MUD nas porções relativamente mais profundas e os estromatólitos LLH-C nas mais rasas.

Nos baixos níveis relativos do lago, a fácies SH-V se formaria nas maiores lâminas d'águas relativas e a fácies LLH-S nas menores. Mais uma vez, seguiria-se a lógica de que se o aumento ou diminuição do nível relativo do lago atingisse as condições ideais para a geração de determinada fácies, a mesma se instalaria. As mudanças cíclicas no nível relativo do lago resultariam em variações de fácies SH-V e LLH-S, também de forma cíclica.

Entre as superfícies SEI e SRM há hiato deposicional.

Sequências de 6ª ordem do intervalo Planar (afloramento Finca Del Retiro Espejo)

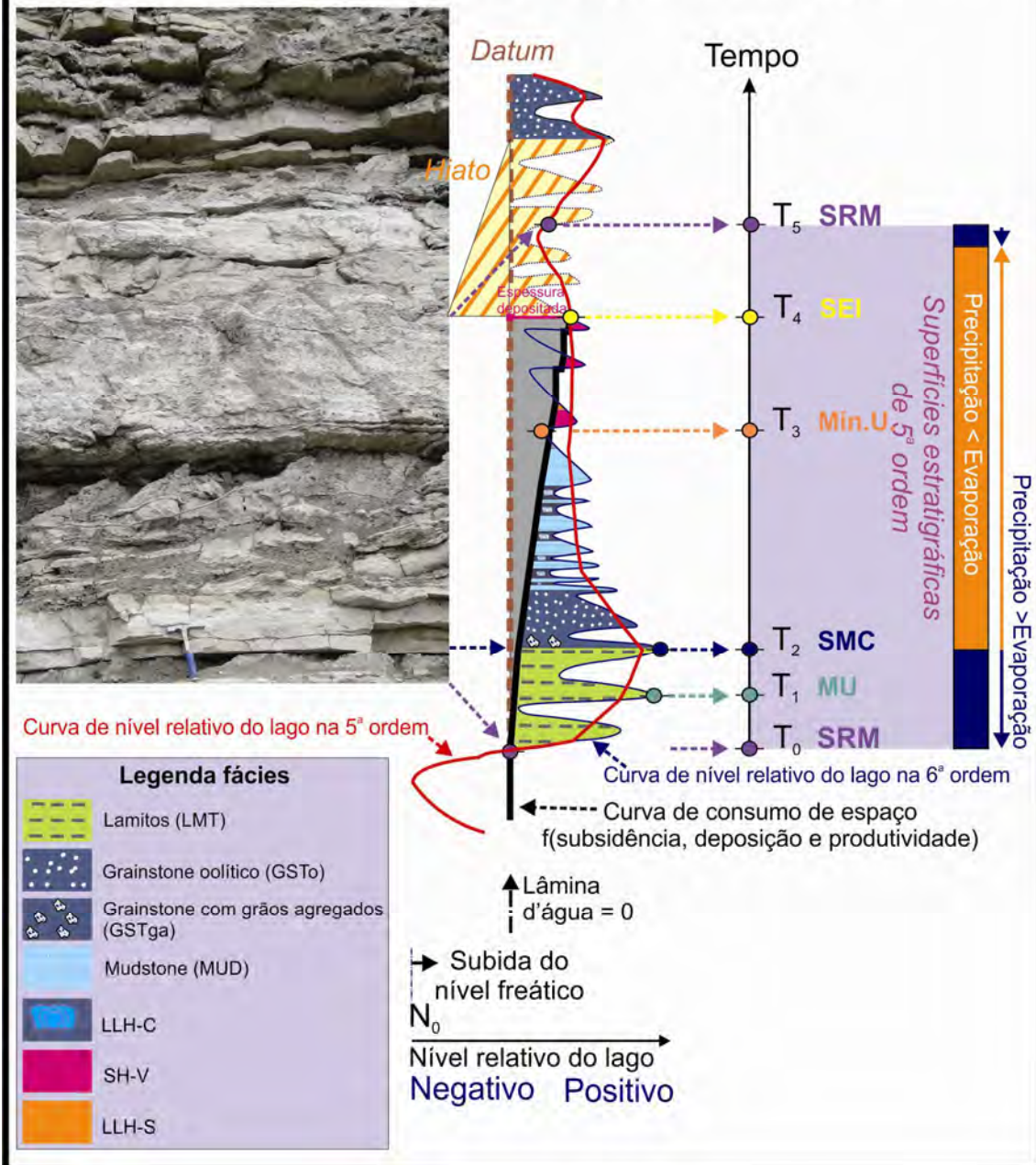


Figura 6.8: Curva de variação do nível relativo do lago em relação ao tempo para o intervalo Planar. Como consequência destas variações na 6ª ordem tem-se a geração cíclica de fácies, camada a camada. SRM (superfície de regressão máxima); MU (máxima umidade); SMC (superfície de máxima cheia); Mín.U (mínima umidade); SEI (superfície de exposição inicial).

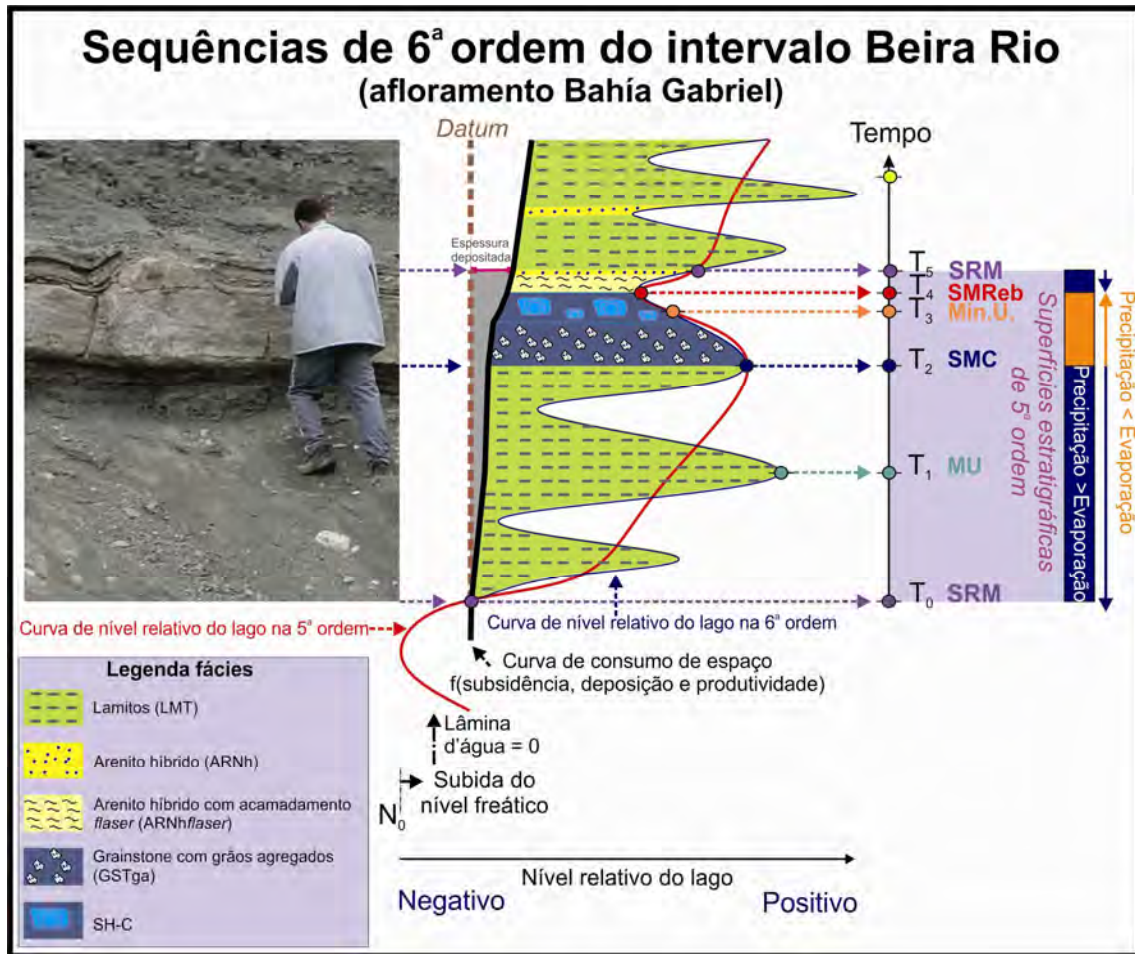


Figura 6.9: Curva de variação do nível relativo do lago em relação ao tempo para o intervalo Beira Rio. Como consequência destas variações na 6ª ordem tem-se a geração cíclica de fácies, camada a camada. SRM (superfície de regressão máxima); MU (máxima umidade); SMC (superfície de máxima cheia); Mín.U (mínima umidade); SMReb (superfície de máximo rebaixamento).

7.7 Variação Lateral de fácies

As variações faciológicas identificadas em cada afloramento serão analisadas por meio da interpretação de diferentes ciclos na 6ª ordem ao longo da seção estratigráfica.

As análises estratigráficas aqui realizadas basearam-se em depósitos de pequena espessura (centimétricos a decimétricos), o que além de trazer a questão do limite de resolução da estratigrafia de sequências e dos seus processos de controle (autocíclico e alocíclico), como discutidos no ítem 6.1, também apresenta a dificuldade de se escolher um *datum* com significância estratigráfica para ser utilizado na construção da seção de correlação estratigráfica entre os afloramentos.

As duas superfícies que se apresentaram como as mais próximas da horizontal

no momento da deposição foram a SRM e a SIM: A superfície de inundação máxima foi a escolhida pela facilidade operacional de ser identificada no topo da fácies lamito e a ausência de dúvida da sua sincronicidade em toda a área (a SRM foi erodida por bancos de grainstones oolíticos da seqüência seguinte nos depósitos do período seco).

As seções estratigráficas que correlacionam os afloramentos para o intervalo Planar serão apresentadas na direção Oeste-Leste (Figura 6.10) e noroeste-sudeste (Figura 6.11), com o afloramento *Reta de las Olas Espejo* presente no extremo leste da primeira figura e no extremo noroeste da segunda figura. O intervalo Beira Rio será apresentado apenas por uma seção Oeste-Leste, que muda a direção para sudeste nos últimos afloramentos (Figura 6.12).

Os ciclos de Karagodin (1975) serão utilizados para representar o afogamento (triângulo em azul e vértice para cima), com início na base da camada depositada em lâmina d'água mais profunda e término no seu topo. A fase de raseamento de Karagodin (triângulo em vermelho e vértice para baixo) inicia na base da camada depositada na menor profundidade e termina no seu topo.

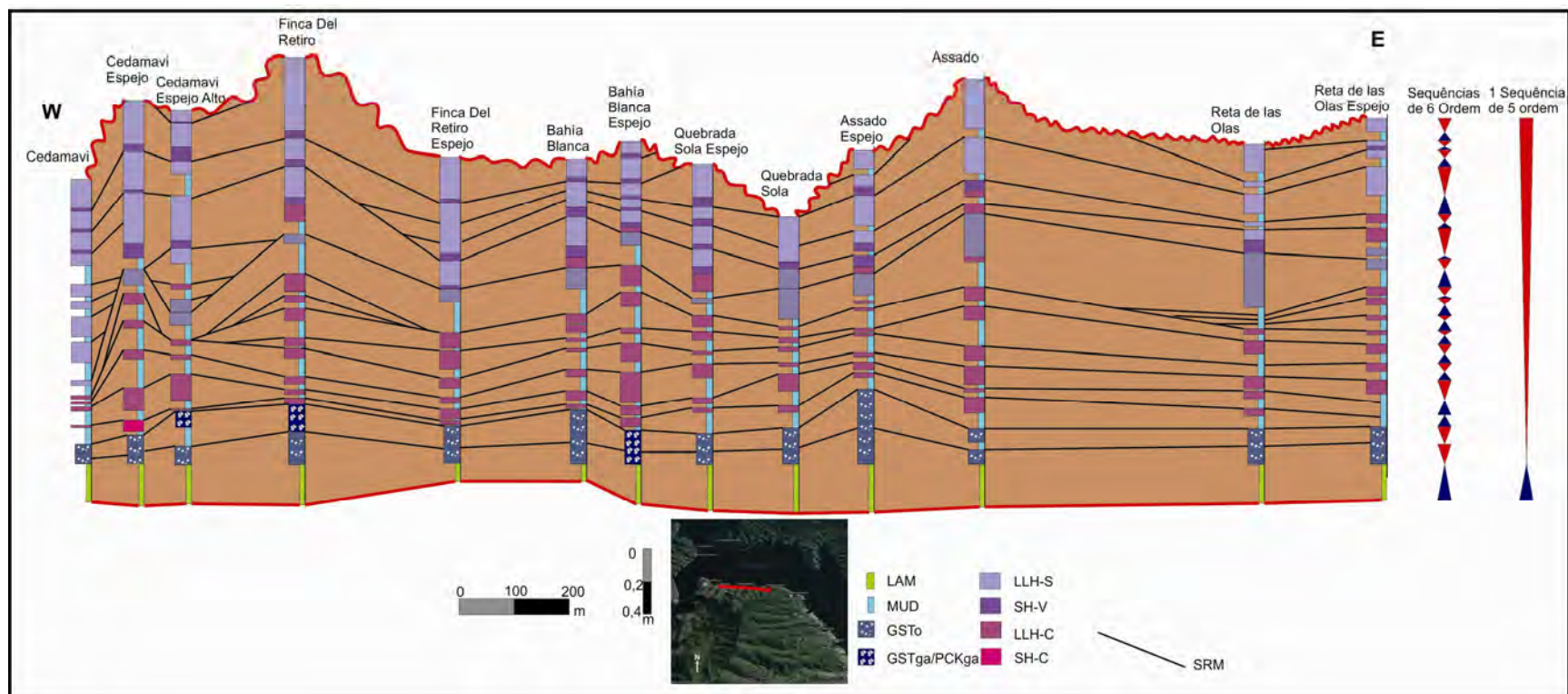


Figura 6.10: Seção estratigráfica na direção Oeste-Leste que correlaciona os afloramentos para o intervalo Planar. Datum na SMC.

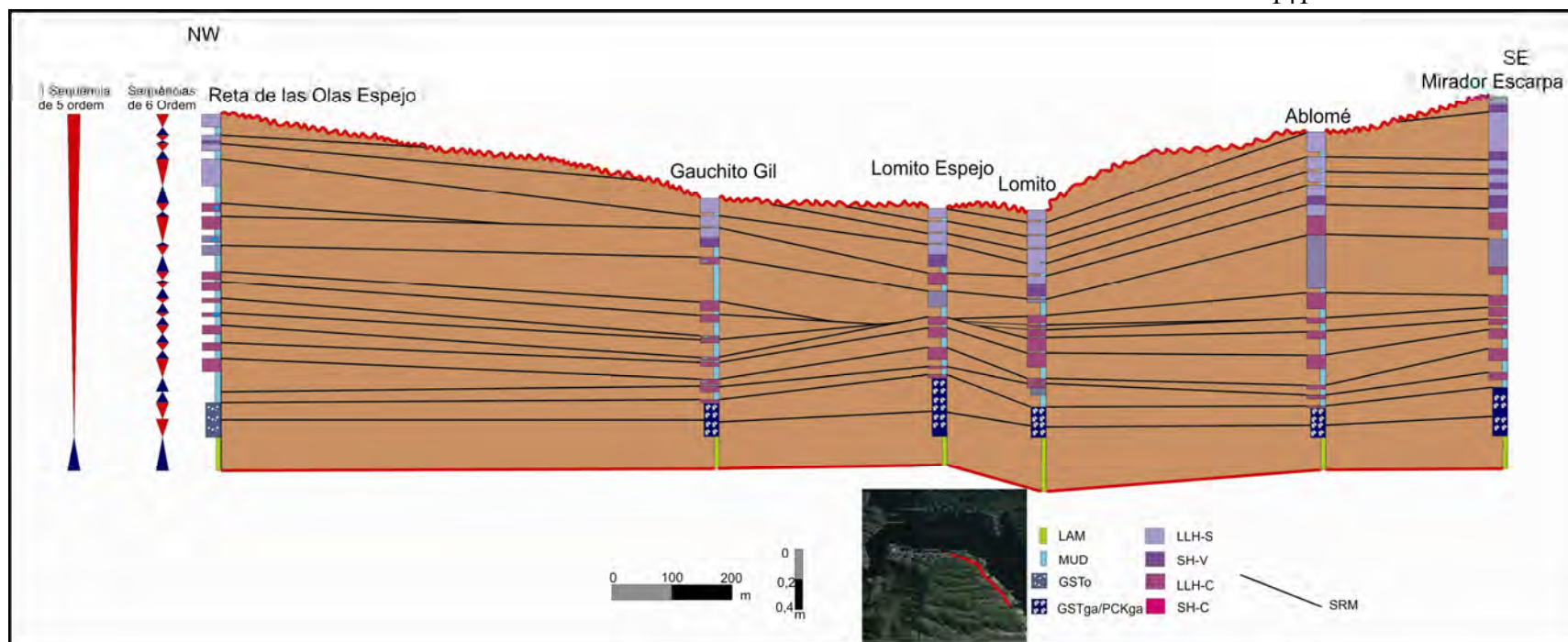


Figura 6.11: Seção estratigráfica na direção Noroeste-sudeste que correlaciona os afloramentos para o intervalo Planar. Datum na SMC.

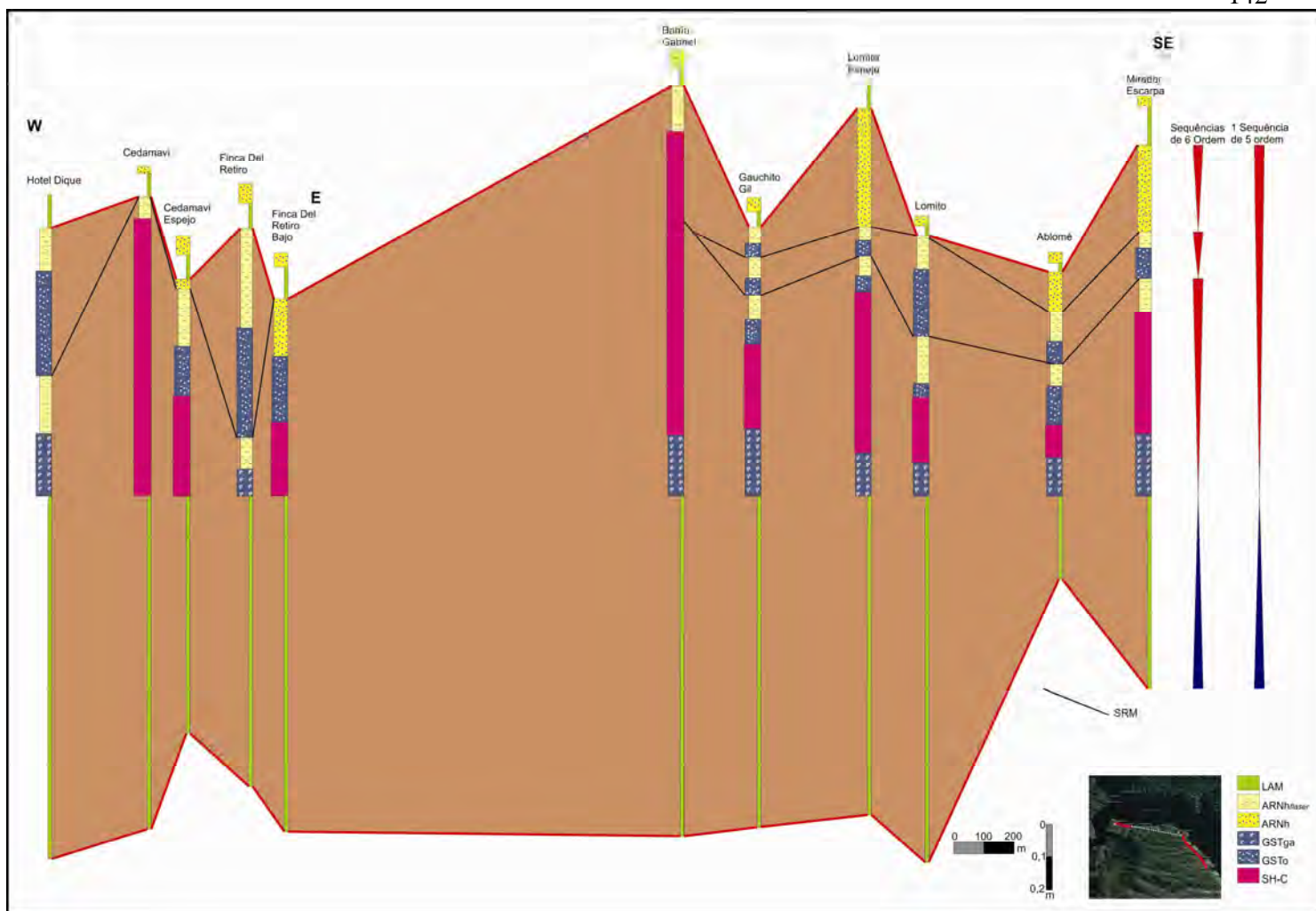


Figura 6.12: Seção estratigráfica na direção Oeste-Leste-Sudeste com as correlações entre os afloramentos para o intervalo Beira Rio. Datum na SMC.

Com base nos resultados apresentados nas seções estratigráficas nas figuras 6.10, 6.11 e 6.12, seguem alguns comentários:

- Para o intervalo Planar, a pequena diferença no paleorelevo (figuras 6.10 e 6.11), indica que a morfologia de fundo foi herdada após a deposição da seqüência anterior que, provavelmente, colmatou todo o espaço disponível, deixando os praticamente nivelados. Os dados mostram que os afloramentos a oeste iniciaram a deposição em uma posição um pouco mais rasa do que os afloramentos a leste, com o ponto mais alto na localidade chamada Finca Del Retiro e Bahia Blanca. Nota-se, também, outro alto relativo na região do afloramento Lomito Espejo na Figura 6.11. A falta de afloramentos na região central, entre as seções, impossibilita a afirmação de que se trata de um único alto relativo com direção noroeste-sudeste, o que ligaria os afloramentos Finca Del Retiro ao Lomito Espejo.
- Para o intervalo Beira-Rio, as diferenças de paleorelevo eram maiores (Figura 6.12), mesmo tendo a morfologia do fundo sido herdada da seqüência anteriormente depositada. Os dados mostram que os afloramentos a sudeste (Ablomé) iniciaram a deposição em uma posição mais rasa do que os afloramentos a norte e leste, com o ponto mais baixo na localidade chamada Hotel Del Dique. Desta forma, como acontece para o intervalo Planar, os pequenos altos relativos também influenciariam na disposição das fácies estromatolíticas.
- Os dados mostram que existe uma diferença entre as posições paleotopográficas mais altas ou mais baixas para a deposição de uma seqüência (intervalo Planar) em relação à outra (intervalo Beira Rio) - afloramento Finca Del Retiro Espejo e Bahia Blanca eram mais alto no tempo da deposição do intervalo Planar enquanto o afloramento Ablomé o era para a deposição do intervalo Beira Rio. Com isso, a análise estratigráfica na altíssima freqüência em sistema lacustre precisa permitir que posições baixas em determinado tempo possam tornar-se o ponto mais alto na deposição da próxima seqüência. A fábrica carbonática interage no espaço disponível e modifica o relevo.
- A diferença entre a posição paleotopográfica mais alta e a mais baixa para o intervalo Planar é de 0,21 metros (diferença entre os afloramentos Finca Del Retiro e Lomito). Para o intervalo Beira Rio, esta diferença é de 0,87 metros (diferença entre os afloramentos Ablomé e Hotel Del Dique). A análise destes números para afloramentos com distâncias máxima de 5 km comprova a interpretação de que se tratava de um lago com a área central rasa, com pequenas variações em seu fundo.

No entanto, estas pequenas variações no relevo eram suficiente para permitir a diferenciação faciológica entre os afloramentos.

- Os dois intervalos estudados, Planar e Beira Rio, iniciam a primeira seqüência de alta freqüência com a fácies lamito, sendo sobreposta pelas fácies GST e PCK. As seqüências subseqüentes seguem a evolução diferenciada de acordo com as condições ambientais que se instalaram para o desenvolvimento da fábrica carbonática.
- Variações laterais de GSTo para GSTga e PCKga no intervalo Planar levam a interpretação de se tratar de bancos de grainstones oolíticos instalados nas posições mais altas e interbancos de grainstones e packstones de grãos agregados nas posições mais profundas ou protegidas.
- O intervalo Beira Rio possui como primeira fácies carbonática os grainstones de grãos agregados, que servem como base para a instalação de bioconstruções das fácies SH-C. Nas localidades entre os *mounds* estromatolíticos compostos pela fácies SH-C, encontra-se apenas a fácies GSTga.
- Ainda em relação ao intervalo Beira Rio, as fácies SH-C tiveram melhor desenvolvimento (maior espessura) nas posições mais baixas e geometrias menos desenvolvidas nas porções de paleo-relevo mais altas. Essas informações reforçam a idéia que o espaço disponível é essencial ao pleno desenvolvimento da comunidade bacteriana que, em condições ideais, geram corpos bioconstruídos mais espessos.
- O intervalo Planar apresenta a fácies SH-C apenas no afloramento Cedamavi Espejo (Figura 6.10) com variações laterais, na mesma seqüência, para GSTga nos afloramentos Cedamavi Espejo Alto e Finca Del Retiro. O que se repete a associação de fácies e o ambiente descritos para o intervalo Beira Rio.
- Foram inferidas duas seqüências de alta freqüência para a porção basal composta por GST e PCK do intervalo Planar para que a espessura das seqüências dos ciclos de alta freqüência não ficassem desproporcionais. O argumento para esta interpretação baseia-se nas lâminas descontínuas de MUD entre os pacotes de GST, que não foram possíveis de ser individualizadas. Em alguns afloramentos (Cedamavi Espejo, Cedamavi Espejo Alto e Assado) esta separação era mapeável na escala de trabalho. Momentos de aumento da lâmina d'água favoreciam a formação destas lâminas nos pacotes de GST, porém, as mesmas eram erodidas pela próxima camada de GST gerada, não deixando registros contínuos em todos

os afloramentos. Pode se concluir que as fácies bioconstruídas deixam registros de ciclos bem marcados, o que não acontece nos bancos de grainstones.

- Para o intervalo Planar, os depósitos de baixa energia MUD e LLH-C abrigaram crescimentos localizados entre as seqüências, o que geraram paleo-altos relativos (Finca Del retiro e Cedamavi Espejo Alto na Figura 5.7; Lomito Espejo na Figura 5.8), com as seqüências seqüentes ocupando os espaços entre estes paleo-altos.
- Para o intervalo Beira Rio, os depósitos de arenosos dispostos acima da fácies SH-C abrigaram maior número de seqüências de alta freqüência nas porções mais profundas, que possuíam maior espaço disponível deixado pelas bioconstruções da fácies SH-C, do que as porções mais rasas. Notam-se duas seqüências de alta freqüência na porção sudeste e apenas uma seqüência na porção oeste. Com esses ajustes nos números de ciclos, o espaço disponível era preenchido.
- As fácies LLHS e SH-V possuem seqüências mais contínuas lateralmente, talvez por ter se formado em pequenas lâminas d'água em um relevo herdado mais plano.
- O intervalo Planar possui topo erosivo, causado por exposição e pelo processo de formação dos grainstones oolíticos que os sobrepõe. O processo erosivo foi mais intenso no afloramento Quebrada Sola e Cedamavi e menos intenso nos afloramentos Finca Del Retiro, Assado e Mirador Escarpa, com diferença de 1,00 metro entre os afloramentos mais altos e mais baixos. Esse processo deve ter erodido os possíveis depósitos de lamito depositados no início do novo ciclo sotapostos, não deixando registros da sua ocorrência na porção central do lago.
- A análise da geometria do topo erosivo do intervalo planar também reforça a direção noroeste – sudeste como as porções mais profundas deixadas para a deposição da próxima seqüência (entre os afloramentos Quebrada Sola e Gauchito Gil) e provavelmente marca a geometria do banco de grainstone depositado posteriormente.
- De uma forma geral, há um maior número de ciclos de menores espessuras no intervalo Planar. Pequenas alterações na lâmina d'água afetaram profundamente o desenvolvimento da fácies carbonáticas em uma pequena lâmina d'água existente no período de seca da 3ª ordem. Por outro lado, estas pequenas oscilações na alta freqüência (6ª ordem) do período úmido de 3ª ordem não afetaram o desenvolvimento da fácies estromatolíticas no intercalo Beira Rio, ao ponto dos mesmos não serem sentidos pela fácies SH-C e se ter o registro de uma única

seqüência.

➤ Ainda em relação à diferença entre os números de ciclos existentes nos dois intervalos estudados, outra possibilidade possível para este fato é de que o intervalo Planar seja, na verdade, um ciclo de ordem maior (4ª ordem) do que foi estipulado em Bento-Freire (2012). A divisão deste intervalo em ciclos de 5ª ordem minimizaria estas diferenças nos números de ciclos de 6ª ordem.

8 VARIOGRAFIA

8.1 Introdução conceitual

A variografia é uma ferramenta básica que permite descrever quantitativamente a variação no espaço de um fenômeno regionalizado. De uma forma geral, a natureza estrutural de um conjunto de dados, assumido pela variável regionalizada, é definida a partir da comparação de valores tomados simultaneamente em dois pontos, segundo uma determinada direção. Todas as definições abordadas a seguir foram compiladas do site de geoestatística (2012) do Instituto de geologia da Universidade de São Paulo (IGC –USP).

A função variograma $2\gamma(h)$ é definida como sendo a esperança matemática do quadrado da diferença entre os valores de pontos no espaço, separados por uma distância h .

$$2\gamma(h) = E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\}$$

A sua representação gráfica facilita a interpretação dos resultados por permitir a análise do comportamento da variância no espaço (Figura 7.1) e é conhecido como semivariograma experimental. No entanto, para o seu cálculo é necessário assumir algumas premissas:

- **Ergodicidade:** a esperança referente à média de todas as possíveis realizações da variável é igual à média de uma única realização, dentro de certo domínio;
- **Estacionariedade:** na região em que se pretende fazer estimativas, o fenômeno é descrito como homogêneo dentro desse espaço;

Para a obtenção de um semivariograma, portanto, é suposto que a variável regionalizada tenha um comportamento fracamente estacionário, onde os valores esperados, assim como sua covariância espacial, sejam os mesmos por uma determinada área. Assume-se, desse modo, que os valores dentro da área de interesse não apresentem tendência que possam afetar os resultados.

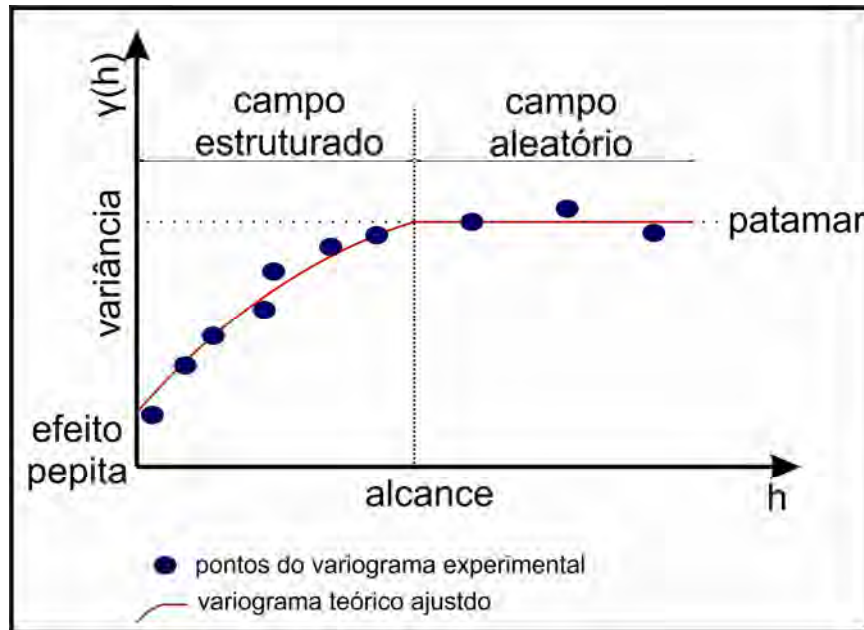


Figura 7.1: Modelo de semivariograma esquemático, com principais variáveis obtidas.

As informações oriundas do semivariograma experimental são:

- alcance: é a distância a partir da qual as amostras passam a ser independentes. Em outras palavras, a amplitude reflete o grau de homogeneização entre as amostras, ou seja, quanto maior for a amplitude maior será a homogeneidade entre as amostras. Nesse sentido, conforme Matheron (1971), o semivariograma dá um significado preciso da noção tradicional de zona de influência. O alcance (a) é a distância que separa o campo estruturado (amostras correlacionadas) do campo aleatório (amostras independentes);
- patamar: é o valor no qual o semivariograma estabiliza-se (no campo aleatório), é o ponto a partir do qual as amostras tornam-se independentes devido à grande distância que as separa.
- efeito pepita: é o valor da função semivariograma na origem ($h=0$). Teoricamente esse valor deveria ser zero, pois duas amostras tomadas no mesmo ponto ($h=0$) deveriam ter os mesmos valores; entretanto quando não é assim, atribui-se, esta diferença, geralmente, a erros de amostragem e/ou análise. Como os erros analíticos são desprezíveis, com os equipamentos disponíveis atualmente, o efeito pepita deve-se a erros de amostragem devido à variabilidade natural do depósito.

Os principais tópicos de extrema importância para a aplicação de interpretações a partir de um semivariograma são:

- **zona de influência ou raio de busca:** a determinação do domínio amostral analisado permite definir até quais distâncias podem ser levadas em consideração nas interpretações. Uma feição resultante da análise dos parâmetros do semivariograma experimental é a zona de influência, que é um fenômeno de transição caracterizado exclusivamente por modelos de semivariograma que possuem patamar e amplitude definidos. Portanto, qualquer valor de $Z(x)$ estará correlacionado com outros valores $Z(x+h)$ que estiverem dentro de um raio definido. Esta correlação, ou a influência de um valor em outro, decresce conforme $Z(x+h)$ aproxima-se deste raio.
- **Anisotropia:** Os semivariogramas determinados ao longo de diferentes direções podem mostrar variações distintas. A anisotropia pode ser geométrica, quando a amplitude varia conforme as direções, mas sob um patamar constante; zonal quando o alcance permanece constante e o patamar varia de acordo com a direção; e, por fim, a anisotropia mista onde variam tanto o alcance quanto o patamar, ou seja, quando as várias direções resultam em diferentes semivariogramas. A anisotropia pode ser identificada facilmente através da confecção e análise de um mapa de variografia, em que são calculados a variância para todas as direções e todas as distâncias. O resultado indicaria se existe maior continuidade (menor variância) para determinada direção.
- **Comportamento do semivariograma próximo a origem:** O grau de continuidade do objeto de estudo é dado pelo comportamento do semivariograma próximo à origem, com destaque para as seguintes feições: parabólico, o semivariograma descreve uma curva parabólica próximo à origem e representa um alto grau de continuidade das amostras selecionadas; linear, caracterizado por um comportamento linear na origem, ou seja, por uma tangente oblíqua à origem, representando uma continuidade média das amostras. Entenda-se por continuidade média das amostras como uma grande homogeneidade destas à pequenas distâncias e uma progressiva perda de homogeneidade a medida que há o incremento destas distâncias; efeito pepita, este tipo apresenta uma descontinuidade na origem. Esta descontinuidade pode ser causada por fatores não mutuamente exclusivos (erros de medida na amostragem e micro variabilidades).

- **Representatividade do fenômeno:** A obtenção de semivariogramas representativos depende fundamentalmente do número de pares de pontos, para diferentes distâncias, encontrado numa determinada direção.
- **Suporte de escala:** os semivariogramas são dependentes da escala da amostragem. É importante definir a escala dos dados de entrada e utilizar as interpretações para a mesma ordem de grandeza. Muitas vezes é necessário reescalar o semivariograma para representá-lo na escala de interesse. Em outras caso, é necessário interpretar o fenômeno geológico na escala correta.

O semivariograma experimental é usado para se ajustar funções paramétricas, conhecido como ajuste de modelos teóricos. Em geral, é feito de maneira interativa, onde a partir dos parâmetros do semivariograma (comportamento na origem, efeito pepita, alcance e patamar), ajusta-se a melhor função que represente o fenômeno.

É por meio do modelo de função que se garante o estabelecimento dos valores para qualquer distância e direção, principalmente para distâncias menores do que o mínimo espaçamento entre as amostras. A importância do fator qualitativo, mesmo num quadro de razoável quantidade de amostras, fica sugerida fortemente na variografia. Para a escolha e a definição de um modelo de continuidade espacial, o fator subjetivo, através de modelos teóricos ou do conhecimento empírico, que provém, sob perspectivas diversas, da experiência, ocupa normalmente papel primordial.

8.2 Aplicação da variografia para os dados de fácies dos intervalos Planar e Beira Rio

As análises variográficas foram realizadas em três formas distintas de se analisar os dados faciográficos. Primeiramente, foram consideradas as fácies individualmente, em seguida foram utilizadas as associações de fácies e, por último, as proporções de fácies.

Para os semivariogramas verticais, a dimensão do passo foi de 1 cm. Com isso, foi possível obter uma grande quantidade de pares de pontos para a análise variográfica e, conseqüentemente, uma boa avaliação da variação faciográfica na vertical.

A dimensão do passo para os semivariogramas horizontais foi definida para

duas escalas distintas; uma considerando a distância média entre os afloramentos da ordem de centenas de metros e outra de 1 m como função da distância horizontal escolhida para levantar as seções dentro de cada afloramento. Em função disso, de uma forma geral, os semivariogramas horizontais possuem três estruturas: efeito pepita, uma estrutura em escala de poucos metros e uma estrutura na escala de centenas de metros.

O método utilizado para levantamento de dados permitiu incluir na interpretação geológica a contribuição das heterogeneidades identificadas nas duas escalas levantadas na área, além do efeito pepita quando o mesmo existir. Para ilustrar este fenômeno, será analisada a fácies estromatólito dômico nas duas sequências analisadas (Beira Rio e Planar).

8.3 Apresentação e discussão dos resultados

O resumo dos alcances dos semivariogramas modelados para as fácies, associação de fácies e proporção de fácies são apresentados nos quadros 7.1, 7.2, 7.3 e 7.4.

Quadro 7.1: Alcance dos semivariogramas horizontais para a variável fácies.

Fácies do intervalo Planar											
Fácies	LMT	ARNh	ARNhflaser	MUD	PCKga	GSTo	GSTga	LLH-C	LLH-S	SH-V	SH-C
Direção	horizontal			horizontal	horizontal	horizontal	horizontal	horizontal	horizontal	horizontal	
Modelo	esférico			esférico	esférico	esférico		esférico	esférico	esférico	
Efeito pepita	0%			16%	10%	16%		14%	8%	26%	
Contribuição da 1ª estrutura	11%			53%	435	21%		65%	34%	66%	
Alcance da 1ª estrutura	1,60			1,00	1,6	1,00		1,50	1,80	1,10	
Contribuição da 2ª estrutura	89%			25%	41%	63%		21%	58%	8%	
Alcance da 2ª estrutura (N81E)	infinito			2000	10000	500		900	5500	100	
Alcance da 2ª estrutura (N150E)	infinito			2500	20000	550		300	5500	120	
Fácies do intervalo Beira Rio											
Fácies	LMT	ARNh	ARNhflaser	MUD	PCKga	GSTo	GSTga	LLH-C	LLH-S	SH-V	SH-C
Direção	horizontal	horizontal	horizontal	horizontal	horizontal	horizontal	horizontal				horizontal
Modelo	esférico	esférico	esférico	esférico	esférico	esférico	esférico				esférico
Efeito pepita	0%	0%	0%	0%	0%	0%	14%				9%
Contribuição da 1ª estrutura	12%	34%	72%	83%	28%	53%	86%				59%
Alcance da 1ª estrutura	1,90	2,20	1,4	1,00	0,60	1,15	1,60				1,10
Contribuição da 2ª estrutura	88%	66%	28%	17%	72%	47%					38%
Alcance da 2ª estrutura	infinito	400	550	400	200	550					1000

Quadro 7.2: Alcance dos semivariogramas verticais para a variável fácies.

Fácies do intervalo Planar											
Fácies	LMT	ARNh	ARNhflaser	MUD	PCKga	GSTo	GSTga	LLH-C	LLH-S	SH-V	SH-C
Direção	vertical			vertical	vertical	vertical	vertical	vertical	vertical	vertical	
Modelo	esférico			esférico	esférico	esférico		esférico	esférico	esférico	
Efeito pepita	0%			14%	0%	0%		16%	12,5%	0%	
Alcance	0,65			0,2	0,3	0,25		0,23	0,95	0,10	
Fácies do intervalo Beira Rio											
Fácies	LMT	ARNh	ARNhflaser	MUD	PCKga	GSTo	GSTga	LLH-C	LLH-S	SH-V	SH-C
Direção	vertical	vertical	vertical	vertical	vertical	vertical	vertical				vertical
Modelo	esférico	esférico	esférico	esférico	esférico	esférico	esférico				esférico
Efeito pepita	0%	5%	0%	0%	40%	0%	4%				4%
Alcance	1,00	0,50	0,15	0,08	0,60	0,20	0,50				0,36

Todos os modelos paramétricos ajustados aos dados de fácies atingiram o patamar na variância global. Quando existia anisotropia zonal, como no caso do semivariograma vertical da fácies SH-C do intervalo Planar, tal informação não foi levado em consideração pelo princípio da estacionariedade (cuja consequência é fixar o patamar na variância global). Em tais casos, priorizou-se ajustar a porção inicial do semivariograma experimental.

Quadro 7.3: Alcance dos semivariogramas para a variável associação de fácies.

Fácies do intervalo Planar				
Fácies	Associação de fácies lacustres siliciclásticas profundas (AflSP)	Associação de fácies lacustres de bancos calcários (AflBC)	Associação de fácies lacustres bioconstruídas de baixa energia (AflBBE)	Associação de fácies palustres (AflP)
Direção	horizontal	horizontal	horizontal	horizontal
Modelo	esférico	esférico	esférico	esférico
Efeito pepita	0%	10%	0%	
Contribuição da 1ª estrutura	11%	32%	49%	30%
Alcance da 1ª estrutura	1,60	1,40	1,40	1,00
Contribuição da 2ª estrutura	89%	58%	51%	70%
Alcance da 2ª estrutura (N81E)	infinito	10000	1600	3500
Alcance da 2ª estrutura (N150E)	infinito	14000	5500	9000
Fácies do intervalo Beira Rio				
Fácies	Associação de fácies lacustres siliciclásticas profundas (AflSP)	Associação de fácies lacustres bioconstruídas de alta energia (AflBAE)	Associação de fácies lacustres mistas rasas (AflMR):	
Direção	horizontal	horizontal		
Modelo	esférico	esférico		
Efeito pepita	0%	8%	6%	
Contribuição da 1ª estrutura	12%	53%	81%	
Alcance da 1ª estrutura	1,90	1,55	2,50	
Contribuição da 2ª estrutura	88%	39%	13%	
Alcance da 2ª estrutura	infinito	1050	1900	

Quadro 7.4: Alcance dos semivariogramas para a variável proporção de fácies.

Fácies do intervalo Planar											
Fácies	LMT	ARNh	ARNhflaser	MUD	PCKga	GSTo	GSTga	LLH-C	LLH-S	SH-V	SH-C
Direção	horizontal			horizontal	horizontal	horizontal		horizontal	horizontal	horizontal	
Modelo	esférico			esférico	esférico	esférico		esférico	esférico	esférico	
Efeito pepita	0%			54%	8%	22%		18%	19%	20%	
Contribuição da 1ª estrutura	0%			0%	8	49%		0%	0%	0%	
Alcance da 1ª estrutura					500	180					
Contribuição da 2ª estrutura	100%			46%	85%	28%		82%	81%	80%	
Alcance da 2ª estrutura (N81E)	540			4000	3500	1700		500	1000	450	
Alcance da 2ª estrutura (N150E)					3500	1700		2000	1700	230	
Fácies do intervalo Beira Rio											
Fácies	LMT	ARNh	ARNhflaser	MUD	PCKga	GSTo	GSTga	LLH-C	LLH-S	SH-V	SH-C
Direção	horizontal		horizontal				horizontal				horizontal
Modelo	esférico		esférico				esférico				esférico
Efeito pepita	6%		61%				25%				40%
Contribuição da 1ª estrutura	17%		0%				52%				0%
Alcance da 1ª estrutura	1000						700				
Contribuição da 2ª estrutura	78%		39%				23%				60%
Alcance da 2ª estrutura	infinito		750				40000				2200

Para todas as fácies analisadas foi feita uma interpretação geológica para os resultados obtidos. Para os semivariogramas horizontais construídos para a fácies SH-C do intervalo Beira Rio interpretam-se três estruturas, uma para cada escala analisada. A primeira estrutura analisada é o efeito pepita, responsável por 9% da variância total. A segunda estrutura modelada fornece informações de que a fácies SH-C possui continuidade máxima de 1,1 metros. A partir desta distância o evento não é correlacionável. A terceira estrutura modelada fornece a distância máxima de correlação de 1000 metros (Figura 7.2). Na análise variográfica, é necessária a interpretação das três estruturas em conjunto, o que do ponto de vista geológico significa que a fácies SH-C apresenta continuidade lateral de 2,2 metros (duas vezes o alcance do semivariograma) dispersos com outras fácies dentro de uma extensão máxima de 2000. Notar que o semivariograma calcula na direção e não no sentido, por isso interpreta-se em termos de continuidade máxima o dobro da distância calculada.

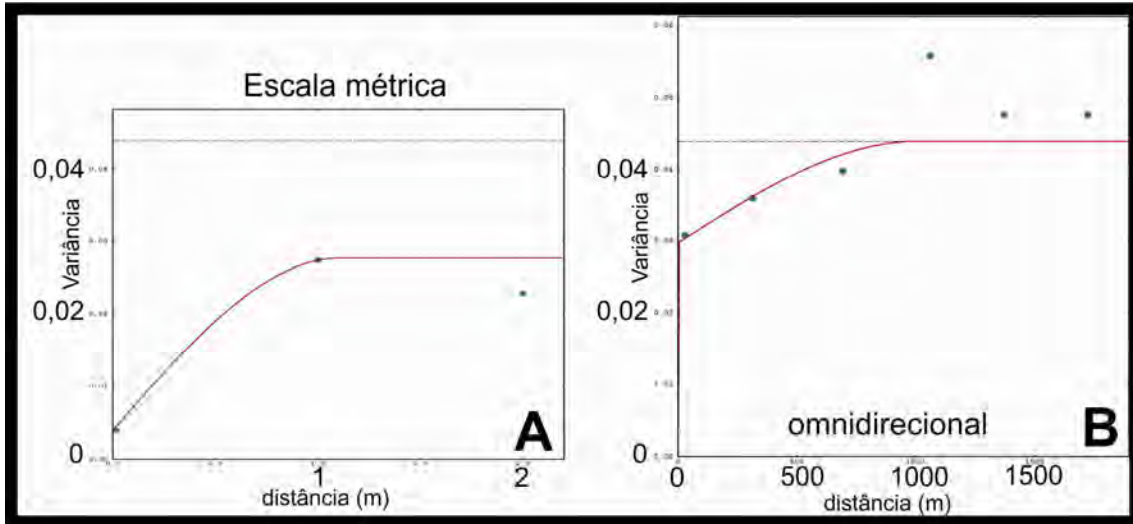


Figura 7.2: Semivariogramas horizontais para a fácies SH-C para o intervalo Beira Rio. **A)** análise na escala de poucos metros; **B)** análise omnidirecional (todas as direções).

Para o intervalo Planar foi possível calcular variogramas em duas direções (devido a disponibilidade de afloramentos). Estas diferenças nos alcances da terceira estrutura dos semivariogramas em diferentes direções sugerem que a geometria das fácies carbonáticas não seria simétrica, o que formaria corpos alongados na direção N150E.

A ocorrência de afloramentos expostos do intervalo Beira Rio é disperso, o que impossibilitou o cálculo dos semivariogramas em diferentes direções. Neste caso analisou-se o omnidirecional, ou seja, não importa qual a direção espacial que a variável varia o comportamento. Embora seja uma visão limitada, pode se concluir que a continuidade lateral destas fácies é menor do que a constatada para o intervalo Planar. Estes resultados indicam que no intervalo Beira Rio, devido ao maior espaço disponível, os estromatólitos tendem a crescer mais verticalmente do que lateralmente gerando biohermas isoladas. Já no intervalo Planar, o menor espaço vertical condiciona o crescimento destes organismos mais no sentido horizontal do que no vertical, gerando biostromas mais contínuos.

Para ilustrar este comportamento, especula-se que a geometria da fácies SH-C no intervalo Beira também seja assimétrica e alongada na direção noroeste-sudeste (Figura 7.3).

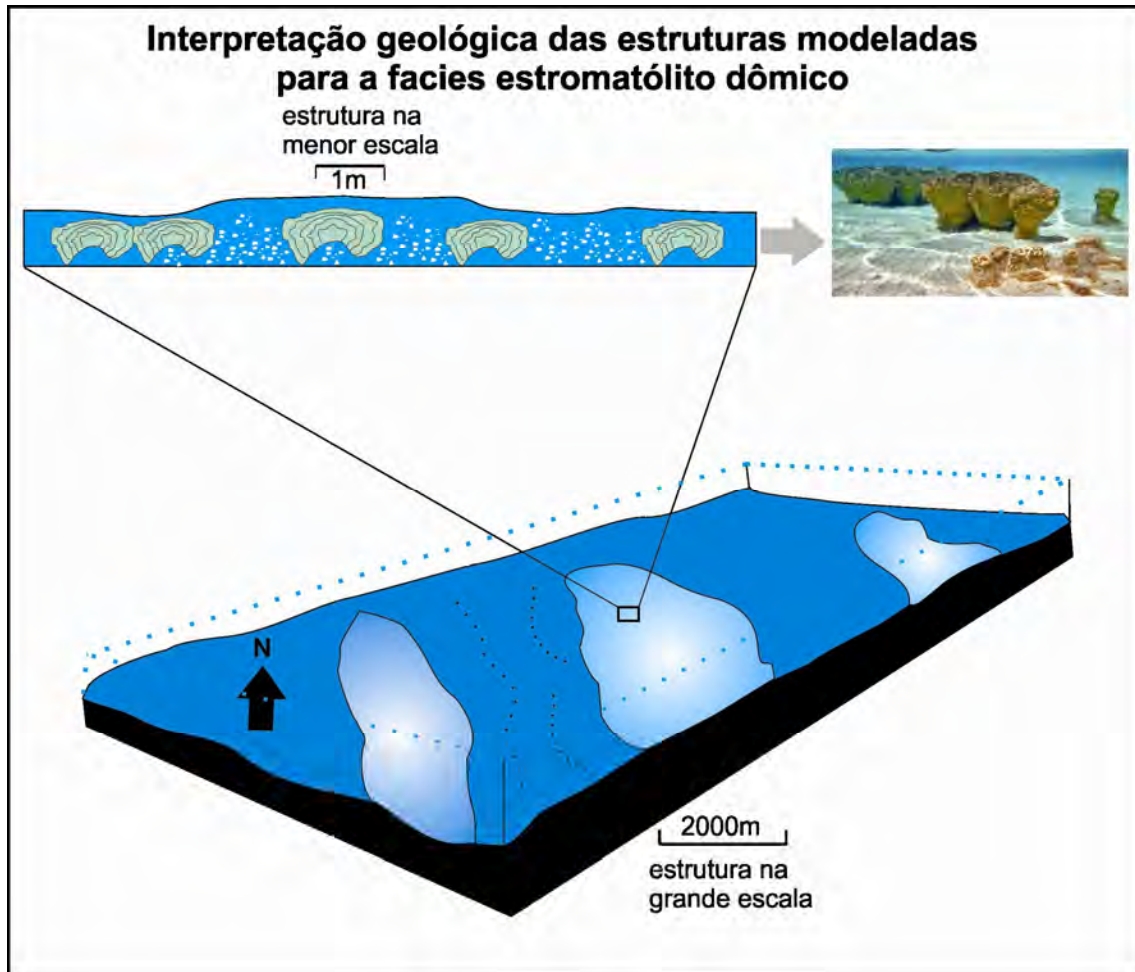


Figura 7.3: Modelo esquemático para representar a geometria da fácies SH-C no intervalo Beira Rio. Notar a influência da escala de trabalho nos resultados dos alcances dos semivariogramas da tabela 7.1. A morfologia da fácies corresponderia ao alcance de 1,10 metros e a distribuição areal dos hemisferóides se estenderiam até o alcance de 1000 m.

A variografia da fácies lamito (Figura 7.4) mostra grande continuidade lateral, mesmo para grandes distâncias (cerca de 4 km), extrapolando os limites da área. Por isso foi considerado que o alcance do variograma é infinito. Este fato respalda a interpretação da deposição dos lamitos estar associada a períodos chuvosos, quando o material fino trazido pelas chuvas se espalha pela superfície do lago e decanta, formando depósitos contínuos lateralmente.

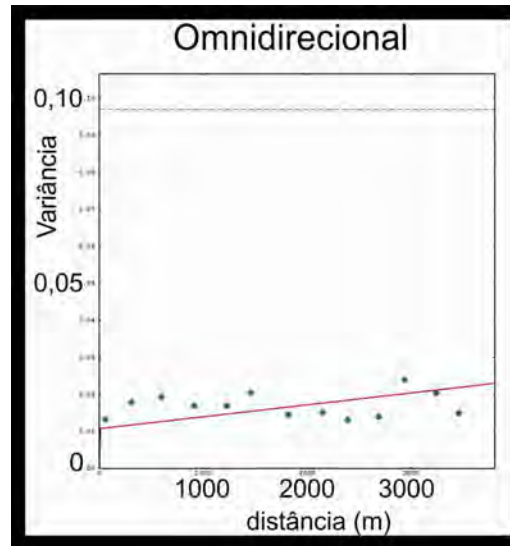


Figura 7.4: Semivariograma horizontal omnidirecional da fácies lamito para o intervalo Planar. Os pontos verdes são parte do semivariograma experimental e a linha vermelha o semivariograma modelado.

Para as outras fácies descritas é possível de se interpretar geometrias dos depósitos com base nos dados apresentados nas tabelas 7.1 a 7.4. O intervalo Planar possui as fácies MUD, PCKga, GSTo com corpos mais contínuos na direção N150E, enquanto para a fácies LLH-C a maior continuidade é na direção N80E. Já para a fácies LLH-S os dados apresentam a mesma continuidade nas duas direções. Conforme os condicionantes deposicionais descrito no capítulo 6, esta fácies se forma em pequena lâmina d'água, próximo à exposição. Embora a sua formação possa não ser síncrona em toda a área modelada, ela sempre ocorre antes da exposição. Assim, ela apresenta grande continuidade e sem direção preferencial.

Os semiariogramas verticais para arenito fino híbrido com acamadamento *flaser* formadas no intervalo Beira Rio mostra pequenos alcances verticais (0,15 m). Não foi possível obter correlação horizontal para esta fácies, o que pode ser interpretado como a influência das ondas serem restrita para algumas porções do lago devido a diferenças na paleogeografia ou ainda exista a possibilidade de que esta fácies foi erodida localmente por chegadas posteriores de areias.

Já para a fácies arenito fino híbrido, o alcance do semivariograma vertical ajustado para o intervalo Beira Rio foi de 0,5 m. O intervalo Planar não possui fácies ARNh ou ARNh*flaser*. A interpretação destes números sugere um maior aporte de siliciclásticos na bacia durante o período úmido de 3ª ordem. Maior volume de

chuva, maior descarga de sedimentos no lago, gerando depósitos de arenitos mais espessos. O semivariograma horizontal foi modelado com três estruturas, sendo a grande variabilidade atribuída à variação na menor escala (87% e 85% da variância total). A estrutura na maior escala possui variâncias muito altas, próximas a variância total. Por isso, o alcance de 1900m e 570m interpretados possui grandes incertezas.

As variáveis associação e proporção de fácies apresentam maior continuidade do que a constatada para a variável fácies (devido a redução da variância ao se calcular médias) e confirma a direção N150E como a de maior continuidade lateral.

Todas estas informações abordadas nesse capítulo serão utilizadas na construção dos mapas de entrada da modelagem *forward*.

9 MODELO DE PROCESSO DEPOSICIONAL E ESTRATIGRÁFICO (*FORWARD MODELING*)

9.1 Introdução

De uma forma geral, o trabalho da modelagem geológica consiste em prever fácies e geometrias em diferentes posições geográficas onde não se tem informações medidas. Tradicionalmente se usam técnicas estatísticas estocásticas para reproduzir os conhecimentos obtidos em laboratório e em afloramentos para testar modelos qualitativos sobre o comportamento da tectônica, sedimentologia, estratigrafia e diagênese.

Múltiplas realizações são criadas para cobrir todo o intervalo de incertezas possíveis, todavia, não permite evolução no entendimento dos processos envolvidos na formação do ambiente deposicional que as fácies são geradas. De uma forma simplificada, parte-se do conhecimento obtido em um ponto amostrado e se reproduz esta informação para a área estudada.

Os modelos estratigráficos *forward* surgem como uma possibilidade de se compreender, quantificar e simular processos físicos e biológicos que agiram por um intervalo de tempo para reproduzir a morfologia e estruturas internas dos corpos estratigráficos (WATNEY *et al.*, 1991).

Para que o resultado da simulação estratigráfica tenha significado geológico é necessário que todos os processos importantes na formação da fácies estudada sejam conceitualmente entendidos, adequadamente quantificados e simulados (WARRLICH, *et al.*, 2008). As interpretações diferenciadas que leva em consideração fatores distintos como o principal processo controlador de determinada geometria podem ser testados.

Alguns trabalhos foram publicados com diferentes algoritmos, para se obter revisões conceituais (PAOLA, 2000; WATNEY *et al.*, 1999), entender a ciclicidade em sistemas carbonáticos (READ *et al.*, 1986; GOLDHAMMER *et al.*, 1993), compreender o crescimento de recifes (CHAPPEL, 1980; BOSSCHER *et al.*, 1992), gerar modelos que levam em consideração produção carbonática, deposição siliciclástica e processos tectônicos na evolução de bacias (software SEDPAK de Kendall *et al.*, 1991a; software STRATA de Flemings *et al.*, 1996; software PHIL de Bowman *et al.*, 1999); comparar simulações com dados reais (BOSENCE *et al.*,

1994; EBERLI, *et al.*, 1994; EMMERICH *et al.*, 2003; WARRLICH, *et al.*, 2002; BITZER *et al.*, 2002; BURGUESS *et al.*, 2003; HUESSNER *et al.*, 2001; DUAN *et al.*, 2000; MATSUDA *et al.*, 1997).

O Dionisius[®] foi um software desenvolvido pelo Instituto Francês de Petróleo em 1992 para ser utilizado na simulação estratigráfica tridimensional de unidades sedimentares em escala de bacia. O principal resultado esperado é um modelo com detalhada distribuição de fácies e sua conseqüente geometria tridimensional, além da quantificação dos parâmetros físicos (subsidência, eustasia). O aspecto inovador deste modelo é: o uso das equações de transporte de sedimentos em escala de bacia através do modelo de difusão; o uso das leis de transporte físico; a quantificação das taxas de erosão e sedimentação de diferentes litologias (GRANJEON, 1997; GRANJEON *et al.*, 1999).

As últimas atualizações do software permitiram a criação de fácies carbonáticas *in situ*, o que ampliou as possibilidades de aplicação do método para áreas menores dentro da bacia e pequeno intervalo temporal. Em outras palavras, é possível simular ambientes em pequena escala horizontal e com maior resolução vertical, o que se aplica diretamente à geologia de reservatórios na indústria petrolífera. Por essas razões, esse software foi escolhido para testar a construção de um modelo estratigráfico da área estudada nesta dissertação.

9.2 Dados de Entrada

Os modelos *forward* podem ser definidos como uma simulação que utiliza de processos estratigráficos conhecidos para reproduzir medidas realizadas em campo a partir de parâmetros iniciais estipulados (CROSS, 1999; WATNEY *et al.*, 1999). Para o sucesso da simulação, os dados de entrada possuem importante papel e são oriundos de afloramentos, de trabalhos publicados, de análogos de depósitos carbonáticos recentes e de experimentos físicos.

Os dados de entrada discutidos detalhadamente a seguir são temporais e espaciais e foram utilizados na simulação apresentada na presente dissertação como parte da interpretação deposicional adotada para a área de estudo.

9.2.1 Intervalo temporal da simulação

A Sequência Balbuena IV foi depositada entre 63,4 e 62,3 Ma (HERNANDEZ *et al.*, 1999, MARQUILHAS *et al.*, 2007, PIMENTEL *et al.*, 2012 e possuem 24 ciclos de 5ª ordem (BENTO-FREIRE, 2012). Não há estudos que detalhem qual o tempo de deposição de cada seqüência. De uma forma simplificada, foi considerado neste trabalho que cada ciclo de 5ª ordem teve o mesmo tempo de deposição de 0,05 Ma. Nesta simplificação, o intervalo Planar, formado no período seco de terceira ordem, se depositou entre 63,0 Ma e 62,95 Ma e o intervalo Beira Rio, formado no período úmido de terceira ordem, se formou entre 62,6 Ma e 62,55 Ma. Neste período de tempo, foram divididos intervalos de 0,001 Ma como o menor tempo para se representar os processos estratigráficos (em outras palavras, o *time step* da simulação).

Também foi assumido que a curva de variação do nível freático em relação ao intervalo de tempo varia simetricamente, como foi apresentado na Figura 6.4. Isso implica na premissa que o tempo de subida e descida do nível relativo do lago é o mesmo. Idealmente as leis de geração de fácies pelo nível relativo do lago, energia da corrente e taxa de produtividade determinariam por quanto tempo haveria a geração de determinada fácies carbonática. Todavia, o software possui uma limitação de apenas se usar um mapa de produtividade por intervalo de tempo. Para resolver esta questão e inserir um mapa de produtividade para todas as fácies carbonáticas, foi determinado por quanto tempo determinado mapa seria usado.

Para o intervalo Planar a divisão de tempo foi de 0,025 Ma para a deposição da associação de fácies lacustres siliciclásticas profundas; 0,005 Ma para o mapa de produtividade da associação de fácies lacustres de bancos calcários; 0,015 Ma para a associação de fácies lacustres bioconstruídas de baixa energia; e o restante do tempo até a exposição para a associação de fácies palustres.

Para o intervalo Beira Rio a divisão de tempo foi de 0,025 Ma para a deposição da associação de fácies lacustres siliciclásticas profundas; 0,02 Ma para a associação de fácies bioconstruídas de alta energia (0,005 Ma para o mapa de produtividade dos grainstones e packstones e 0,015 Ma para a fácies SH-C); e o restante do tempo (0,005 Ma) até o início do novo ciclo para a associação de fácies lacustres mistas rasas.

A taxa de produtividade apresentada no item 8.2.6 é intrinsecamente

relacionada com o intervalo de tempo que o mesmo foi usado, ou seja, para formar um estromatólito de 0,4 m em um intervalo de tempo de 0,002 Ma é necessário uma taxa de produtividade de 200 m/Ma. Se duplicarmos o intervalo de tempo (0,004 Ma), a taxa de produtividade necessária para criar 0,4 m de estromatólito cairá pela metade (100 m/Ma).

9.2.2 Intervalo espacial de simulação

A área utilizada na simulação possui 4 km por 2,5 km de extensão e foi descrita no item 1.3 e mostrada na Figura 2.3. As células de simulação representam as informações medidas em escala métrica de afloramento, com dimensões de 50 m por 50 m.

9.2.3 Definição de fácies

Para estabelecer uma relação possível de ser usada na simulação *forward* foi necessário simplificar as fácies descritas no capítulo 5.

O software Dionisius simula a geração e transporte de grãos, que posteriormente formarão as fácies. Os grãos produzidos durante a simulação são divididos pela granulometria areia e argila com composição siliciclástica. Além de grãos carbonáticos não ligados durante a deposição e grãos carbonáticos ligados durante a deposição.

As fácies representadas no modelo são:

- Lamito: As células com proporção superior a 70 % de grãos com granulometria argila recebeu a sigla LAM.
- Arenito: As células com proporção superior a 70 % de grãos com granulometria areia recebeu a sigla ARNh.
- Arenito com acamamento *flaser*: As células com proporção superior a 70 % de grãos com granulometria areia e que foram retrabalhadas por ondas recebeu a sigla ARNh*flaser*.
- Grainstones e packstones: As células com proporção superior a 70 % de grãos carbonáticos não ligados durante a deposição receberam a sigla GST/PCK.
- Mudstone: As células com proporção superior a 70 % de grãos carbonáticos não ligados durante a deposição e formadas em lâmina d'água entre 1 a 4 metros

em ambiente de baixa energia recebeu a sigla MUD.

- SH-C: As células com proporção superior a 70 % de grãos carbonáticos ligados durante a deposição e formadas em lâmina d'água entre 2 a 4 metros.
- LLH-C: As células com proporção superior a 70 % de grãos carbonáticos ligados durante a deposição e formadas em lâmina d'água entre 1 a 2 metros.
- SH-V: As células com proporção superior a 70 % de grãos carbonáticos ligados durante a deposição e formadas em lâmina d'água entre 1 a 1.5 metros.
- LLH-S: As células com proporção superior a 70 % de grãos carbonáticos ligados durante a deposição e formadas em lâmina d'água entre 0 a 1 metro.

9.2.4 Paleorelevo

O paleorelevo inicial (topo da seqüência depositada anteriormente) foi estimada através da espessura entre o datum horizontalizado e o início da coluna medida nos afloramentos, o qual é a base das fácies lamito dos ciclos de 5^a ordem (figuras 6.7, 6.8 e 6.9). Foram testados dois datuns: a superfície de inundação máxima (SIM), como mostram as figuras 6.7 a 6.9 e a superfície de regressão máxima (SRM). Nas discussões dos resultados serão mostrados os motivos pelos quais o paleorelevo construído a partir do datum SRM não reproduziu a espessura da fácies lamito e por isso foi descartada essa possibilidade.

Com as medidas de espessura entre o *datum* e a base dos lamitos de cada um dos perfis sedimentológicos levantados nos afloramentos foi realizada uma simulação seqüencial gaussiana utilizando os variogramas mostrados no capítulo 7 para os intervalos Planar e Beira Rio com o objetivo de gerar mapas de paleorelevo. Os mapas de paleorelevo da Figura 8.1 estão em uma escala relativa, sendo o valor zero o ponto central da superfície exposta. Os pontos positivos são altos relativos e os pontos negativos são baixos relativos.

As diferenças de profundidade relativa entre os afloramentos do intervalo Planar era de 0,26 m e do intervalo Beira Rio de 3,85 m. A topografia deixada pelas fácies carbonática no período seco era mais contínua, característica da própria geração da fácies microbiana discutida no capítulo 6. De forma geral, as fácies carbonáticas agradam verticalmente até a exposição, ocupando todo o espaço disponível para um ponto da bacia. Se ainda restar espaço em outro local da bacia as fácies continuam progredindo e preenchendo o espaço até a exposição. Como

resultado tem se um relevo resultante com pequenas diferenças de paleorelevo para períodos secos com pequena lâmina d'água no lago (Figura 8.1).

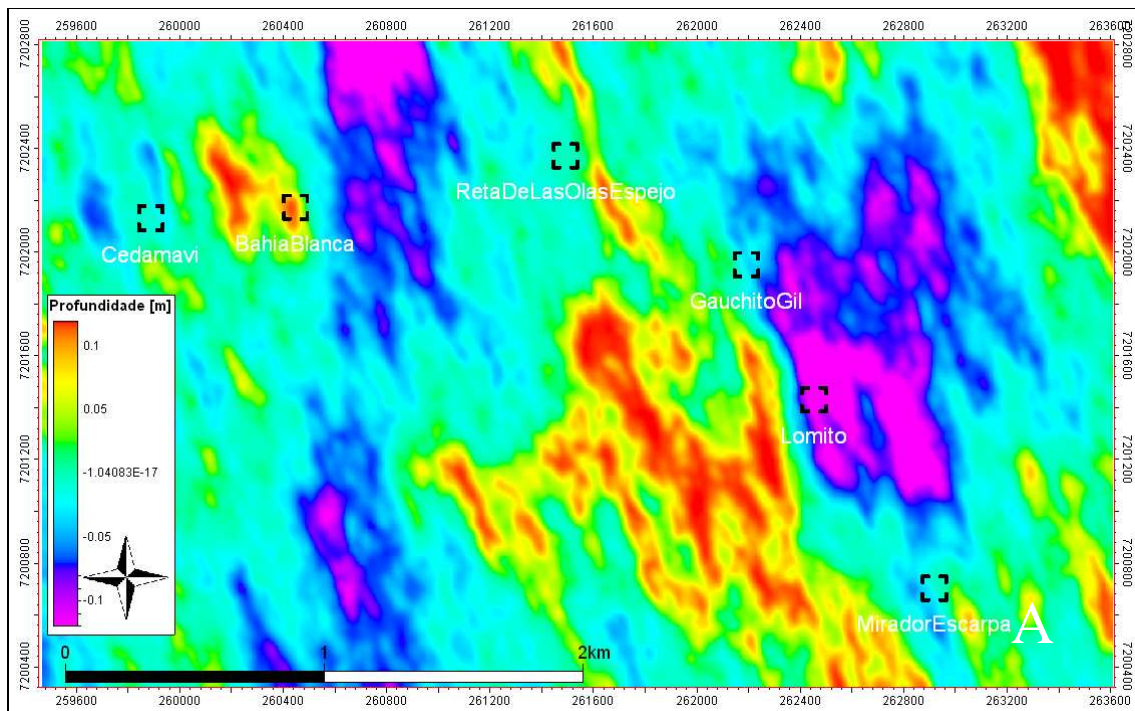


Figura 8.1: Mapa do paleorelevo em profundidade relativa para o intervalo Planar. Notar que a diferença de profundidade entre os pontos no intervalo Planar era de 0,26 m.

O paleorelevo para o período úmido do intervalo Beira Rio com fácies SH-C deixaria um relevo irregular, com maior diferença topográfica. As biohermas construídas pela fácies SH-C tendem a ser localizados e não contínuas, como mostra a Figura 8.2.

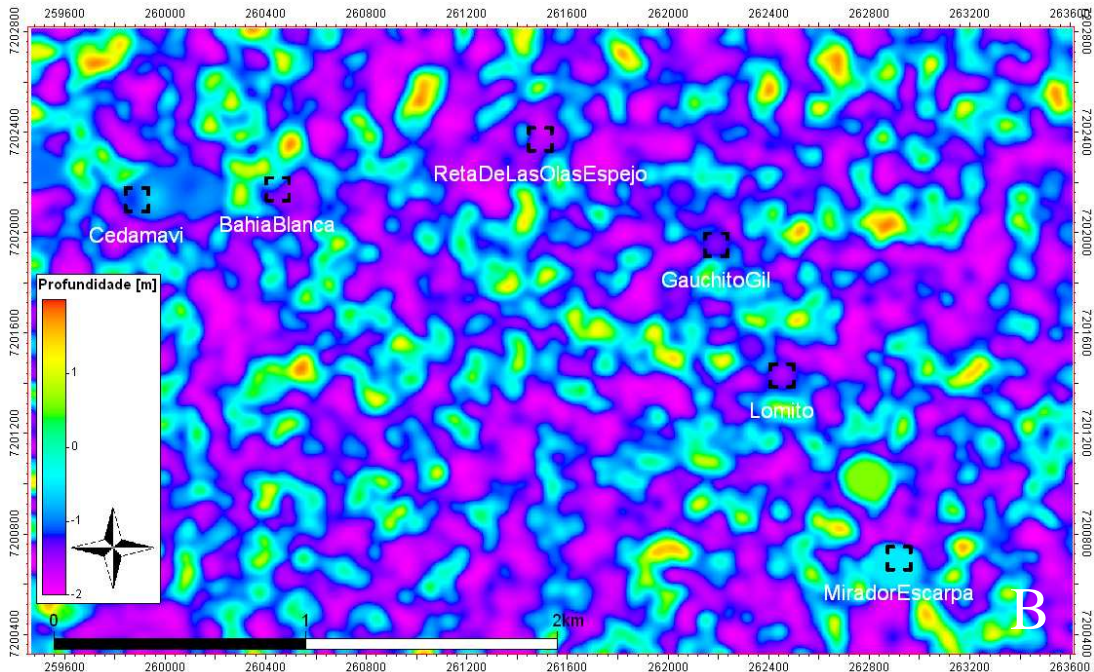


Figura 8.2: Mapa do paleorelevo em profundidade relativa para o intervalo Beira Rio. Notar que a diferença de profundidade entre os pontos no intervalo Beira Rio são de 3,85 m.

9.2.5 Espaço disponível

No programa Dionisius, o espaço disponível pode ser controlado pelo nível do lago, pela subsidência ou ainda por compactação diferencial durante as rodadas. Para este modelo foi considerada uma pequena subsidência de 2 m por Ma. Assim sendo, para o intervalo temporal estudado, o valor absoluto de subsidência seria de 0,1 m. Assumiu-se este baixo valor de subsidência pelo fato da seqüência ter se depositado em ambiente tectônico *sag* (HERNANDEZ *et al.*, 1999, MARQUILHAS *et al.*, 2007 e BENTO-FREIRE, 2012), em que não se espera grandes subsidências termais ou mecânicas.

Não foi considerada compactação diferenciada nas simulações, embora seja possível de ocorrer.

O nível do lago era o principal controlador do espaço disponível para as seqüências estudadas. As curvas mostradas nas figuras 6.4 e 6.6 foram usadas como variações ocorridas no intervalo simulado. O diferencial entre as curvas de variação do nível do lago dos dois intervalos é o seu valor absoluto atingido no momento da SIM, enquanto o Intervalo Planar (período de grande durante a deposição seca da seqüência de 3ª ordem) alcançava valor máximo de 2m o

intervalo Beira Rio atingia 10 m.

As discussões sobre o modelo de variações de fácies com o paleorelevo tanto na alta frequência (ciclos de 6ª ordem) quanto na menor frequência (ciclos de 5ª ordem) foi aplicado como lei para a geração das fácies.

9.2.6 Taxas de sedimentação

Para a sedimentação siliciclástica, é necessário informar as direções das áreas fontes e a quantidade de sedimento trazido para o centro do lago. Neste caso, foram consideradas duas áreas fontes, uma de oeste e outra de norte. A Dorsal Salto-Jujeña localizava-se a norte da área e a borda do lago mais próximo da área estudada era a oeste (HERNANDEZ *et al.*, 1999). A quantidade de argila transportada para a área de estudo foi assumida com valores de 0,01 Km³/Ma para o intervalo Planar e 0,38 Km³/ Ma para o intervalo Beira Rio. Interpreta-se que a área estudada estava localizada no centro do lago e o fluido que transportava a argila era diluído.

A erosão foi simulada com taxas constantes de 50 m/Ma tanto por processos de dissolução como por processo de erosão mecânica, de acordo com a granulometria do grão. Este valor é o mesmo constatado para a taxa de erosão média dos carbonatos marinhos recentes da Bahamas (WHITAKER, 2008). Se a tensão cisalhante é maior do que o tamanho do grão (tensão cisalhante crítica), o sedimento será transportado em função da corrente, ondas e inclinação do substrato. Os sedimentos de maior tamanho serão transportados por rolamento (*bed load*) enquanto os finos seguirão a direção das ondas e correntes (*suspended load*). A deposição ocorrerá nas áreas onde a tensão cisalhante for menor do que a tensão crítica.

A taxa de produção carbonática é variável com a profundidade da lâmina d'água, conforme mostram as figuras 8.3 a 8.6. Os valores utilizados estão dentro do range descrito na literatura. A fábrica carbonática tropical possui taxa de sedimentação de 10.000 m/Ma quando se usa a média para intervalos de tempo de 1.000,0 anos e esta diminui linearmente para taxas de 10 m/Ma quando a taxa é utilizada para o intervalo de tempo na escala de 10.000.000,0 anos (SCHLAGER, 1999).

As taxas variam muito entre os depósitos conhecidos: recifes marinhos com

taxas de 3000 m/Ma (SCHLAGER, 1992, bancos oolíticos marinhos com taxas de 2000 m/Ma (ENOS, 1991), interior de plataforma marinha com taxas de 500 m/Ma (DEMICCO *et al.*, 2002), depósitos de recifes marinhos do pacífico com taxas de 60 a 8200 m/Ma; estromatólitos de Shark Bay do recente com taxas de 15,0 a 3000,0 m/Ma (JAHNERT, 2012), depósitos do lago Arenosee com taxa de 3000,0 a 9000,0 m/Ma (WHITAKER, 2008).

Os valores de produtividade foram variáveis para cada perfil levantado, no mesmo intervalo estratigráfico (correlatos estratigráficos). Por isso, foi necessário a construção de mapas de produtividade para as associações de fácies AfLBC, AfLBAE (neste caso foram construídos mapas separados para a fácies SH-C das fácies GSTga/PCKga) e AfLBBE (figuras 8.3, 8.4, 8.5 e 8.6, respectivamente).

Para a confecção dos mapas de produção carbonática foram utilizados os alcances dos variogramas descritos no capítulo 7 e escolhida uma realização da simulação seqüencial gaussiana. Não foi utilizado algoritmo que permita o uso de tendência para a construção destes mapas. Como já comentado no item 8.2.1, os valores absolutos de produtividade estão relacionados com o tempo de deposição. Como os valores utilizados nas simulações estão dentro do intervalo de produtividade descritos na literatura, assumiu-se que o tempo escolhido foi adequado.

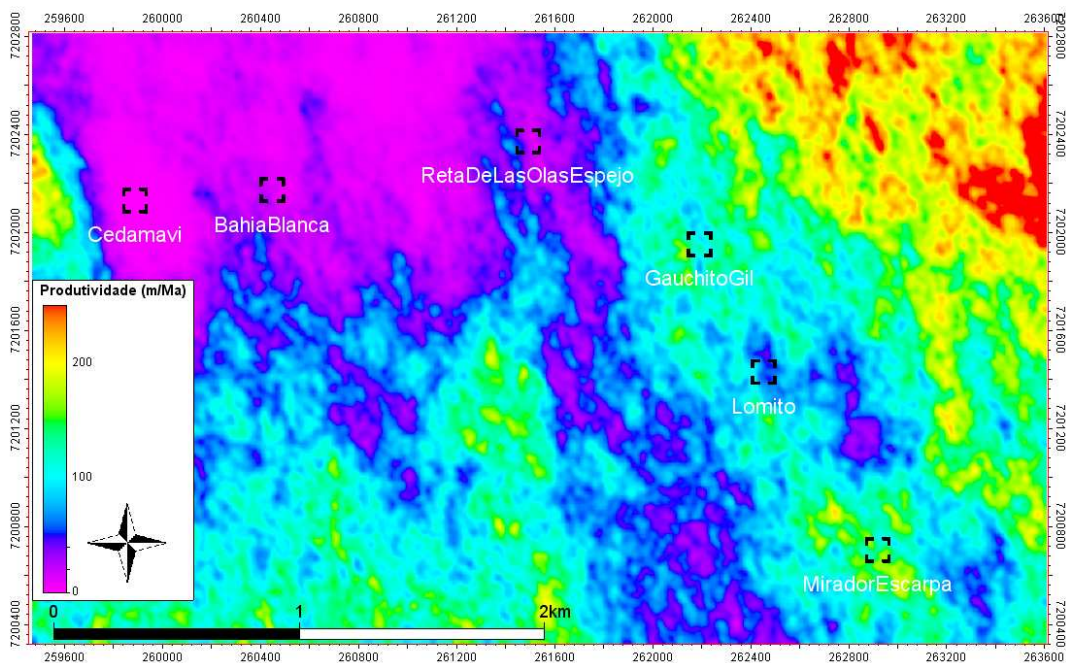


Figura 8.3: Mapa de produtividade da associação de fácies AfLBC para o intervalo Planar em metros por milhão de anos.

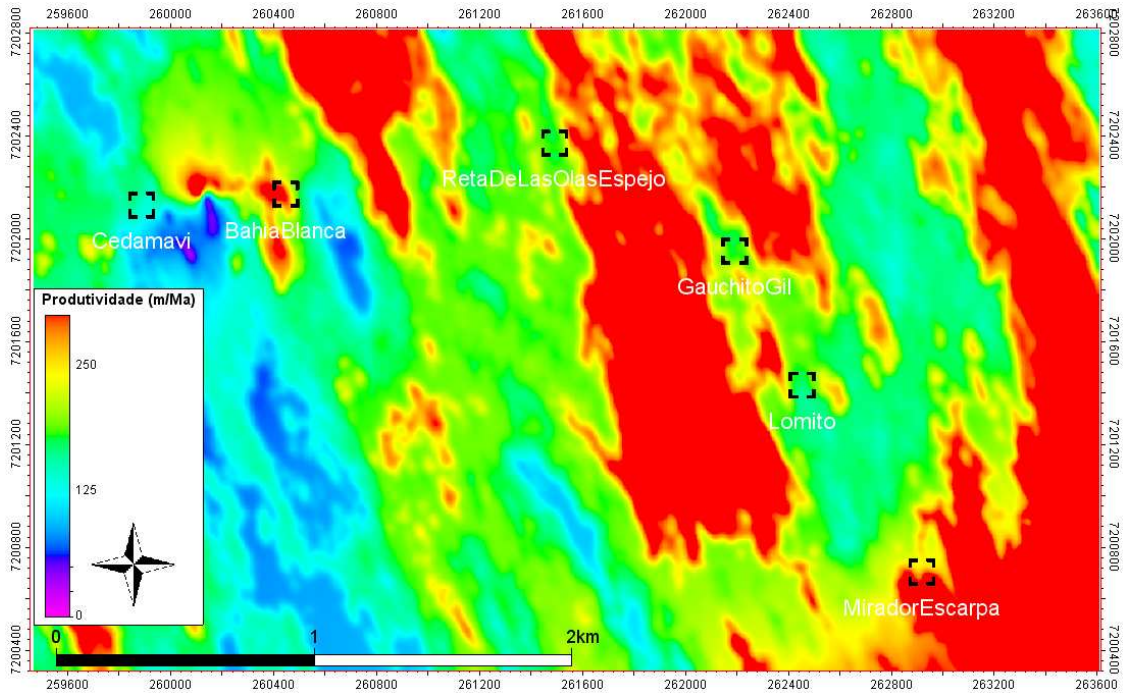


Figura 8.4: Mapa de produtividade das fácies GST/PCK, integrante da associação de fácies AflBAE para o intervalo Beira Rio em metros por milhão de anos.

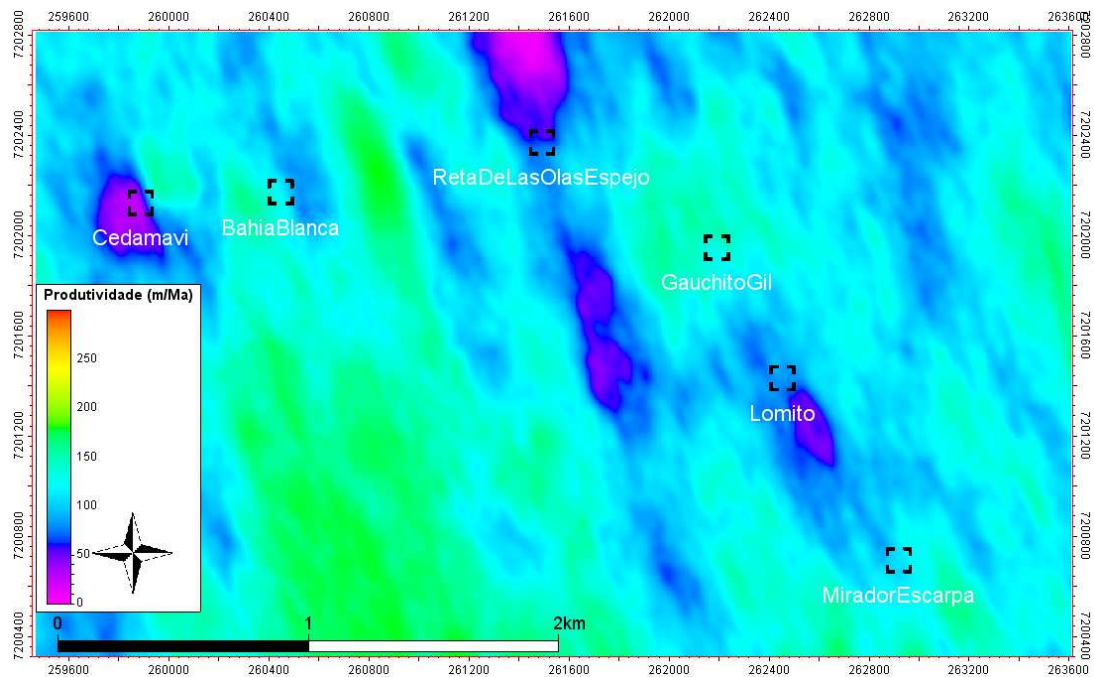


Figura 8.5: Mapa de produtividade da associação de fácies AflBBE para o intervalo Planar em metros por milhão de anos.

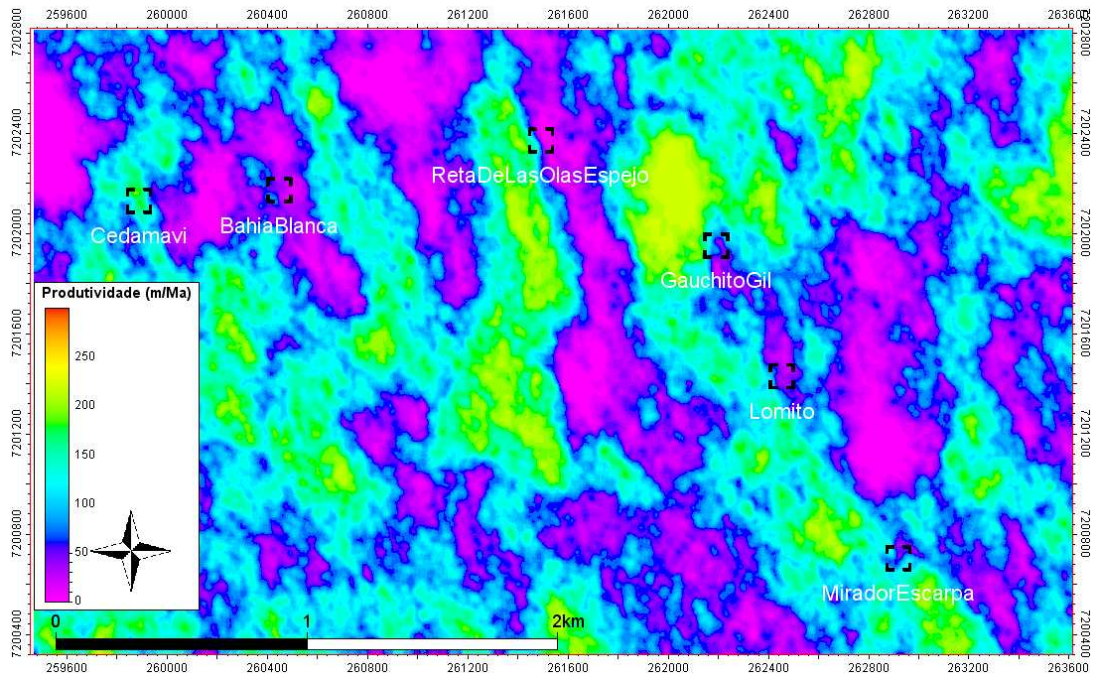


Figura 8.6: Mapa de produtividade das fácies SH-C, integrante da associação de fácies AfLBAE para o intervalo Beira Rio em metros por milhão de anos.

9.2.7 Direção do fluxo

Os dados de crista de marcas onduladas foram coletados durante as atividades de campo (figuras 8.7 A e B) e trabalhados conforme descrito no item 2.4.2. A direção do fluxo (90° da direção das cristas e rotacionados para o plano horizontal) foi usada como fonte de informações para a direção da corrente a ser utilizada na simulação. Notar que o resultado obtido é uma linha de direção de deslocamento do fluxo, sem informações do sentido da mesma, ou seja, 10° ou 190° (azimute) informam a mesma direção. Outro ponto relevante e não corrigido no presente trabalho é o deslocamento horizontal causado por possíveis dobramentos e falhas de empurrão. A rotação utilizada foi sob o próprio eixo do acamamento.

A análise dos dados para o intervalo Planar mostra predomínio de direção do fluxo a 10° - 190°, embora alguns afloramentos também apresentem a direção 150° - 330° (Figura 8.8). Nas simulações foram utilizadas duas direções de correntes, com maior frequência de ocorrência na direção com maior número de medidas (10° - 190°).



Figura 8.7: (A) Foto da camada, vista de cima) da fácies GSTga em que pode ser analisado as cristas das marcas onduladas. Afloramento Ensenada de los Peces, intervalo Beira Rio; (B) Foto em perfil da fácies GSTo em que pode ser analisado as marcas onduladas. Afloramento Finca Del Retiro Bajo, intervalo Planar.

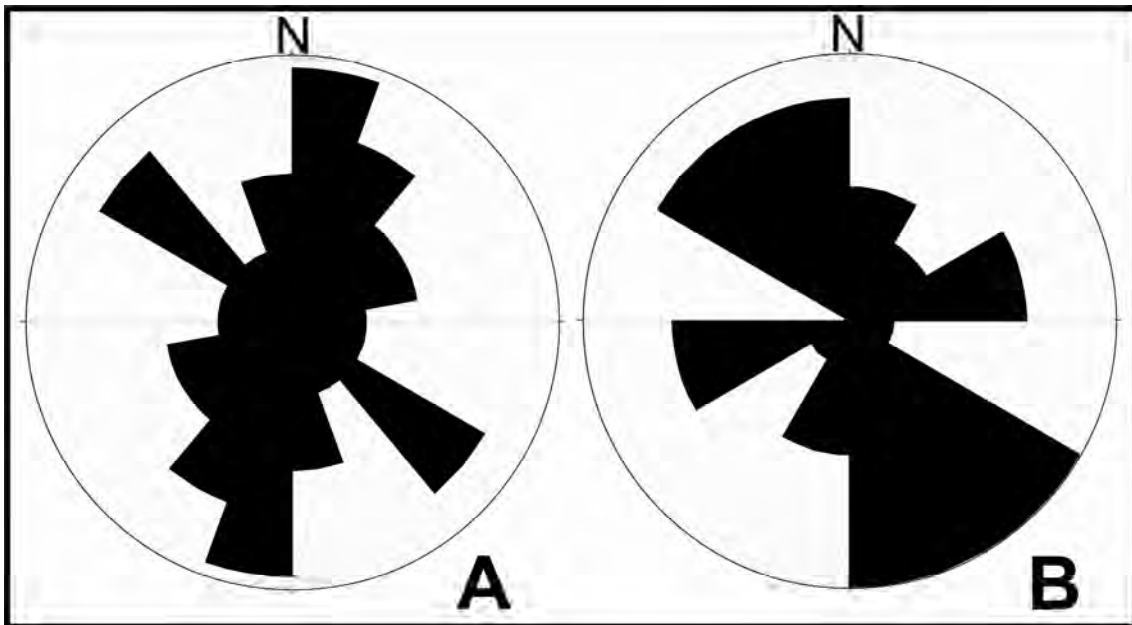


Figura 8.8: Diagrama de roseta com dados de direção do fluxo para A) 26 medidas no intervalo Planar; B) 20 medidas no intervalo Beira Rio.

Para o intervalo Beira Rio foram constatadas duas direções preferenciais de paleocorrentes, $75^{\circ} - 255^{\circ}$ e $150^{\circ} - 330^{\circ}$ (Figura 8.8). Análises da posição geográfica mostram que os afloramentos a oeste (entre Cedamavi e Bahía Blanca) possuem direção preferencial $150^{\circ} - 350^{\circ}$ enquanto os afloramentos a leste (entre Gauchito Gil e Mirador Escarpa) possuem direção preferencial $75^{\circ} - 255^{\circ}$ (Figura 8.9). As duas direções constatadas também foram usadas nas simulações.

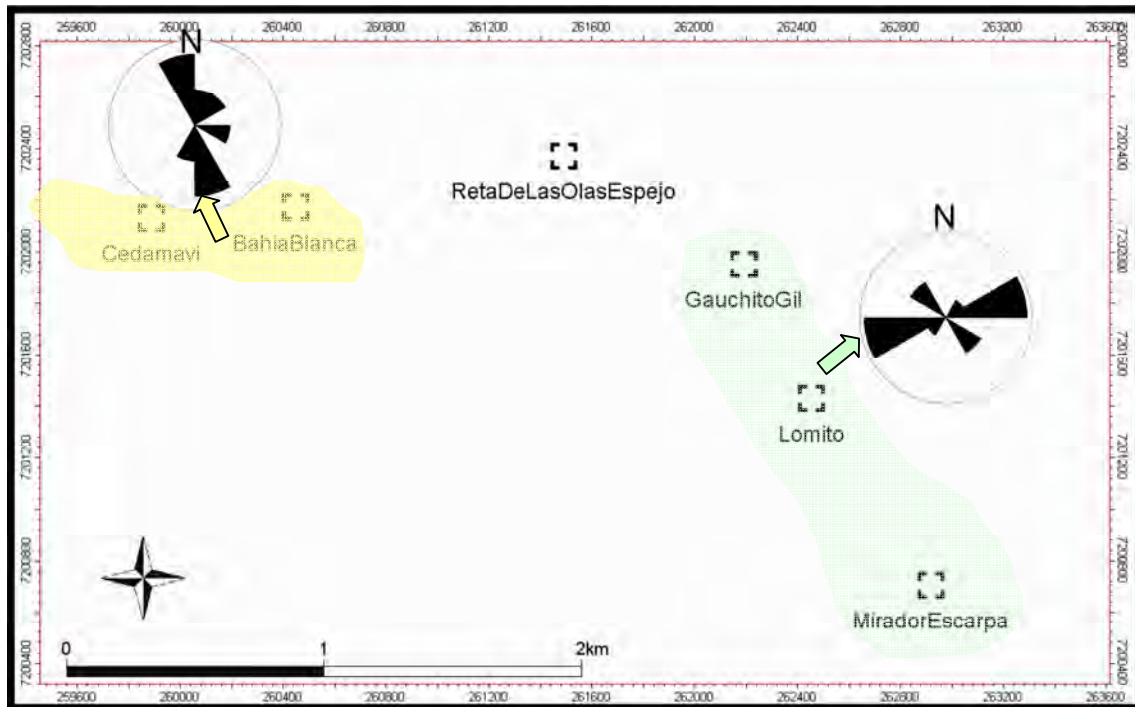


Figura 8.9: Mapa com diagramas de roseta para paleocorrentes medidas nos afloramentos a oeste com direção preferencial 150° - 330° e a leste com direção 75° - 255° .

9.3 Resultados

Os resultados apresentados referem-se ao melhor ajuste encontrado na comparação com os dados medidos em afloramentos. Os modelos de fácies obtidos para o intervalo Planar e Beira Rio são mostrados nas figuras 8.10 e 8.11, respectivamente. O posicionamento geográfico dos afloramentos usados como controle de qualidade dos resultados da simulação são mostrados como linhas verticais nas figuras 8.10 e 8.11 e a comparação entre simulado e constatado são mostrados nas figuras 8.12 e 8.13. O controle de qualidade do ajuste obtido com os dados medidos é feito de forma visual. As discussões e comentários referentes às simulações serão apresentados no item 8.4.

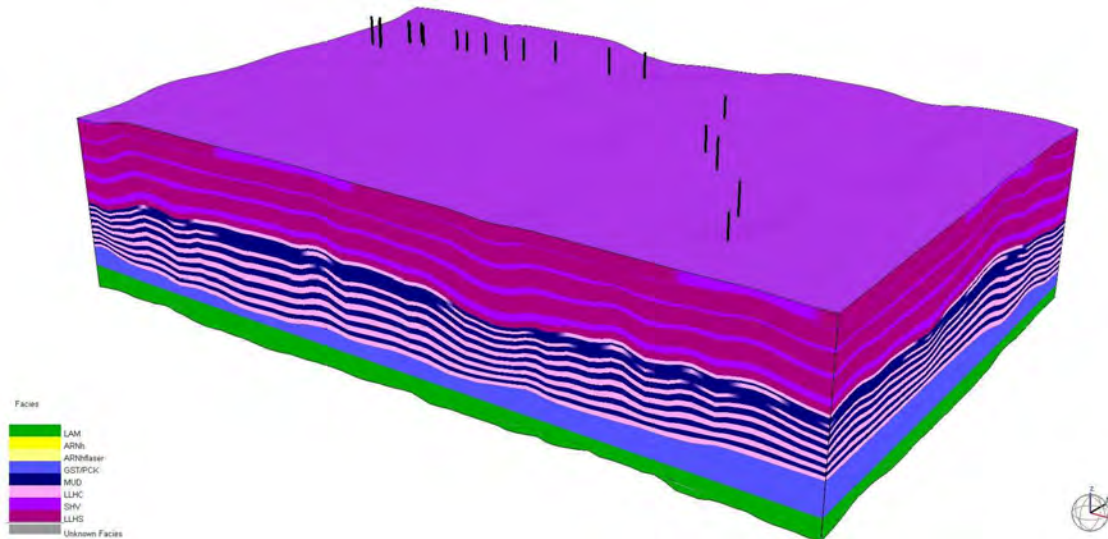


Figura 8.10: Modelo tridimensional de fácies para o intervalo Planar. Os pontos de controle são marcados com linhas verticais. As principais fácies simuladas são lamito (LAM), grainstones e packstones (GST/PCK), mudstones (MUD), estromatólitos colchete (LLH-C), estromatólitos baixa curvatura (LLH-S), estromatólitos colunares (SH-V).

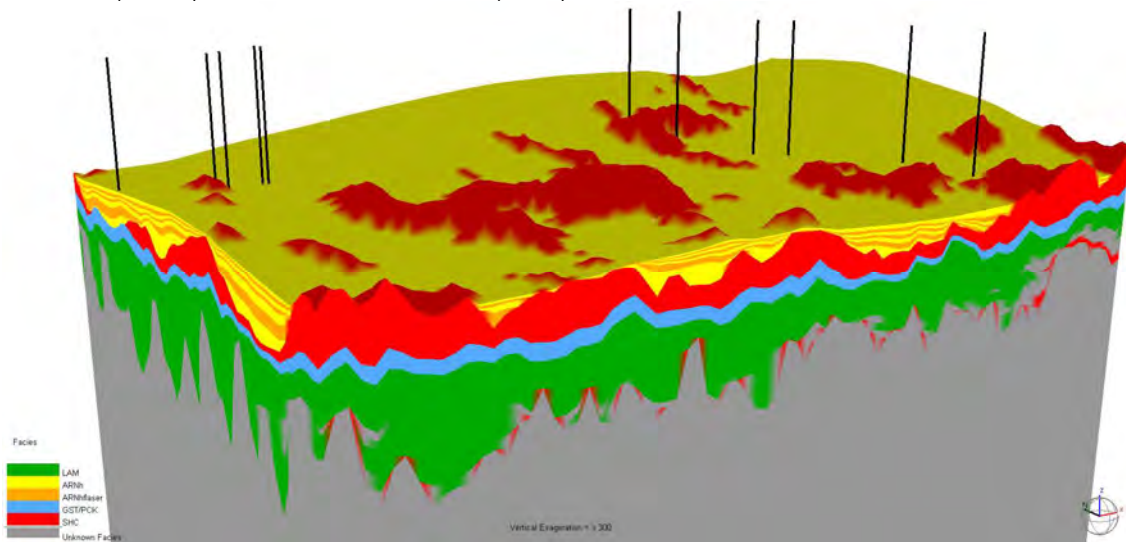


Figura 8.11: Modelo tridimensional de fácies para o intervalo Beira Rio. Os pontos de controle são marcados com linhas verticais. As principais fácies simuladas são lamito (LAM), grainstones e packstones (GST/PCK), estromatólitos dômicos (SH-C), arenito híbrido (ARNh) e arenito híbrido com acamamento flaser (ARNhflaser).

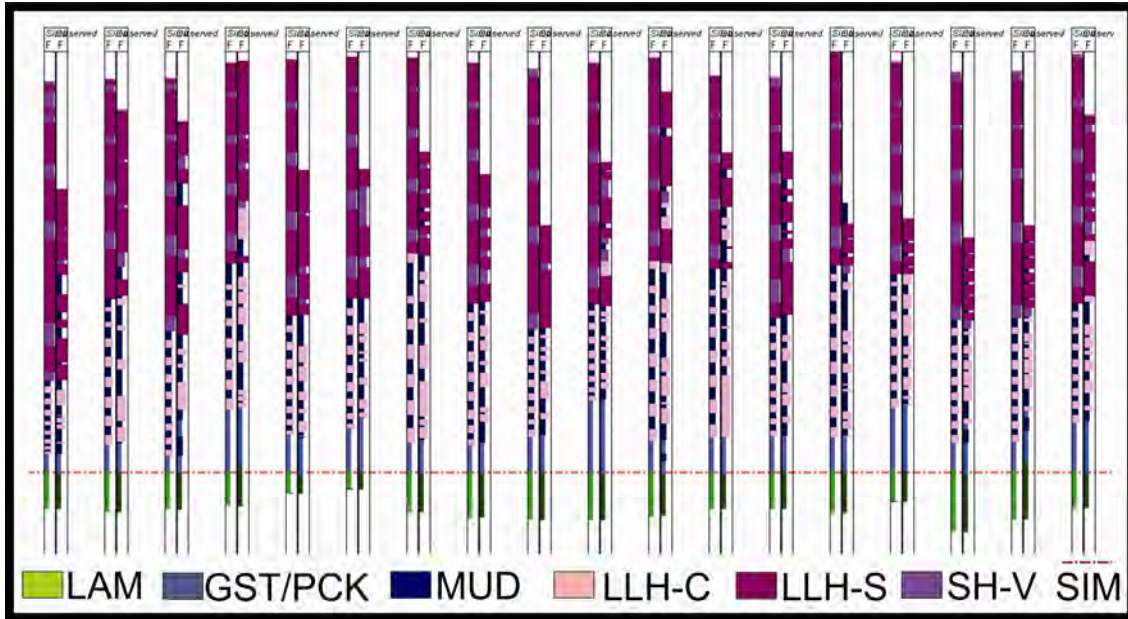


Figura 8.12: Controle de qualidade das simulações realizadas para o intervalo Planar. O datum utilizado foi a superfície de inundação máxima (linha vermelha). As principais fácies simuladas são lamito (LAM), grainstones e packstones (GST/PCK), mudstones (MUD), estromatólitos colchete (LLH-C), estromatólitos baixa curvatura (LLH-S), estromatólitos colunares (SH-V). Na coluna da esquerda estão os resultados da simulação e na da direita estão os dados medidos nos afloramentos.

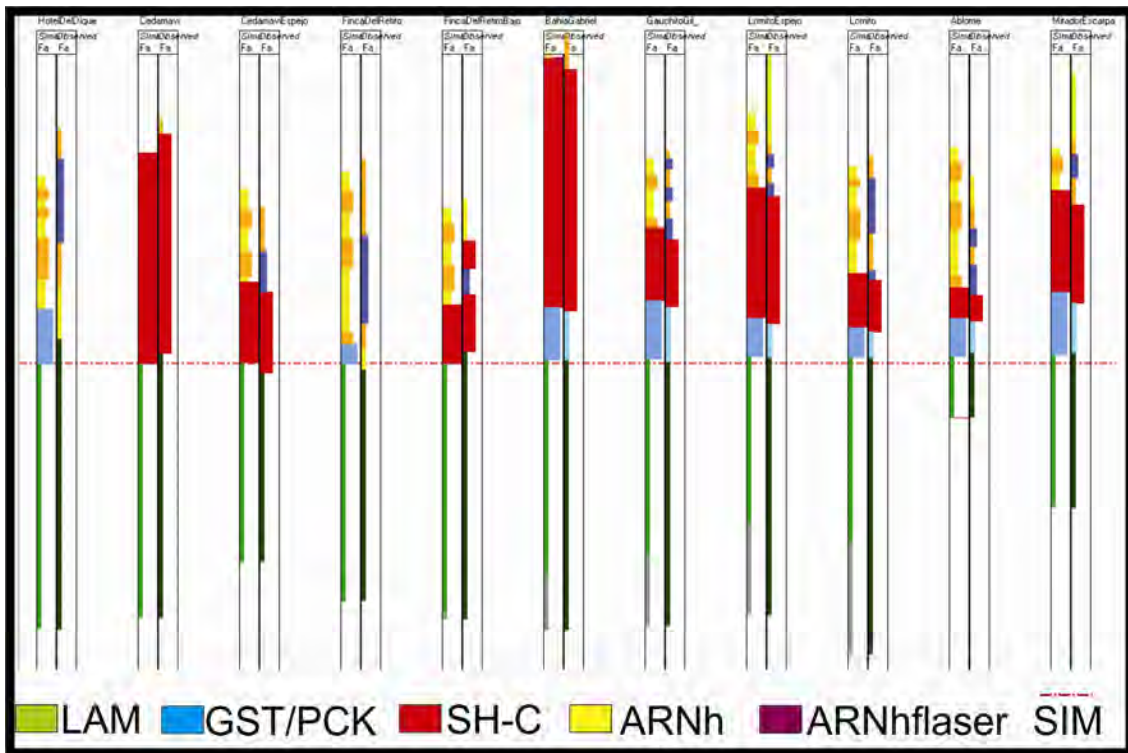


Figura 8.13: Controle de qualidade das simulações realizadas para o intervalo Beira Rio. O datum utilizado foi a superfície de inundação máxima (linha vermelha). As principais fácies simuladas são lamito (LAM), grainstones e packstones (GST/PCK), estromatólitos dômicos (SH-C), arenito híbrido (ARNh) e arenito híbrido com acamamento flaser (ARNhflaser). Na coluna da esquerda estão os resultados da simulação e na da direita estão os dados medidos nos afloramentos.

Nas simulações *forward* é possível acompanhar a evolução no desenvolvimento das fácies durante o intervalo de tempo estudado (figuras 8.14 e 8.15). Nas imagens das figuras 8.14 e 8.15, o plano azul é a projeção do nível do lago e o espaço disponível é a distância entre o referido plano e o fundo do lago. O nível relativo do lago para cada momento é representado na porção superior esquerda das referidas figuras.

Os resultados modelados para os intervalos Planar e Beira Rio estão alinhados com as discussões de ambiente deposicional e estratigrafia de seqüências do capítulo 6 e das curvas de variação de fácies com o nível relativo do lago na altíssima freqüência mostrados nas figuras 6.6 e 6.7. O início da deposição do intervalo Planar ocorreu em 63,0 Ma (Figura 8.13A) sob um paleorelevo herdado no final da deposição da seqüência anterior e discutido no item 8.2.4. Com o aumento do nível do lago provavelmente causado por chuvas, houve transporte de argila para o centro do lago, com predomínio de processos de decantação e geração da fácies lamito, até 62.975 Ma. Após o nível do lago atingir a altura máxima, na posição da superfície de inundação máxima da Figura 6.6, diminui a chegada de argila e as condições ambientais ficam propícias para a instalação de uma plataforma carbonática. Neste período depositam os bancos de grainstones e packstones (Figura 8.13C) em uma lâmina d'água ainda alta. Neste tempo, o nível do lago inicia uma tendência de queda, com oscilações na alta freqüência e a deposição das fácies LLH-C nas posições relativamente mais rasas e de MUD nas posições mais profundas (figuras 8.14 D a F). O espaço disponível vai sendo preenchido predominantemente por agradação e, em alguns pontos da bacia, como mostra a Figura F, o MUD já depositado em um nível mais alto na alta freqüência (Figura E) é exposto. Naquele intervalo de tempo ocorre deposição de fácies LLHC nas posições relativamente mais profundas que estão submersas e ainda tem espaço disponível para o seu desenvolvimento. As últimas fácies a serem depositadas são LLH-S e SH-V (figuras 8.14 G e H), sendo a que ocorre em menores lâminas d'água a fácies LLH-S, até culminar com a exposição de toda a área e o término do intervalo modelado.

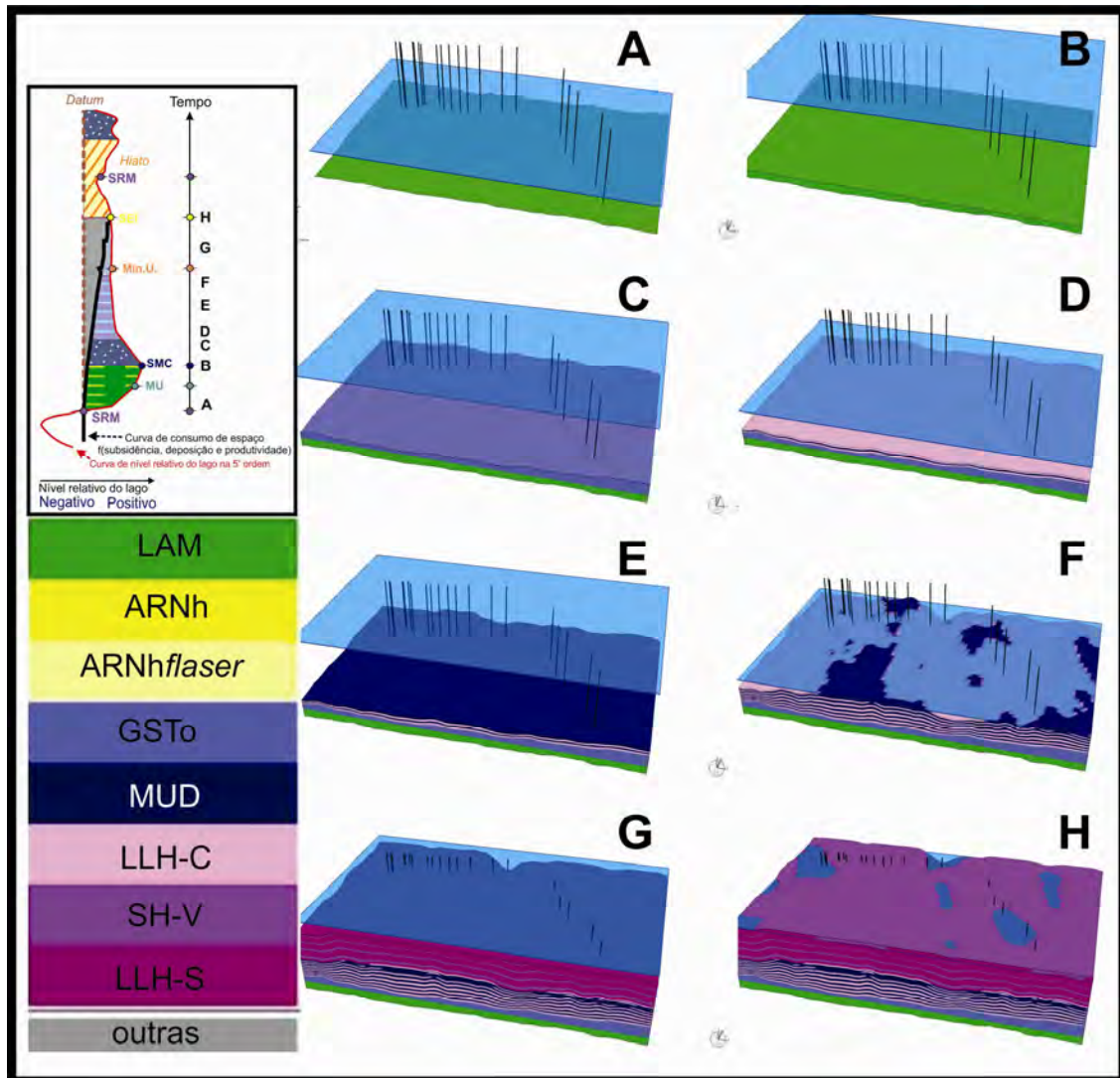


Figura 8.14: Resultados modelados para o intervalo Planar. O plano azul é a projeção do nível do lago. O espaço disponível é a distância entre o plano azul e o fundo do lago. As linhas verticais são as posições dos afloramentos. A curva de variação do nível do lago com o tempo mostra a posição de cada momento representado: **A)** Início da deposição em 63,0 Ma; **B)** deposição da fácies lamito. **C)** Deposição dos bancos de grainstones e packstones; **D, E e F)** Deposição das fácies LLH-C nos níveis mais baixos da curva e de MUD nos níveis mais altos da curva. **G e H)** Deposição das fácies LLHS e SHV.

O início da deposição do intervalo Beira Rio ocorreu em 62,6 Ma (Figura 8.15A) sob um paleorelevo herdado no final da deposição da seqüência anterior e discutido no item 8.2.4. Novamente o aumento do nível do lago causado por chuvas e conseqüente transporte de argila para o lago favorecem a geração da fácies lamito até 62.575 Ma.

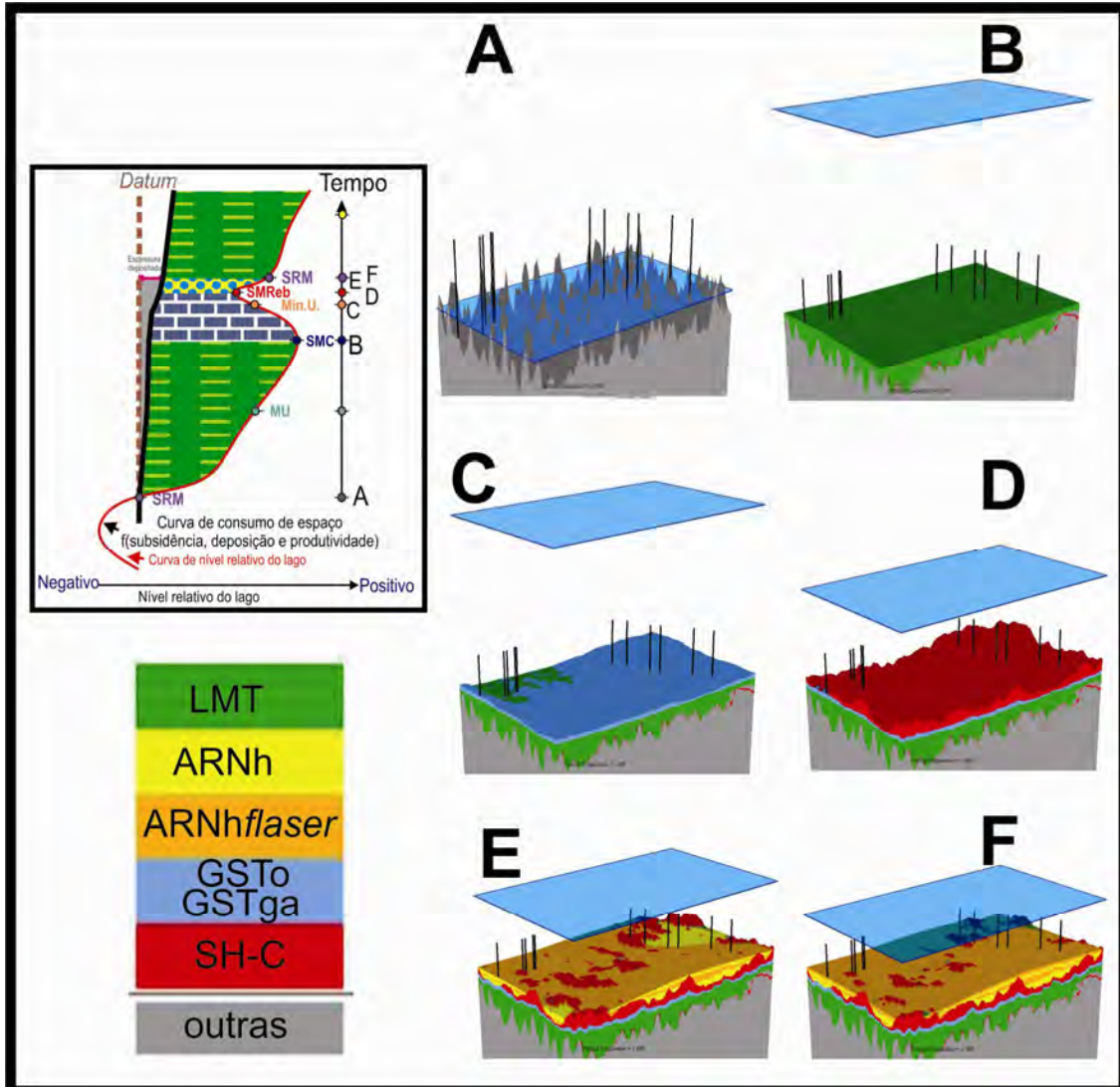


Figura 8.15: Resultados modelados para o intervalo Beira Rio. O plano azul é a projeção do nível do lago. O espaço disponível é a distância entre o plano azul e o fundo do lago. As linhas verticais são as posições dos afloramentos. A curva de variação do nível do lago com o tempo mostra a posição de cada momento representado: **A)** Início da deposição em 62,6 Ma; **B)** deposição da fácies lamito. **C-** Deposição dos bancos de grainstones e packstones; **D)** Deposição das fácies SH-C. **E e F)** Deposição das fácies ARNh nas porções mais profundas fora de ação de ondas e ARNhflaser nas menores lâminas d'água sob ação de ondas.

Como já explicado para o intervalo Planar, após a posição da superfície de inundação máxima da Figura 6.6, diminui a chegada de argila e as condições ambientais ficam propícias para a instalação da fábrica carbonática. Neste período depositam os bancos de grainstones de grãos agregados e packstones (Figura 8.15C) em uma lâmina d'água alta. Neste tempo, o nível do lago inicia uma tendência de queda e ocorre a deposição das fácies SH-C (Figura 8.15 D). Já no início da subida, ocorre a chegada de areia ao centro do lago, as quais marcam a

formação das fácies ARNh e os grãos que foram retrabalhados por ondas geraram a fácies ARNh \backslash laser (figuras 8.15 E e F). A chegada da primeira argila marca o fim do intervalo estudado na posição da superfície de regressão máxima, que foi considerada nesta dissertação como limite de seqüências.

A comparação da profundidade que todas as fácies foram geradas nas duas seqüências analisadas é mostrada na Figura 8.16. Não foram usadas as mesmas escalas de cor nos dois blocos diagramas para ressaltar o detalhe de cada seqüência. O intervalo planar mostra valores máximos de 2 m enquanto o intervalo Beira Rio aproxima-se de 10 m. De uma forma geral, as maiores profundidades estão no topo da fácies lamito (coerente com a superfície SIM), com diminuição gradual até o final da seqüência que no caso do intervalo Planar, é marcada por exposição.

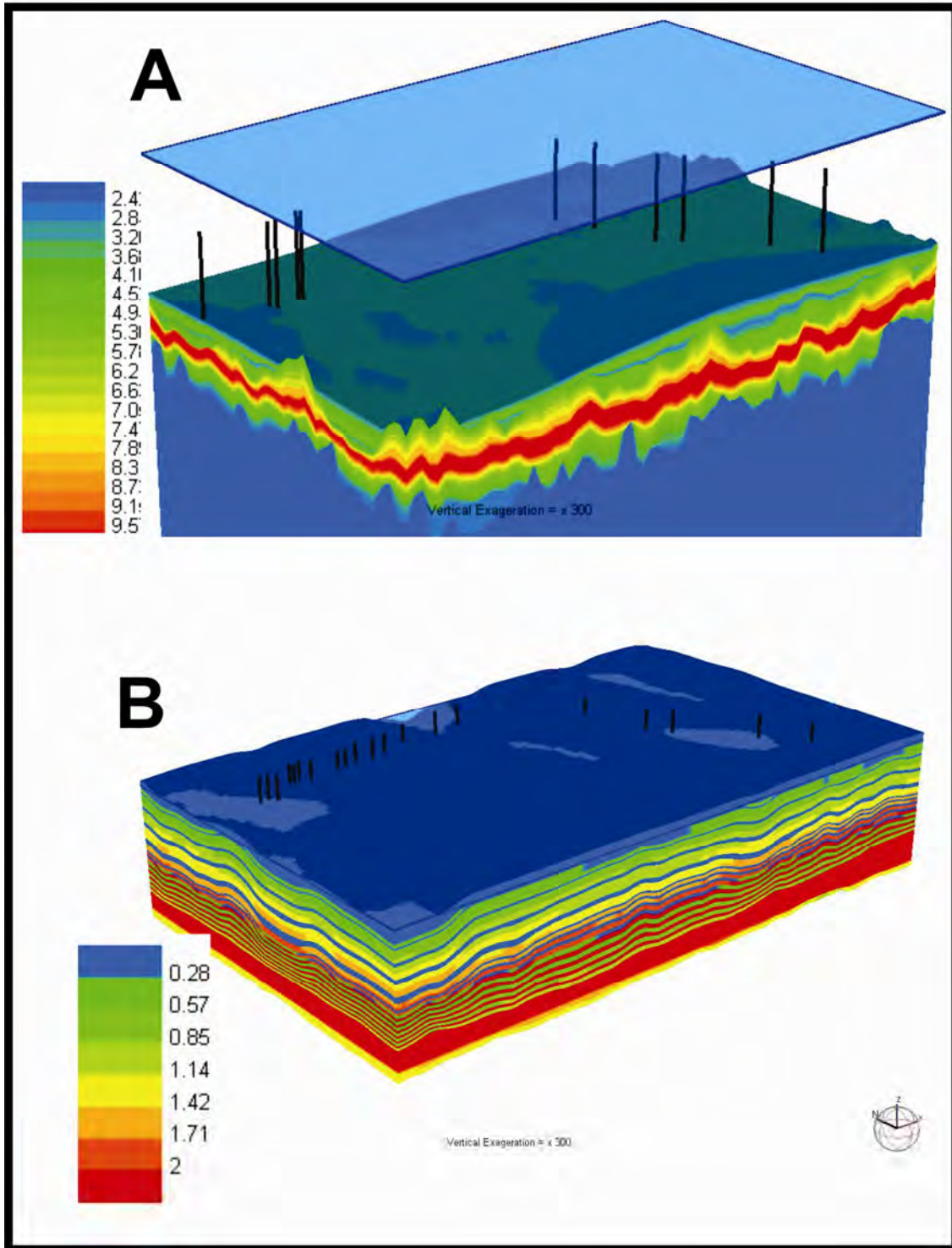


Figura 8.16: Comparação da profundidade do intervalo Beira Rio (A) e Planar (B). Notar que as escalas de cores não são as mesmas para ressaltar os detalhes de cada seqüência.

9.4 Discussões

As principais considerações a serem feitas sobre os resultados obtidos nas simulações dos modelos *forward* são elencadas abaixo:

- É evidente a relação entre intervalo de tempo de deposição e a taxa de sedimentação para a simulação de fácies carbonáticas na modelagem *forward*. No ajuste dos parâmetros (tempo e taxa de produção carbonática) para que as medidas de afloramentos fossem honradas (espessura de todas as fácies) fica claro que se obtêm dois números dependentes, ou seja, encontra-se a combinação das duas variáveis. Resta-se, assim, a possibilidade de se aumentar o intervalo de tempo e diminuir a produção ou o inverso e conseguir os mesmos resultados. É importante sempre ter em mente as incertezas com os números obtidos, embora os valores sejam coerentes com os dados de literatura para produção carbonática e também para o intervalo temporal de deposição.
- O intervalo de tempo de deposição das sequências Planar e Beira Rio foram considerados com duração constante pela impossibilidade de se mensurar por quanto tempo as fácies ficaram expostas ou o valor exato da taxa de produtividade. Este intervalo escolhido, todavia, não gerou valores absurdos em outras variáveis utilizadas no ajuste que são dependentes do tempo. Por isso, embora se tenha incertezas no intervalo de tempo que esta seqüência se depositou, a ordem de grandeza temporal parece coerente.
- A interpretação utilizada nesta dissertação para o principal meio de transporte da argila da borda dos lagos para o seu centro era por plumas em fluxo diluído, como discutido no capítulo 6. Pelo processo de decantação o grão depositava-se nas áreas onde a tensão cisalhante era menor do que a tensão crítica. Em outras palavras, nas porções mais profundas e planas do paleorelevo. Nestas condições, a geometria resultante ao final da simulação da fácies lamito é uma superfície plana, coincidente com a posição da superfície de inundação máxima (SIM) e coerente com seu papel de *datum*. Na fase da escolha do melhor *datum* para horizontalizar as seções estratigráficas, antes do início das simulações, duas superfícies poderiam ser utilizadas, a SIM e a SRM. A SRM seria uma superfície marcada pela colmatação do relevo, após as progradações e agradações das fácies carbonáticas depositadas abaixo. No entanto, essa afirmação é mais clara na 3ª ordem. A seção estratigráfica gerada com a SRM como *datum* mostrava relevo irregular ao final da

deposição da fácies lamito, o que é contrastante com o tipo de fluxo diluído que transportou as argilas para o centro do lago. Na simulação com este *datum* aconteceram problemas de ajustes das espessuras dos lamitos, como previsto. Optou-se, então, por manter apenas a SIM como *datum*. Interpretou-se que a SRM não seria uma superfície horizontal sob um relevo irregular (formado pelas biohermas da fácies SH-C ou erodido pelos grainstones sotapostos a fácies LLH-S). Os processos erosivos não atuam de forma homogênea em todas as posições da área simulada, ou ainda, da bacia simulada.

➤ Outra consequência da Superfície plana ao final da deposição dos lamitos, que geraram pequenas diferenças de profundidades para o início da deposição dos grainstones e packstones para o intervalo Planar e dos grainstones e SH-C para o intervalo Beira Rio. O relevo plano não explica a variação faciológica detalhada entre grainstones e packstones. Interpreta-se que seja uma característica do próprio ambiente deposicional gerar áreas com grainstones de alta energia e áreas de menor energia onde se depositarão os packstones na mesma profundidade. Detalhes deste processo foram discutidos no capítulo 6. Do mesmo modo dos grainstones, a diferença de profundidade não justifica as variações de espessura dos estromatólitos. Como é evidenciado quando se compara um hemisferóide de 1m de espessura no afloramento Cedamavi no intervalo Beira Rio com a inexistência desta fácies em outro afloramento a 300 m de distância. A explicação mais coerente parece ser a organização da comunidade bacteriana para determinada lamina d'água, como discutido no capítulo 6, e não apenas o nível relativo do lago.

➤ Os mapas de produtividade foram construídos para a primeira camada de grainstones do intervalo Planar. A idéia era que o paleorelevo deixado pelas diferentes espessuras de grainstones ajustados fosse o suficiente para esclarecer as diferentes espessuras da primeira camada da fácies LLH-C sobreposta a eles. Como isso não ocorreu, optou-se por construir mapas de produtividade para as associações de fácies AfLBBE (LLH-C e MUD). A confecção de mapas para cada camada desta associação de fácies traria um enorme trabalho braçal (a taxa de sedimentação teria que ser ajustada para cada camada em cada afloramento), sendo que isso traria poucos resultados práticos e teóricos do que já foram obtidos no ajuste da primeira camada de grainstones. Constatou-se que o nível relativo do lago e a profundidade têm que ser analisada em conjunto com a taxa de

produtividade para honrar as informações de espessura medidas no campo. Para este modelo, foi tomado o cuidado de manter o número de ciclos de 6ª ordem constatados nos afloramentos e utilizar um único mapa para ajustar o conjunto das associações de fácies AfLBBE (LLH-C e MUD)., desconsiderando a comparação de espessura camada a camada.

➤ Não foi possível de se definir uma relação entre nível relativo do lago e taxa de produtividade. Em muitos afloramentos com mesma profundidade apresentavam taxas de crescimento diferenciada. Nesta dissertação interpreta-se que as diferenças de produtividade estão relacionadas com fatores não analisados em detalhe, como diferenças biológicas entre as comunidades microbianas, o ângulo de incidência dos raios solares diferenciados para a mesma lâmina d'água, variações na química da água, entre outras possibilidades. Todavia, pode se sugerir que esta diferença não é causada exclusivamente pela altura da lâmina d'água durante a deposição.

➤ As fácies que cobrem o intervalo Planar são grainstones de alta energia com base erosiva. Não é possível quantificar quantos centímetros foram erodidos pelos bancos de grainstones. Por esta razão, não foi ajustado um mapa de produtividade para a associação de fácies LLH-S e SH-V. Foi estimada uma taxa de produtividade constante que honre o afloramento mais espesso. Os outros afloramentos ficaram mais espessos do que o medido porque não foi feita a simulação da geração dos grainstones que os erodiram de forma diferenciada até as espessuras mensuradas em campo.

➤ As espessuras dos arenitos no topo da Sequência Beira Rio também não foram honradas camada a camada pela não continuidade lateral das fácies arenitos com acamamento *flaser*. Uma vez ajustadas as espessuras da fácies SH-C, a área ficou com um paleorelevo com diferenças batimétricas significativas. A interpretação testada mostrou que as posições mais altas sofreram a ação das ondas e as mais profundas receberam os arenitos híbridos. Variações na lâmina d'água causavam as intercalações, como as constatadas nos afloramentos. No entanto, a chegada de areia pode erodir porções que foram retrabalhadas por ondas no intervalo anterior ou ainda a ação das ondas ser restrita em áreas localizadas. Nos dois casos a correlação lateral das camadas não pode ser feita. A análise dos variogramas já sinalizava que a continuidade lateral não era correlacionável, fato comprovado nas simulações *forward*. Optou-se por simular a intercalação constatada no afloramento,

sem se preocupar com estas variações locais ou com os ajustes de espessura.

- A curva de variação do nível relativo do lago apresentado na Figura 6.4 foi testada e os resultados mostram a consistência do modelo, com algumas ressalvas. Não é possível de serem reconstruídas as variedades faciológicas apenas com as variações da curva, mas a combinação da mesma com a taxa de produtividade.
- O intervalo Planar possui maior heterogeneidade vertical do que o intervalo Beira Rio. Possuía, ainda, nível relativo do lago mais baixo e variedade de fácies microbianas que se adaptavam a tais condições. Já o intervalo Beira Rio é mais homogêneo na vertical porque as fácies foram depositadas em maiores lâminas d'água e, por isso, as variações de poucos metros dessa lâmina d'água na frequência de 6ª ordem não causavam a mudança de fácies, como constatado para o intervalo Planar.
- A exposição não é síncrona em toda a área modelada (Figura 8.13B), o que permite aludir que as progradações de bioconstruções lacustres sejam localizadas e marcadas por aumento do número de seqüências nas posições mais baixas enquanto as porções mais altas estavam expostas.
- O intervalo Planar apresenta fácies com boa continuidade lateral enquanto o intervalo Beira Rio possui fácies mais descontínuas lateralmente. A interpretação para esta diferença relaciona a variação no espaço disponível. O período mais seco é marcado por um lago com nível relativo do lago pequeno e com fácies carbonáticas que agradam/progradam até a exposição enquanto o período mais úmido gera maior nível relativo no lago e maior espaço disponível para a comunidade bacteriana desenvolver-se verticalmente, não chegando à exposição e não ocorrendo progradação.
- Os limites máximos de resolução da estratigrafia de seqüências e da construção de simulação *forward* estão no limiar de serem atingidos com o banco de dados usados nesta dissertação. O principal objetivo era testar as ferramentas de análise estratigráfica com resolução camada a camada e discutir os processos de controle da ciclicidade constatada nas fácies, alocíclico ou autocíclico e realizada no capítulo 6. Por fim, testar o software de modelagem estratigráfica *forward* para uma seqüência de pequena espessura. Os resultados mostram que é possível obter um controle camada a camada em ciclos de altíssima frequência (6ª ordem) através da combinação da variação da curva de nível de base e da taxa de produtividade. Também é possível construir um modelo estratigráfico *forward* para aplicar as

interpretações na altíssima frequência (6ª ordem) e predizer a sucessão vertical de fácies e, assim, chegar a um modelo tridimensional coerente com as medidas efetuadas nos afloramentos.

10 CONCLUSÕES

Os principais assuntos abordados no decorrer desta dissertação serão retomados de forma sintetizada, com as conclusões e, quando necessárias, recomendações de continuidade dos estudos:

- A classificação de fácies para ambientes híbridos (siliciclástico e carbonático) necessita do uso de mais de uma classificação para abranger todos os aspectos práticos para o desenvolvimento do projeto, os quais requerem cuidados especiais para não acarretar em confusões conceituais. Em caráter ilustrativo, tem-se o caso da classificação de determinada fácies com mais de 66% de grãos carbonáticos não ligados durante a deposição e o restante de grãos siliciclásticos formadas com transporte entre a formação do oólito e o local da deposição. De acordo com Zuffa (1980), esta fácies receberia o nome de calcarenito *sensu* Folk (1962). Nesta dissertação foi necessário o uso da classificação de Terra *et al.*, (2010) para ressaltar a textura deposicional. Nesta classificação, esta fácies recebeu o nome de *grainstones* *sensu* Dunham (1962). Na etapa da modelagem estratigráfica *forward*, abordada no capítulo 8, para diferenciar esta fácies *grainstone* optou-se por agrupá-las com os arenitos híbridos (mesmo que ela seja composta por mais de 66% de grãos carbonáticos) com base no processo que as formaram. Assim a fácies composta por 100% de grãos carbonáticos não ligados durante a deposição que foi formada em bancos carbonáticos *in situ* receberam o nome de *grainstones* oolíticos e os *grainstones* com processos deposicionais similares aos arenitos híbridos receberam o nome de arenitos híbridos.
- Apesar da classificação de Logan *et al.*, (1974) não ser amplamente utilizada nos trabalhos acadêmicos ou da indústria para fácies carbonáticas ligadas durante a deposição, a mesma foi de extrema importância na relação entre a geometria das bioconstruções e o ambiente deposicional que as formaram, com impacto no nível relativo do lago e nas superfícies da Estratigrafia de Seqüências.
- As fácies LLH-S são compostas por corpos com continuidade de centenas de metros, geometria externa tabular, com concreções e intraclastos carbonáticos angulosos interpretados como sugestões de feições pedogenéticas. A fácies palustrina seria o resultado de diversos eventos sedimentológicos interrompidos por inúmeros processos pedogenéticos e eventos diagenéticos, os quais marcariam a superfície de exposição na 3ª Ordem.

- A relação linear entre largura e altura dos hemisferóides pode ter sido causado pela combinação de maior espaço disponível e manutenção das condições específicas de temperatura, luminosidade, salinidade e fluxo de água permitindo o desenvolvimento pleno da comunidade bacteriana, com geração da geometria dômica da fácies SH-C em um ambiente com alta energia (evidenciado pelos oólitos presos no interior dos hemisferóides – processo *trapping and binding*). Quando o espaço disponível era menor, ocorria o favorecimento da expansão horizontal em detrimento do crescimento vertical limitado pela lâmina d'água e, assim, culminando com a forma dômica achatada da fácies LLH-C (informalmente chamada de colchete) em ambiente de baixa energia e da não relação entre altura e largura dos hemisferóides desta fácies.
- A associação de fácies mudstone laminado e LLH-C formaram-se em ambiente de baixa energia, possivelmente protegidos por barreiras locais a passagem da energia das correntes e das ondas.
- A interpretação da variação da lâmina d'água com o tempo e a sucessão completa de fácies gerada nas condições ideais foi sintetizada em uma curva (posteriormente testada na simulação *forward*) para os ciclos de 5ª e 6ª ordens.
- A análise quantitativa dos oólitos necessita de estudos mais detalhados para se entender as relações entre diâmetro de oólito, raio do córtice, classificação entre normais e superficiais e o ambiente deposicional que os mesmos foram formados. Nesta dissertação apenas foi utilizado a relação entre tamanhos diferentes de oólitos quebrados com grande porcentagem de grãos siliciclásticos para inferir transporte, enquanto os oólitos com características mais homogêneas foram interpretados como formados em bancos *in situ*. No entanto, a grande variedade de oólitos constatado na área possibilita futuros estudos abrangerem esta questão.
- A razão pelo qual os grãos de quartzo não foram utilizados como núcleo na geração dos oólitos, como acontece nos ambientes lacustres de Geneva, Tianshui (DAVAUD *et al.*, 2001), Tanganika (COHEN *et al.*, 1987), e da Formação do Triássico superior na Inglaterra (MILROY *et al.* 2002), fica em aberto nesta dissertação para trabalhos futuros.
- As amostras com granulometria fina das fácies mudstone laminado e lamito foram analisadas por difratometria de raio X e os resultados confirmam a maior porcentagem de argilominerais nos lamitos e de grãos carbonáticos nos mudstones. A análise de argilominerais de granulometria fina (<2µm) mostram que a

composição predominante é variável com o intervalo estratigráfico estudado. As amostras do intervalo Planar são compostas por esmectita e illita (em menor proporção). As amostras do intervalo Beira Rio são formadas predominantemente por illita e por proporções variáveis de inter-estratificados de clorita/esmectita e illita/esmectita.

➤ A esmectita, predominante na fácies mudstone, foi interpretada com origem possivelmente diagenética (precoce). As associações de minerais inter-estratificados da fácies lamito sugere contribuição essencialmente detrítica, formada sob condições deposicionais que favoreceram o crescimento de suas partículas, ou seja, águas tranqüilas, onde o quimismo das soluções percolantes e acumuladas controlaria a formação desse constituinte mineral.

➤ O mineral analcima está presente em todas as amostras do afloramento Dique Compensador (a oeste da área) e em apenas uma amostra do afloramento Viñuales (a leste). Este mineral pode ser formado por influência de material vulcânico em ambiente lacustre alcalino-salino ou representar um precipitado autigênico sem influência vulcânica e com gradação mineralógica da borda à porção central do lago. A origem deste mineral e as interpretações ambientais decorrentes desta origem permanecerão em aberto para trabalhos futuros.

➤ O uso do conceito de Estratigrafia de seqüências analisado no seu limite operacional de escala temporal (6ª ordem) em fácies carbonáticas, a qual o aspecto mais importante é a característica do empilhamento das camadas (ciclos transgressivos - regressivos), independente dos parâmetros que os controlaram (auto-cíclico ou alo-cíclico) foram testados. Com esse estudo percebeu-se que a biota é muito sensível a pequenas mudanças na lâmina d'água. Tais alterações ambientais acarretarão em mudanças na luminosidade, na química da água, na energia do fluxo de água e na geometria das fácies microbianas geradas. Desta forma, é possível aumentar a escala de aplicabilidade da estratigrafia de seqüências para o nível de camadas. Embora a área de estudo esteja longe da linha de costa, a sensibilidade da biota como sensor das condições ambientais são os principais colaboradores a esta ampliação.

➤ A comparação das fácies carbonáticas no período úmido e seco indica o desenvolvimento de bioconstruções microbianas individuais mais espessas no período úmido, porém, com menores espessuras totais de fácies carbonáticas empilhadas. Em contrapartida, fácies carbonáticas de pequena espessura

individuais amalgamam-se e formam maior espessura total de fácies carbonática no período seco.

➤ A paleotopografia que os intervalos Planar e Beira Rio iniciaram a deposição foi herdada após o final da deposição da seqüência anterior. A diferença entre a posição paleotopográfica mais alta e a mais baixa para o intervalo Planar é de 0,21 metros (diferença entre os afloramentos Finca Del Retiro e Lomito). Para o intervalo Beira Rio, esta diferença é de 0,87 metros (diferença entre os afloramentos Ablomé e Hotel Del Dique). A análise destes números comprova a interpretação de que se tratava de um lago raso, com pequenas variações em seu fundo. No entanto, estas pequenas variações no relevo eram o suficiente para permitir a diferenciação faciológica entre os afloramentos distantes de centenas de metros. Assim, a análise estratigráfica na alta freqüência em sistema lacustre precisa permitir que posições baixas em determinado tempo possam tornar-se o ponto mais alto na deposição da próxima seqüência. A fábrica carbonática interage no espaço disponível e modifica o relevo.

➤ O maior número de ciclos de pequenas espessuras no intervalo Planar foi causado por oscilações no nível relativo do lago. Estas variações afetam profundamente o desenvolvimento da fácies carbonáticas formadas em pequena lâmina d'água existente no período de seca da terceira ordem. Por outro lado, estas pequenas oscilações na altíssima freqüência (sexta ordem) do período úmido da terceira ordem não deixaram registros aparentes no desenvolvimento da fácies estromatolíticas no intervalo Beira Rio para se identificar mais de uma seqüência. Assim, a altíssima freqüência pode ser analisada com mais detalhes em depósitos rasos dos períodos mais secos. Ainda em relação à diferença entre os números de ciclos existentes nos dois intervalos estudados, outra possibilidade possível para este fato é que o intervalo Planar seja, na verdade, um ciclo de ordem maior (4ª ordem) do que foi estipulado em Bento-Freire (2012). A divisão deste intervalo Planar em ciclos de 5ª ordem, minimizariam estas diferenças nos números de ciclos de alta freqüência.

➤ A interpretação geológica para os variogramas calculados com base nos dados de afloramentos mostram três estruturas, uma para cada escala analisada (efeito pepita, escala métrica e escala de centenas de metros). Em caráter ilustrativo, as informações da fácies SH-C mostram que os hemisferóides possuem continuidade lateral máxima de 1,1 metros e são dispersos com outras fácies dentro de uma

extensão máxima de 1000. Estas diferenças nos alcances da terceira estrutura dos variogramas em diferentes direções do intervalo Planar para as outras fácies carbonáticas (GSTo, LLH-S, LLH-C) sugerem que a geometria das bioconstruções (*mounds*) não era simétrica, sendo os maiores comprimentos próximos à direção 150° (azimute). Estes resultados indicam que no período úmido, devido ao maior espaço disponível, os estromatólitos tendem a crescer mais verticalmente do que lateralmente, gerando biohermas isoladas. Já no período seco, o menor espaço disponível vertical condiciona o crescimento destes organismos mais no sentido horizontal do que vertical, gerando biostromos mais contínuos e de maiores dimensões.

- O variograma vertical para arenito fino híbrido com acamadamento *flaser* do intervalo Beira Rio mostra pequeno alcance (0,15 m). Não foi possível obter correlação horizontal para esta fácies, o que pode ser interpretado como a influência das ondas serem restrita para algumas porções do lago devido a diferenças na paleogeografia ou ainda exista a possibilidade de que esta fácies foi erodida localmente por chegadas posteriores de areias. Na modelagem *forward* também não foi possível de se reproduzir a continuidade lateral desta fácies.
- Na simulação *forward* as diferentes interpretações para cada parâmetro de entrada pode ser testado em um contexto de modelo inverso. O resultado obtido apenas sinaliza uma solução para as inúmeras possibilidades combinatórias possíveis. Por isso, é necessário cuidado na análise dos resultados. O sucesso de uma simulação não excluía outras possibilidades.
- Na simulação *forward*, a curva de variação do nível freático em relação ao intervalo de tempo, as leis de geração de fácies pelo nível relativo do lago, energia da corrente e taxa de produtividade seriam determinantes para definir por quanto tempo haveria a geração de determinada fácies carbonática, dentro dos limites impostos pelas interpretações. Todavia, o software possui uma limitação de apenas se usar um mapa de produtividade por intervalo de tempo. Para resolver esta questão e inserir um mapa de produtividade para todas as fácies carbonáticas, foi estabelecido por quanto tempo determinado mapa seria usado, desde que respeitasse os valores de produtividade medidos em ambientes análogos. O intervalo temporal utilizado nas simulações apresentou valores de taxa de produtividade coerentes com os dados da literatura.
- É evidente a relação entre intervalo de tempo de deposição e a taxa de

sedimentação para a simulação de fácies carbonáticas na modelagem *forward*. No ajuste dos parâmetros (tempo e taxa de produção carbonática) para que as medidas de afloramentos fossem honradas (espessura de todas as fácies) fica claro que se obtêm dois números dependentes, ou seja, encontra-se a combinação das duas variáveis.

- Na simulação *forward* é necessário simplificar as fácies estratigráficas de modo a serem representadas por variações de processos estratigráficos.
- Na simulação *forward* tanto os variogramas calculados como a interpretação qualitativa é utilizada na construção nos mapas de paleorelevo e nos mapas de produtividade. Desta forma, foram testadas as geometrias interpretadas nos afloramentos. Mais uma vez, outras configurações e geometrias podem ser testadas em trabalhos futuros.
- O resultado da simulação *forward* para fluxo diluído transportando material lamoso mostra que o relevo deixado no fundo do lago por este processo é a superfície mais próxima da horizontal para o intervalo estudado, o que a elevou a datum estratigráfico.
- O resultado da geometria plana no fundo do lago na simulação *forward* não explica a variação faciológica entre grainstones e packstones apenas por variações do nível relativo do lago. Atribui-se a variações de energia do próprio ambiente deposicional a ocorrência de áreas com grainstones de alta energia e áreas de menor energia onde se depositaram os packstones, para o mesma lâmina d'água.
- O resultado da simulação *forward* mostra que variações no nível relativo do lago têm que ser analisado em conjunto com a taxa de produtividade para honrar as informações de espessura medidas no campo.
- O resultado da simulação *forward* mostra que a exposição não é síncrona em toda a área modelada. Apresenta progradações de bioconstruções lacustres localizadas, marcadas por aumento do número de seqüências nas posições mais baixas enquanto as porções mais altas estavam expostas.
- Outro tópico de grande incerteza refere-se à menor espessura possível de ser representada na simulação *forward*, uma vez que o software foi desenvolvido para modelagem de bacias e não para seções detalhadas. A recente adição do módulo de produção carbonática *in situ* e o avanço na memória de processamento dos computadores permitiram que não houvesse limites de espessura a serem simulados. A discussão talvez seja o uso operacional de se simular camadas

centimétricas de fácies carbonáticas bioconstruídas. De qualquer forma, a pequena espessura passa a não mais ser uma limitação para fácies carbonáticas. Quando se tem um objetivo, como na presente dissertação, esta ferramenta pode ser usada. Já para as fácies siliciclástica, a escala de bacia ainda pode ser necessária, a depender do interesse da modelagem. Isso porque o meio de transporte passa a ter uma importância maior do que na simulação das fácies carbonáticas.

11 BIBLIOGRAFIA

ABELS, H. A.; AZIZ, H. A.; CALVO, J. P.; TUENTER, E. 2009 Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain). **Sedimentology**, v. 56, n.2, p. 399-419.

ACEÑOLAZA, F.G. Geología estratigráfica de la región de la sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca (provincia de Jujuy). 1968 **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v.23, n.1, p. 207-222.

ADAMS A. E., MACKENZIE W. S., GUILFORD C. 1994 Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 104p.

AITKEN, J. D. 1967 Classification and Environmental significance of cryptalgal limestone and dolomites, with illustration from the Cambrian and Ordovician of southwest Alberta. **Journal of Sedimentary Petrology** 37: 1163-1178.

ALONSO, R. N. 1980 Icnitas de dinosaurios (Ornithopoda, Hadrosauridae) en el Cretácico superior del Norte de Argentina. **Acta Geológica Lilloana**, v. 15, p. 55-63.

ALONSO-ZARZA, A. M.; GENISE, J. F.; VERDE, M. 2011 Sedimentology, diagenesis and ichnology of Cretaceous and Paleogene calcretes and palustrine carbonates from Uruguay. **Sedimentary Geology**, 236, 45- 61.

ALVES, D. B. 1987 Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da PETROBRAS. **Boletim de Geociências da PETROBRAS** 1(2): 157-175.

ÁLVARO, J. J.; VIZCAÏNO, D. 2012 Proterozoic microbial reef complexes and associated hydrothermal mineralizations in the Banfora Cliffs, Burkina Faso **Sedimentary Geology** 263-264:144-156

ANDRES, M. S.; REID, R. P. 2006 Growth morphologies of modern marine stromatolites: A case study from Highborne Cay, Bahamas **Sedimentary Geology** 185:319-328

AWRAMIK S. M.; MARGULIS, L. 1974 **Stromatolite Newsletter** 2:5

BATHURST, R. G. C. 1966 Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. **Geological Journal**, 5, 15-32

BAILEY, S. W.; BRINDLEY, G. W.; KODAMA, H.; MARTIN, R. T. 1982 Report of the Clay Minerals Society nomenclature committee for 1980-1981. Nomenclature for regular interstratifications. **Clays and Clay Minerals**, 30: 76-78.

BENEDETTO, J. L.; SÁNCHEZ, T. 1972 El hallazgo de peces Pycnodontiformes (Holostei) en la Formación Yacoraité (Cretácico Superior) em la provincia de Salta. **Ameghinianai**, v.9, n.1, p.59-71.

BENTO FREIRE, E.; RAJA GABAGLIA, G. P.; TERRA, G. J. S.; RODRIGUES, E. B.;

LYKAWKA, R. 2010. Análise dos carbonatos de origem microbiana da Formação Yacoraite na região de Salta sob a ótica da estratigrafia de alta resolução: um enfoque metodológico. In: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE RESERVATÓRIOS, 2º (seminário interno), Aracaju. Resumos... Rio de Janeiro: Petrobras, 2010. p.18.

BENTO FREIRE, E.; RAJA GABAGLIA, G. P.; TERRA, G. J. S.; RODRIGUES, E. B.; LYKAWKA, R. 2011. Searching for potential analogues for the Pre-Salt Santos Basin, Brazil: High Resolution Stratigraphic studies of microbialite-bearing successions from Salta Basin, Argentina. In: AAPG International Conference and Exhibition, Milão. Resumos...Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2011, p.35.

BENTO-FREIRE, E. 2012 Caracterização estratigráfica em alta resolução das sequências calcárias de origem microbiana do intervalo paleocênico da Formação Yacoraite (Sequência Balbuena IV) na região de Salta – Argentina. Rio de Janeiro: UFRJ.

BERTRAND-SARFATI, J.; MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1983 Platform to basin facies evolution: the carbonates of the late Proterozoic (Vendian), Gourma, West Africa. **J. Sediment. Petrol.**, 53, 275–293.

BERTRAND-SARFATI, J.; MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1985 Evolution and environmental conditions of the Conophyton associations in the Atar Dolomite (Upper Proterozoic, Mauritania). **Precambrian Res.**, 29, 207–234.

BERTRAND-SARFATI, J.; MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1999 Mauritanian microbial buildups: Meso-Neoproterozoic stromatolites and their environment; six days field trip on the Mauritanian Adrar. **Assoc. Sediment. Fr.**, 31, 1–103.

BEUKES, N. J. 1987 Facies relations, depositional environments and diagenesis in a major early Proterozoic stromatolitic carbonate platform to basinal sequence, Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, Southern Africa **Sedimentology** 54, 1–46.

BEUKES, N. J.; LOWE, D. R. 1989 Environmental control on diverse stromatolite morphologies in the 3000 m. yr. Pongola Supergroup, South Africa. **Sedimentology** 36, 383–397.

BIANNUCCI, H.; ACEVEDO, O.; CERDÁN, J. 1981 Evolución tectonosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta e Formosa). In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 8º., 1981, San Luis. **Actas...** Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional. v.3, p.159-172.

BIANNUCCI, H.; HOMOVC, J.F. 1982 Tectonogénesis de un sector de la Cuenca del Subgrupo Pirgua, noroeste argentino. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5º., 1982, Buenos Aires. Anais... Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional, 1982. v.1, p.539-546.

BITZER, K.; SALAS, R.; 2002. SIMSAFADIM: three dimensional simulation of stratigraphic architecture and facies distribution modelling of carbonate sediments.

Computers and Geosciences, 28 (10), 1177–1192.

BLACK, M. 1933 The algal sedimentation of Andros Island Bahamas. **Philosophical Transactions of the Royal Society (London) Series B: Biological science** 222:165-192

BLAKEY, R. 2011 Colorado Plateau Geosystems, Inc. - Mollewide Plate Tectonic Maps. Flagstaff, Northern Arizona University. Disponível em: <http://jac.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html>. Acesso em: 24/8/2012.

BOHACS, K.M.; CARROLL, A. R.; NEAL, J. E.; MANKIEWICZ, P. J. 2000 Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: an Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework. In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E.; KELTS, K. (eds) Lake basins through space and time. **American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology**. v.46. p. 3-37.

BOHACS, K.M.; CARROLL, A. R.; NEAL, J. E. 2003. Lessons from large lake systems — thresholds, nonlinearity, and strange attractors. In: Chan, M.A., Archer, A.W. (Eds.), Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time: **Geological Society of America Special Paper**, vol. 370, pp. 75–90.

BOHACS, K.M.; GRABOWSKI JR. G.; CARROLL, A. R. 2007. Lithofacies architecture and variation in expression of sequence stratigraphy within representative intervals of the Green River Formation, Greater Green River Basin, Wyoming: **The Mountain Geologist** 44, 39–58.

BOLL, A.; HERNÁNDEZ, R. 1985 Área Tres Cruces. Provincia de Jujuy. Análises estratigráfico-estructural. Evaluación como objetivo exploratório. Informe inédito, YPF.

BOLL, A. 1987 Identificación y correlación de secuencias somerizantes del Miembro Las Avispas (Formación Yacoraite). Noroeste Argentino. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 10º., San Miguel de Tucumán/Provincia de Tucumán . Anais II... Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. 1991. v.1, p.153-156.

BOSENCE, D. W. J.; POMAR, L.; WALTHAM, D. A.; LANKESTER, T. H. G. 1994. Computer modelling a Miocene carbonate platform, Mallorca, Spain. **AAPG Bulletin** 78, 247–266.

BOSSCHER, H.; SCHLAGER, W. 1992. Computer simulation of reef growth. **Sedimentology** 39, 503–512.

BOWMAN, S. A.; VAIL, P. R. 1999. Interpreting the stratigraphy of the Baltimore Canyon section, offshore New Jersey with PHIL, a stratigraphic simulator. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations: **SEPM Special Publication** 62, pp. 117–138.

BRACKEBUSCH, L. 1891 Mapa Geológico del Interior de la República Argentina.

Gotha, escala 1:1.000.000. Publicado pela Academia Nacional de Ciências da Argentina, Córdoba.

BRAISSANT, O.; CAILLEAU, G.; DUPRAZ, C.; VERRECCHIA, E. P. 2003. Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids. **Journal of Sedimentary Research**, 73, 485–490.

BRAITHWAITE, C. J. R.; CASANOVA, J.; FREVERT, T.; WHITTON, B. A. 1989 Recent Stromatolites in Landlocked pools on Aldabra, Western Indian Ocean. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 69: 145 165

BROWN, G.; BRINDLEY, G.W. 1980 X-Ray diffraction procedure for clay mineral identifications. In: Brindley, G.W. & Brown, G. (Eds.) Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. London, **Mineralogical Society**, Monograph 5, p. 305-359.

BUCHER, W. H. 1913 Über einige Fossilien und über Stromatolithbildung im Tertiär der bayerischen Rheinpfalz. München Geognostische Jahreshefte, **Jahrgang** 26:76-102.

BURGESS, P.M.; WRIGHT, V. P. 2003 Numerical forward modelling of carbonate platform dynamics: an evaluation of complexity and completeness in carbonate strata. **Journal of Sedimentary Research**, 73, 637–652.

BURNE, R. V.; MOORE, L. 1987 Microbialites; organosedimentary deposits of benthic microbial communities. **Palaios** 2: 241-254

CANDIDO, A. G.; PÉREZ-VIEIRA, G. L.; COSTA, P. R. C.; GUIMARÃES, R. V. B.; BRENTAN, S. 2007 Bacia Cretácea do Grupo Salta (Noroeste Argentino). 124f. Trabalho final de conclusão de curso (Especialização em Projetos de Análise de Bacias, Módulo Geologia do Petróleo) – Curso de Geologia/Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CARMO, D. A.; TOMASSI, H. Z.; OLIVEIRA, S. B. S. G. 2004 Taxonomia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da Formação Quiricó, Grupo Areado (Cretáceo Inferior), Bacia Sanfranciscana, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v.7, n.2, p.139-149.

CAROZZI, A. V.; BOUROULLEC, J.; DELOFFRE, R.; RUMEAU, L. 1957 Microfacies du Jurassique d'Aquitaine. Bulletin Centre de Recherches Pau – SNPA, Paul France, volume spécial, n.1, 594p.

CATUNEANU, O. 2006 Principles of Sequence Stratigraphy. 1 ed. Amsterdam: Elsevier, v.1, 375p.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; FIELDING, C. R.; FISHER, W. L.; GALLOWAY, W. E.; GIBLING, M. R.; GILES, K. A.; HOLBROOK, J. M.; JORDAN,

R.; KENDALL, C. G. St. C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J.; MIALL, A. D.; NEAL, J. E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W.; PRATT, B. R.; SARG, J. F.; SHANLEY, K. W.; STEEL, R. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E.; WINKER, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews** 92, 1e33.

CATUNEANU, O.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; FIELDING, C. R.; FISHER, W. L.; GALLOWAY, W. E.; GIANOLLA, P.; GIBLING, M. R.; GILES, K. A.; HOLBROOK, J. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. St. C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J.; MIALL, A. D.; NEAL, J. E.; NUMMEDAL, D.; POSAMENTIER, H. W.; PRATT, B. R.; SHANLEY, K. W.; STEEL, R. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E.; WINKER, C. 2010. Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. **First Break** 28, 21-34.

CATUNEANU, O.; GALLOWAY, W. E.; KENDALL, C. G. St. C.; MIALL, A. D.; POSAMENTIER, H. W.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E. 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. **Newsletters on Stratigraphy** 44 (3), 173-245.

CATUNEANU, O.; ZECCHIN, M. 2012 High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development. **Marine and Petroleum Geology** xxx: 1 -13.

CAZAU, L.B.; GASCÓN, J.O.; CELLINI, N. 1975 El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 6º, Bahía Blanca/Provincia de Buenos Aires . **Anais...** Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. 1976. v.1, p.341-356.

CHAPPELL, J. 1980. Coral morphology, diversity and reef growth. **Nature** 286, 249–252.

CLOYD, K.C.; DEMICCO, R.V.; SPENCER, R.J. 1990 Tidal channel, levee, and crevasse-splay deposits from a Cambrian tidal channel system: a new mechanism to produce shallowing-upward sequences. **J. Sediment. Petrol.** 60, 73– 83.

CHAKRABORTY, P. P. 2004 Facies architecture and sequence development in a Neoproterozoic carbonate ramp: Lakheri Limestone Member, Vindhyan Supergroup, Central India. **Precambrian Research** 132: 29–53

CHEKROUN, K. B.; RODRÍGUEZ-NAVARRO, C.; GONZÁLEZ-MUÑOZ, M.T.; ARIAS, J.; CULTRONE, M.; RODRÍGUEZ-GALLEGO, G. M. 2004 Precipitation and growth morphology of calcium carbonate induced by myxococcus xanthus: implications for recognition of bacterial carbonates **Journal of Sedimentary Research**, 74 pp. 868–876

COHEN, A. S.; THOUIN, C. 1987 Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. **Geology**, v. 15, p. 414-418.

COLLINSON, J. D. 1969 The sedimentology of the Grindslow Shales and the

Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namuriam of northern England *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 39, pp. 194-221.

COMÍNGUEZ, A. H.; RAMOS, V. A. 1995 Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta Rift System, Northwestern Argentina. In: TANKARD, A.J.; SUÁREZ, R.; WELSINK, H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*. Tulsa: **American Association of Petroleum Geologists**, Memoir 62, p.325-340.

CÓNSOLE GONELLA, C.A.; CIONE, A.L.; ACEÑOLAZA, F.G. 2009 Registro del teleóstero Gasteroclupea branisai em la Formación Yacoraite (Maastrichtiano-Daniano) en el área de Tres Cruces, Jujuy, Argentina. *Tafonomía y correlación estratigráfica. Serie Correlación Geológica*, v.25, p.129-138.

CÓNSOLE GONELLA, C.A.; ACEÑOLAZA, F.G. 2010 Tafofacies e icnofacies de los niveles maastrichtianos-danianos correspondientes a la Formación Yacoraite, Cordillera Oriental de la provincia de Jujuy, Argentina. **Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana**, v.62, n.2, p.221-231.

CRISTALLINI, E.; COMÍNGUEZ, A. H.; RAMOS, V.A. 1998 Deep structure of the Metán-Guachipas region: Tectonic inversion in Northwestern Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, v.5-6, n.10, p.403-421.

CROSS, T. A. 1989 *Quantitative Dynamic Stratigraphy*. Prentice- Hall, Englewood Cliffs, 625 pp.

DAVAUD, E.; GIRARDCLOS, S. 2001 Recent freshwater ooids and oncoids from Western Lake Geneva (Switzerland): indications of a common organically mediated origin. **Journal of Sedimentary Research** 71, 423–429.

DEL PAPA, C.E.; SALFITY, J.A. 1999 Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest Argentina. **Acta Geologica Hispanica**, Barcelona, v.34, n.2-3, p.105-122.

DEL PAPA, C.E.; GARCÍA, V.; QUATTROCCHIO, M. 2002 Sedimentary facies and palynofacies assemblage in Eocene perennial lake, Lumbreira Formation, northwest Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, Grã-Bretanha, v.15, n.15, p.553-569.

DEMICO, R. V.; HARDIE, L.A. 1994 Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. **SEPM Atlas Series** n.1, 265 p.

DEMICO, R. V.; HARDIE, L.A. 2002 The “carbonate factory” revisited: a reexamination of sediment production functions used to model deposition on carbonate platforms: **Journal of Sedimentary Research**, v. 72, p. 849–857.

DIAS, J. F. 1998 *Análise Sedimentológica e Estratigráfica do Andar Aptiano em parte da margem leste do Brasil e no Platô das Malvinas – Considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul meridional* - PhD thesis UFRGS

DISALVO, A.; RODRÍGUEZ SCHELOTTO, M.; GOMEZ OMIL, R.; HOFFMAN, C.; BENITEZ, J.; HURTADO, S. 2002 Los Reservorios de la Formacion Yacoraite. In: SHIUMA, M.; HINTERWIMMER, G.; VERGANI, G. (eds) Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. Mar Del Plata: V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, p. 717-738.

DONALDSON, J. A. 1976 Palaeoecology of conophyton and associated stromatolites in the Precambrian Dismal Lakes and Rae groups, Canada. In: **Stromatolites** (Ed M.R. Walter) Elsevier, Amsterdam, pp. 523-534.

DUAN, T., CROSS, T. A.; LESSENGER, M. A. 2000 3-D carbonate stratigraphic model based on energy and sediment flux (abs.). In: AAPG Annual Convention.

DUGUID, S. M. A. 2009 Origin and Geochemistry of Modern Bahamian Ooids Master of Science at Queen's University Kingston, Ontario, Canada.

DUNHAM, R. J. 1962 Classification of carbonate rocks according to depositional texture. **AAPG Memoir** n.1, p.108-121.

EBERLI, G. P.; KENDALL, C. G. St. C.; MOORE, P.; WHITTLE, G. L., CANNON, R. 1994 Testing a seismic interpretation of Great Bahama Bank with a computer model. **AAPG Bulletin** 78, 981-1004.

EINSELE, G.; RICKEN, W., SEILACHER, A. 1991 Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, pp. 955.

EMERY, D.; MYERS, K. 1996 Sequence Stratigraphy. Blackwell, Oxford, 297 pp.

EMMERICH, A.; ZUEHLKE, R.; BECHSTAEDT, T. 2003 Carbonate slope clinoforms from outcrop to numerical model: the growth of the Rosengarten Platform (Middle Triassic, Dolomites, Italy) (abs.). **Geological Society of America**, Annual Meeting.

ENGLISH, P. M. 2001 Formation of analcime and moganite al Lake Lewis, central Australia: significance of groundwater evolution in Diagenesis. **Sedimentary Geology** 143, 219-244.

FOLK, R.L. 1962 Spectral subdivision of limestones types. In: HAM, W.E. (ed.) Memoir 1: Classification of carbonate rocks. Tulsa: **American Association of Petroleum Geologists**, p.62-85.

FLEMINGS, P.B.; GROTZINGER, J. P. 1996. STRATA: freeware for solving classic stratigraphic problems. **GSA Today** 6, 1-7.

FLÜGEL, E. 2004 Microfacies of carbonate rocks – analysis, interpretation and application. 1.ed. Berlim: Springer. v.1, 976p.

FREYTET, P.; PLAZIAT, J. C. 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. **Contributions to Sedimentology** 12: 213 pp.

- GASPARINI, Z. 1984 New Tertiary Sebecosuchia (Crocodylia: Mesosuchia) from Argentina. **Journal of Vertebrate Paleontology**, Oxfordshire/Reino Unido, v.4, p.85-95.
- GEBELEIN, C. D. 1969 Distribution, morphology, and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. **Journal of Sedimentary Petrology**, vol 39, n1, p. 49-69
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H.; BUCHHEIM, H. P. 2003. Lake basins as archives of continental tectonics and paleoclimate: introduction. **Journal of Paleolimnology** 30, 113–114.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H.; JACOBSON, A. D.; BLUM, J. D.; VALERO GARCÉS, B. L. 2008 Watershed reconstruction of a Paleocene – Eocene lake basin using Sr isotopes in carbonate rocks. **Geological Society of America Bulletin** 120, 85–95.
- GINSBURG, R. N. 1991 Controversies about stromatolites: vices and virtues. In Muller DW, McKenzie JA, Weissert H (eds), *Controversies in Modern Geology; Evolution of Geological Theories in Sedimentology*, **Earth History and Tectonics**, Academic Press, London, pp 25-36
- GINSBURG, R. N.; PLANAVSKY, N. J. 2008 Diversity of Bahamian stromatolite substrate. In: Dilek Y, Furnes H, Muehlenbachs K (eds) *Links between geological process, microbial activities and evolution of life*. **Modern approaches in Solid Earth Sciences** 4:177-195
- GISCHLER, E.; GOLUBIC, S.; GIBSON, M. A.; OSCHMANN, W.; HUDSON, H. 2011 Microbial Mats and Microbialites in the Freshwater Laguna Bacalar, Yucatan Peninsula, Mexico In: **Advances in Stromatolite Geobiology**. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 187-205
- GOLDHAMMER, R. K.; LEHMANN, P. J.; DUNN, P. A. 1993 The origin of high-frequency platform carbonate cycles and thirdorder sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, west Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. **J. Sediment. Petrol.** 63, 318–359.
- GOLUBIC, S. 1976 Organisms that build stromatolites. In: **Stromatolites** (Ed M.R. Walter). Elsevier, Amsterdam, pp. 113-126.
- GÓMEZ OMIL, R.J; BOLL, A.; HERNÁNDEZ, R.M. 1989 Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). In: CHEBLI, G.A.; SPALLETTI, L.A. (eds) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán: Serie de Correlación Geológica, v.6, p.43-64.
- GÓMEZ OMIL, R.J.; BOLL, A. 1999 Sistema petrolero de la cuenca cretácica del noroeste argentino. In: CONGRESO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS, 4º. Anais... Mar del Plata: Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, v.1, p.101-112.

GÓMEZ OMIL, R.J.; BOLL, A. 2005 Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino. In: CHEBLI, G.A. et al. (eds.) Frontera Exploratoria de la Argentina: CONGRESO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS – AMPLIANDO LAS FRONTERAS. 6º. Mar del Plata: IAPG, p.63-73.

GLUMAC, B.; WALKER, K. R. 2000 Carbonate deposition and sequence stratigraphy of the terminal Cambrian grand cycle in the southern Appalachians, USA. **J. Sediment. Res.** 70 (4), 952–963.

GOODWIN, P.W.; ANDERSON, E. J. 1985 Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. **J. Geol.** 93, 515–533

GRABAU, A. W. 1920 A Textbook of geology: General Geology Harvard University D. C. Heath & Co

GRANJEON, D. 1997 Modélisation stratigraphique déterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique, 78. Memoires de Geosciences Rennes, Rennes. 189 pp.

GRANJEON, D., JOSEPH, P. 1999 Concepts and applications of a 3D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations: **SEPM Special Publication** 62, pp. 197–210.

GREY, K.; THORNE, A. M. 1985 Biostratigraphic significance of stromatolites in upward shallowing sequences of the early Proterozoic Duck Creek Dolomite, Western Australia. **Precambrian Research**, 29: 183-206.

GROEBER, P.; 1952 Mesozoico, Ándico. In: GROEBER, P.; STIPANICIC, P.N.; MINGRAMM, A.R.G. (eds.) Geografía de la República Argentina. Buenos Aires: Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GCA, v.2, n.1, p.349-541.

GROTZINGER, J. P.; READ, J. F. 1983 Evidence for primary aragonite precipitation, lower Proterozoic (1,9 Ga) Rochest Dolomite, Wopmay Orogen, Northwest Canada. **Geology** 11:710-713.

GROTZINGER, J. P. 1986b Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, rocknest formation, wopmay orogen. Northwest Territories, Canada. **Journal of Sedimentary Petrology** 56: 831-847.

GROTZINGER, J. P. 1989a Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. – In: CREVELLO, P.D., WILSON, J.L., SARG, J.F., & READ, J.F. (eds): Controls on carbonate platform and basin development. **SEPM Spec. Publ.**, 44, 79–106.

GROTZINGER, J. P. 1989b Introduction to Precambrian reefs. – In: GELDSETZER, H.H.J., JAMES, N.P. & TEBBUTT, G.E (eds): Reefs, Canada and adjacent areas. **Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.**, 13, 9–12.

- GROTZINGER, J. P.; KNOLL, A. H. 1999 Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary mileposts or environmental dipsticks? **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, 27, 313-358.
- HARDIE, L. A.; BOSELLINI, A.; GOLDHAMMER, R. K. 1986 Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platform, Triassic, Northern Italy: evidence for high-frequency sea level oscillations on a 104 year scale. **Paleoceanography** 1, 447-457.
- HARDING, T. P. 1984 Graben hydrocarbon occurrences and structural styles. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.68, n.3, p.333-364.
- HAY, R. L. 1966 Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. **Special Paper - Geological Society of America** 85.
- HERNÁNDEZ, R.M.; DISALVO, A. 1991 Estratigrafía del Grupo Salta em las subcuencas de Metan Alemania. Informe inédito, YPF.
- HERNÁNDEZ, R. M.; REYNOLDS, J.; DISALVO, A. 1996 Análisis tectono sedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán em El Río Iruya. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Serie, Buenos Aires, v.12, n.45, p.80-93.
- HERNÁNDEZ, R. M. 1999 Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, com enfasis em las subcuencas de Metan-Alemania, noroeste Argentino. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 14., Salta. Relatorio: Geología del Noroeste Argentino. Salta: Universidade Nacional de Salta, 1999. p. 264-284.
- HERNÁNDEZ, R.M.; OMIL, G..R.; BOLL, A. 2008 Estratigrafía, Tectónica y Potencial petrolero del rift cretácico em la Provincia de Jujuy. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 17º., 2008, San Salvador de Jujuy. Relatorio: Geología del Noroeste Argentino. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina.
- HERNÁNDEZ, R.M.; ECHAVARRIA, L. 2009 Faja plegada y corrida subandina Del noroeste argentino: estratigrafía, geometría y cronología de la deormación. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, v.65,n.1, p. 68-80.
- HAGADORN, J. W.; BOTTJER, D. J. 1997 Wrinkle structures: microbially mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic setting at the Proterozoic-Phanerozoic transition. **Geology** 25: 1047-1050
- HOFMANN, P. F. 1973 Recent and ancient algal stromatolites: seventy years of pedagogic cross-pollination. In: Ginsburg RN (ed) **Evolving Concepts in Sedimentology**. The Johns Hopkins University studies in Geology 21. The Johns Hopkins University Press, Baltimore, London, pp 178-191.
- HORODYSKI, R. J. 1982 Impressions of algal mats from the Middle Proterozoic Belt Supergroup, northwest Montana, USA. **Sedimentology** 29: 285-289.
- HUESSNER, H.; ROESSLER, J.; BETZLER, C.; PETSCHICK, R.; PEINL, M. 2001 Testing 3D computer simulation of carbonate platform growth with REPRO: the

Miocene Lluçmajor carbonate platform (Mallorca). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 175, 239–247.

International Centre for Diffraction Data Mineral powder diffraction file databook. Swarthmore. International Centre for Diffraction Data, 781 p., 1993.

JAHNERT, R.J.; COLLINS, L.B. 2011 Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Marine Geology*, Amsterdam, v.286, n.1-4, p.106-111.

JERVEY, M.T. 1988 Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C.K. et al. (eds.) *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Especial Publication, n.42, p.47-69.

JONES, B.; GOODBODY, Q. W. 1984 Biological factors in the formation of quiet-water ooids. - **Bulletin of the Canadian Petroleum Geology**, 32, 190-200.

JONES, B.; DESROCHERS, A. 1992 Shallow platform carbonates. In Walker, R.G., and James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. **Geol. Assoc. Can.**, 277-301.

KAH, L.C.; Knoll, A.H. 1996 Microbenthic distribution in Proterozoic tidal flats: Environmental and taphonomic considerations. **Geology**, 24, 79-82.

KAH, L.C.; BARTLEY, J. K.; STAGNER, A. F. 2009 Reinterpreting a Proterozoic enigma: Conophyton–Jacutophyton stromatolites of the Mesoproterozoic Atar Group, Mauritania. In: Swart, P., Eberli, G., McKenzie, J. (Eds.), *Perspectives in Carbonate Geology: Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 41, pp. 277–295.

KALKOWSKY, E. 1908 Oölith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft* 60:68-125, pls 4-11.

KARAGODIN, Yu. N. 1975 Relações mútuas entre os complexos cíclicos sedimentares em seções de bacias contendo petróleo e gás. *Dohl. Akad. Nauk. SSSR*, n.220, p.1414-1416 (traduzido do russo por FUCS, A.).

KEIDEL, J. 1921 Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisfério Austral. **Boletim da Academia Nacional de Ciencias**, Córdoba, v.1, n.25, p. 239-368.

KENDALL, C. G. St. C.; SKIPWITH, Pad'E 1968 Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon. **Journal of Sedimentary Petrology** 38: 1040-1058

KENDALL, C. G. St. C.; STROBEL, J.; CANNON, R.; BEZDEK, J.; BISWAS, G. 1991a The simulation of the sedimentary fill of basins. **Journal of Geophysical Research** 96, 6911–6929.

KERANS, C. 1982 Sedimentology and stratigraphy of the Dismal Lakes Group, Proterozoic, Northwest territories. PhD thesis, Carleton University, Ottawa, Canada. Unpublished.

KNOLL, A. H., SERGEEV, V. N. 1995 Taphonomic and evolutionary changes across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary. **Neues Jb. Mineral. Geol. Paläontol.**, 195, 289-302.

KNOLL, A. H., SEMIKHATOV, M. A. 1998 The genesis and time distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures. **Palaios**, 13, 408-422.

LEE, S. J.; GOLUBIC, S. 2000 Biological and mineral components of an ancient stromatolite: Gaoyuzhuang Formation, Mesoproterozoic of China. In: Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world (Eds J.P. Grotzinger and N.P. James). **SEPM Spec. Pub.**, 67, 91-102.

LOGAN, B. W.; REZAK, R.; GINSBURG, R. N. 1964 Classification and environmental significance of algal stromatolites, **Journal of Geology** 72:68-83.

LOGAN, B. W.; HOFFMAN, P. F.; GEBELEIN, C. D. 1974 Algal mats, cryptalgal fabrics, and structures, Hamelin Pool, Western Australia. In: Evolution and diagenesis of quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia (Eds B.W. Logan, J.F. Read and G.M. Hagan). **AAPG Mem.**, 69, 140-194.

LYKAWKA, R., RAJA GABAGLIA, G.P. BENTO FREIRE, E.; TERRA, G. J. S.; RODRIGUES, E. B.; HERNANDES, R. 2012 Proposta de um modelo estratigráfico hierarquizado para a porção superior do Subgrupo Balbuena (Paleoceno) na Sub-Bacia Métan-Alemánia (Salta – Argentina): um possível análogo para os depósitos estromatolíticos da seção Pré-Sal das bacias offshore do sudeste do Brasil In: XIII Reunión Argentina de Sedimentología - Salta, Argentina, 16-19 Maio.

MÄDEL, F. 1984 Estratigrafía del tramo inferior del pozo descubridor Palmar Largo x-1. YPF Boletín de Informaciones Petroleras, 3ª época, n.1-2, p.109.

MARQUILLAS, R.A.; PAPA, C. del; SABINO, I. HEREDIA, J. 2003 Prospección del limite K/T en la Cuenca del Noroeste, Argentina. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, Buenos Aires, v.58,n.2, p. 271-274.

MARQUILLAS, R. A.; PAPA, C. del; SABINO, I.F. 2005 Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. **International Journal of Earth Sciences**, Neu-Isenburg, v.54, n.1, p.94-113.

MARQUILLAS, R. A.; SABINO, I.; SIAL, A. N.; PAPA, C. D.; FERREIRA, V.; MATTHEWS, S. 2007 Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian-Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, Rio de Janeiro, v.23, n.4, p. 304-320.

MARTINSEN, O. J.; RYSETH, A.; HELLAND-HANSEN, W.; FLESCHE, H.; TORKILDSEN, G.; IDIL, S. 1999 Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. **Sedimentology** 46, 235–259.

MATSUDA, F.; MATSUDA, Y.; SAITO, M.; IWAHASHI, R.; INDRA, Y.; DES

AUTELS, D. 1997 A computer simulation for the reconstruction of the carbonate sedimentary process in the Miocene Kais Formation, eastern Indonesia. In: Proceedings, ASCOPE '97 Conference: Jakarta, Indonesia, **ASEAN Council on Petroleum**, vol. 1, pp. 79–98.

MELÉNDEZ, A.; ALONSO-ZARZA, A. M.; SANCHO, C. 2011 Multi-storey calcrete profiles developed during the initial stages of the configuration of the Ebro Basin's exorheic fluvial network. **Geomorphology**, 134 pp. 232–248.

MÉNDEZ, I.; VIVIERS, M. C. 1973 Estudio micropaleontológico de sedimentitas de la Formación Yacoraite (provincias de Salta y Jujuy). In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 5º. Anais... Villa Carlos Paz, Córdoba: Asociación Geológica Argentina. v.3, p.467-470.

MILROY, P. G.; WRIGHT, V. P. 2002 Fabrics, facies control and diagenesis of lacustrine ooids and associated grains from the Upper Triassic, southwest England **Geological Journal** 37:35-53.

MORENO, J.A. 1970 Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, Buenos Aires, v.24,n.1, p. 269-283.

MORONI, A. M. 1982 Correlación palinológica en las Formaciones Olmedo y Yacoraite. Cuenca del Noroeste Argentino. In: CONGRESO GEOLÓGICO DE CHILE, 3º. **Anais...** v.1, p.340-349.

MUSACCHIO, E. A. 1972 Charophytes de la Formación Yacoraite en Tres Cruces y Yavi Chico, Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontologica Argentina*, v.9, p.223-237.

NOFFKE, N.; GERDES, G.; KLENKE, T.; KRUMBEIN, W. E. 2001 Microbially induced sedimentary structures: a new category within the classification of primary structures. **Journal of Sedimentary Research** 71:649-656.

NOFFKE, N.; GERDES, G.; KLENKE, T. 2003 Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty, and evaporitic carbonatic). **Earth-Science Reviews**, v. 62, p. 163-176.

O'CONNOR, B.H.; CHANG, W. J. 1986 The amorphous character and particle size distributions of powders produced with the micronizing mill for quantitative X-ray powder diffractometry. **X-ray spectrometry**, v.15: p.267-270.

OSLEGER, D. 1991 Subtidal carbonate cycles: implications for allocyclic vs. autocyclic controls. **Geology** 19, 917–920.

OSLEGER, D.; READ, J. F. 1991 Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, Late Cambrian, U.S.A. **J. Sediment. Petrol.** 61, 1225–1252.

PAOLA, C. 2000 Quantitative models of sedimentary basin filling. **Sedimentology** 47, 121–178.

PETROV, P. Y.; SEMIKHATOV, M. A. 2000 Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation. *Turukhansk Uplift, Siberia Precambrian Research* 111:257-281.

PETTIJOHN, F.J. 1957 *Sedimentary Rocks*. 2.ed. New York: Harper Brothers. v.1, 718p.

PIMENTEL, M.; CARMO, I.O.; TERRA, G.J.S. 2012 U-Pb age of tuffs from the Balbuena Group, Salta Basin, NW Argentina. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 8º, Medellín. **Resumos...** Medellín: Universidad Nacional de Colombia, no prelo.

POPE, M. C.; GROTZINGER, J. P. 2000 Controls on fabric development and morphology of tufas and stromatolites, uppermost Pethei Group (1,8 Ga), Great Slave Lake, northwest Canada. In: Grotzinger JP, James NP (eds) *Carbonate Sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world*. **SEPM Special Publication** Number 67: 103-121.

POWELL, J.E. 1979 Sobre la presencia de dinosaurios y otras evidencias de vertebrados del Cretácico superior de la región de La Candelária, Provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana*, v.16, p.191-204.

PRATT, B. R.; JAMES, N. P. 1986 The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. **Sedimentology** 33, 313– 343.

PURDY, E.G. 1963 Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank: Part 2, Sedimentary facies: **Journal of Geology**, v. 71, p. 472-497.

QUATTROCCHIO, M. 1978 Estudio palinológico preliminar de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) localidad Pampa Grande, Provincia de Salta. In: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA, 2º e CONGRESO LATINAMERICANO DE PALEONTOLOGÍA, 1º, Buenos Aires/Argentina. **Anais...** Buenos Aires: Asociación Paleontologica Argentina. 1978. v.2, p.131-149.

QUATTROCCHIO, M.; RUIZ, L.; VOLKHEIMER, W. 2000 Palynological zonation of the Paleogene of the Colorado and Salta Group basin, Argentina. **Revista Española de Micropaleontología**, n.32, p.61-78.

QUATTROCCHIO, M.; VOLKHEIMER, W. 2000a Danian microfloral provinces in Argentina. **Revista Española de Paleontología**, n.15, p.3-11.

QUATTROCCHIO, M; DEL PAPA, C.E. 2000b Paleoambiente de la Secuencia Maíz Gordo (Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano?), arroyo Las Tortugas, Cuenca del Grupo Salta (NO Argentina). *Palinología y Sedimentología*. **Revista Española de Paleontología**, n.15, p.57-70.

QUATTROCCHIO, M. 2006 Palynology and Palaeocommunities of the Paleogene of Argentina. **Revista Brasileira de Paleontologia**, n.9, p.101-108.

RAJA GABAGLIA, G.P. BENTO FREIRE, E.; TERRA, G. J. S.; RODRIGUES, E. B.; LYKAWKA, R. 2011 Cyclostratigraphy and climatic control on microbial influenced sedimentation (Balbuena Supersequence, Yacoraite Formation, Paleocene, Salta – Argentina. In: IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, 28^o, Zaragoza. Resumos... Krijgslaan: International Association of Sedimentologists, p. 51.

RAMOS, V.A. 1988 The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° latitude. In: CLARK, S.; BURCHFIEL, D. (eds.) Processes In Continental Litospheric Deformation. Boulder: **The Geological Society of America, Special Paper** v.218, p.31-54.

RAMOS, V.A. 1988 Time constraints for the uplift of the Sierras de Toro Negro, Umango and Espinal, Western Sierras Pampeanas, Argentina. Resumos... Denver: **The Geological Society of America Abstracts with programs** v.20, n.7, A61.

RAMOS, V.A. 1999 Rasgos estructurales del territorio argentino. In: CAMINOS, R. (ed.) Geología de la República Argentina. Buenos Aires: **Instituto de Geología y Recursos Minerales** v. 29, n. 19. (Anales 29).

READ, J. F.; GROTZINGER, J. P.; BOVA, J. A.; KOERSCHER, W. F. 1986 Models for generation of carbonate cycles. **Geology** 14, 107–110.

REID, R. P.; VISSCHER, P. T.; DECHO, A.; STOLZ, J. K.; BEBOUT, B. M.; DUPRAZ, C.; MACINTYRE, I. G.; PAERL, H. W.; PINCHNEY, J. L.; PRUFERT-BEBOUT, L.; STEPPE, T. F.; DESMARAIS, D. J. 2000 The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. **Nature** 406, 989–992.

REIS, O. M. 1908 Kalkowsky: Ueber Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie** 2:114-138.

RENAUT, R. W. 1993 Zeolitic diagenesis of late Quaternary fluviolacustrine sediments and associated calcrete formation in the Lake Bogoria Basin, Kenya Rift Valley. **Sedimentology** 40, 271–301.

REYES, F.C.; SALFITY, J.A. 1973 Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 5^o. Anais... Villa Carlos Paz, Córdoba: Asociación Geológica Argentina. v.3, p.335-385.

RICHTER, D. K.; NEUSER, R. D.; SCHREUER, J.; GIES, H.; IMMENHAUSER, A. 2011 Radial-fibrous calcites: A new look at an old problem. **Sedimentary Geology** 239 23–36.

RIDING, R. 1991 Classification of microbial carbonates. In: Riding R (ed) Calcareous

algae and Stromatolites. Springer-Verlag. Berlin, pages 21-51.

RIDING, R.. 2011 The Nature of stromatolites: 3,500 Million Years of History and a Century of Research in Advances in Stromatolite **Geobiology** p. 29-75.

RYDER, R. T.; FOUCH, T. D.; ELISON, J. H. 1976 Early Tertiary sedimentation in the western Uinta Basin, Utah. **Geological society of America Bulletin**, v37: 496-512.

RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ, M.; SÁNCHEZ, F.; WALLISER, E. O.; REITNER, J. 2012 An upper Turonian fine-grained shallow marine stromatolite bed from Muñecas Formation, Northern Iberian Ranges, Spain **Sedimentary Geology** 263-264:96-108.

SABINO, I. F. 2002 Geología del Subgrupo Pircua (Cretácico) del noroeste argentino. 260f. Tese (Doutorado em Geologia) –, Faculdade de Ciências Naturais, Universidade Nacional de Salta, Salta.

SABINO, I. F. 2004 Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. **Revista de la Asociación Geologica Argentina**, v.2, n.59, p.330-340.

SALFITY, J. A. 1979 Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogênico) del norte de Argentina. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 7º, 1979, Neuquén. **Anais...** Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. 1979. v.1, p.505-515.

SALFITY, J. A. 1984 Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna Argentina. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 9º, 1984, San Carlos de Bariloche. **Anais...** Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina. 1984. v.1, p.505-515.

SALFITY, J. A.; MARQUILLAS, R. A. 1989 El basamento pré-cretácico de la Argentina septentrional y regiones adyacentes. **Comunicaciones**, v.40, p.17-28.

SALFITY, J. A.; MARQUILLAS, R.A. 1994 Tectonics and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. In: SALFITY, J.A. (ed.) Cretaceous Tectonics of the Andes. Friedr. Vieweg&Sohn: Earth Evolution Sciences, p. 266-315.

SALFITY, J. A.; MARQUILLAS, R.A. 1999 La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino. In: CAMINOS, R. (ed.) Geología de la República Argentina, Buenos Aires: Dirección Nacional del Servicio Geológico, v.29, cap.19, p.613-629.

SAMI, T. T.; JAMES, N. P. 1994 Peritidal carbonate platform growth and cyclicity in an early Proterozoic foreland basin, upper Pethei Group, northwest Canada. – **J. Sediment. Res.**, B64, 111–131.

SANTOS, J. F.; PAZ, A. C.; SILVA, C. F.; MELLO, M. C. S.; VORTISCH, W.; PEREZ, C. A. C. 2009 Otimização da quantificação da mineralogia total utilizando software específico para difração de raios-X : relatório final PD-02068. Rio de

Janeiro : PETROBRAS. CENPES. PDEXP. GSEP, 64p.

SCHLAGER, W. 1992 Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms: **American Association of Petroleum Geologists**, Continuing Education Course Note Series, v. 34, 71 p.

SCHLAGER, W. 1999 Scaling of sedimentation rates and drowning of reefs and carbonate platforms: **Geology**, v. 27, p. 183–186.

SEMIKHATOV, M. A.; GEBELEIN, C. D.; CLOUD, P.; AWRAMIK, S. M.; BENMORE, W. C. 1979 Stromatolite morphogenesis – progress and problems. **Canadian Journal of Earth Science** 16: 992-1015.

SEMIKHATOV, M. A.; RAABEN, M. E. 1994 Dynamics of the global diversity of Proterozoic stromatolites. Article 1: Northern Eurasia, China, and India. **Strat. Geol. Correl.**, 2, 492- 513

SEREBRYAKOV, S. N. 1976 Biotic and abiotic factors controlling the morphology of Riphean stromatolites. – In: WALTER M.R. (ed.): **Stromatolites**. Developments in Sedimentology 20. Elsevier, Amsterdam, 321–336.

SHEPPARD, R. A.; GUDE, A. J. 1969 Diagenesis in tuffs of the Barstow Formation, Mud Hills, San Bernardino County, California. Professional Paper, **US Geological Survey** 634.

SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; TOSELLI, A. J.; PARADA, M. A.; ACENOLAZA, F. G.; PIMENTEL, M. M.; ALONSO, R. N. 2001a C and O isotopic composition of Late Cretaceous-Paleocene Carbonate Sequences in Argentina and Chile. In: SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, 3º., Pucón-Chile. **Anais...** Santiago: Servicio Nacional de Geología e Minería, 2001a. p.437-440.

SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; TOSELLI, A. J.; PARADA, M. A.; ACENOLAZA, F. G.; PIMENTEL, M. M.; ALONSO, R. N. 2001b Carbon and Oxygen Isotope Compositions of Some Upper Cretaceous-Paleocene Sequences in Argentina and Chile. **Internacional Geology Review**, v.43, p. 892-909.

SIMONE, L. 1981 Oolites: a review **Earth-Science Reviews**, 16, pp. 319–355.

Site de geoestatística 2012 http://geolig.igc.usp.br/geoestat/central_choice.html

SCHWARZACHER, W. 1993 Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory. Dev. Sedimentol. 52, Elsevier, Amsterdam, 225 pp.

STRASSER, A. 2001 Cyclostratigraphy as a tool for the timing of sedimentary processes. Multidisciplinary Approach to Cyclostratigraphy, **SEPM International Workshop**, Sorrento, Italy, Abs. Vol., pp. 47– 48.

SWIRYDCZUK, K.; WILKINSON, B. H.; SMITH, G. R. 1979 The Pliocene Glens Ferry Oolite: lake-margin carbonate deposition in the southwestern snake River Plain. **Journal of Sedimentary Petrology** 49:995-1004.

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; JUNIOR, P. A. M.; D'AVILA, R. S. F.; SOUZA, R. S. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. R. 2010 Classificação de rochas carbonáticas aplicáveis às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.18, n.1, p.9-29, 2010.

THIRY, M. 1974 Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse aux rayons X. Strasbourg, Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, 25p.

TURNER, J. C. M. 1959 Estratigrafia del cordón de Escaya y de la sierra Rinconada (Jujuy). **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, Buenos Aires, v.13, n.1, p.15-39.

TURNER, E. C.; NARBONNE, G. M.; JAMES, N. P. 1993 Neoproterozoic reef microstructures from the Little Dal Group, northwestern Canada: **Geology**, 21, 259-262.

VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUITIT, T. S.; HARDENBOL, J. 1988 An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes: an Integrated Approach*. **SEPM Special Publication**, vol. 42, pp. 39e45.

VILELA, C.R. 1953 Acerca de la presencia de sedimentos lacustres en el Valle Calchaquí. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, Buenos Aires, v.7, n.4, p.219-227.

YOUNG, R.A. 1995 "The Rietveld Method". Oxford University Press, Oxford.

WALCOTT, C. D. 1914 Cambrian Geology and paleontology III: Precambrian Algonkian algal flora. **Smithsonian Miscellaneous Collection** 64: 77-156.

WALTER, M. R. 1992 Proterozoic Stromatolites, In: *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study* (Eds J.W. Schopf and C. Klein), Cambridge, New York, pp. 253-260.

WALKER, R. G. 1992 Facies, facies model and modern stratigraphic concepts. In **Facies models: Response to sea level Change Geological Association of Canada** (R. G. Walker and N. P. James, eds), pp. 1-14

WANLESS, H. R. 1981 Fining-upwards sedimentary sequences generated in seagrass beds. - **J. Sed. Petrol.**, 51, 445-452

WANLESS, H. R.; TEDESCO, L. P. 1993 Comparison of oolitic sand bodies generated by tidal vs. wind-wave agitation: in Mississippian oolites and modern

analog: **AAPG Studies in Geology**, v. 35, p. 199-225.

WATNEY, W. L.; WONG, J. C.; FRENCH, J. A. Jr. 1991 Computer simulation of Upper Pennsylvanian (Missourian) carbonate- dominated cycles in western Kansas. In: *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition* (Ed. by E. K. Franseen, W. L. Watney, C. G. S. C. Kendall and W. Ross), Kansas **Geol. Surv. Bull.**, 233, 415±430.

WARRLICH, G. M. D.; WALTHAM, D. A.; BOSENCE, D. W. J. 2002 Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new forward modeling program (CARBONATE 3-D). **Basin Research** 14 (3), 379–400.

WARRLICH, G. M. D.; BOSENCE, D. W. J.; WALTHAM, D. A.; WOOD, C.; BOYLAN, A.; BADENAS, B. 2008 3D stratigraphic forward modelling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production **Marine and Petroleum Geology** 25: 35–58.

WATNEY, W. L.; RANKEY, E. C.; HARBAUGH, J. W. 1999 Perspectives on stratigraphic simulation models: current approaches and future opportunities. In: Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Wright, L.D., Goldstein, R.H., Franseen, E.K. (Eds.), *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentological Computer Simulations*. **SEPM Special publication**, vol. 62, pp. 1 –21.

WENTWORTH, C. K. 1922 A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal of Geology**, Chicago, v.30, n.5, p.377-392.

WHITAKER, F. F.; HUGHES, T. M.; SIMO, J. A.; RUF, A. S. 2008 FORWARD SEDIMENT MODELING OF CARBONATE PLATFORM GROWTH AND DEMISE, EAST JAVA BASIN: EXAMPLE NORTH MADURA. 32nd Annual Convention Proceedings INDONESIA PETROLEUM ASSOCIATION

WILKINSON, B.H.; DRUMMOND, C. N.; ROTHMAN, E. D.; DIEDRICH, N. W. 1997 Stratal order in peritidal carbonate sequences. **J. Sediment. Res.** 67, 1068–1082.

WRIGHT, V. P.; BECK, V. H.; SANZ-MONTERO, M. E. 1996 Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO₃ precipitation as a major contributor to crust formation. Discussion. **Journal of Sedimentary Research** 66, 1040–1041.

ZECCHIN, M.; CATUNEANU, O. 2012 High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding Surfaces **Marine and Petroleum Geology** xxx: 1 -25.

ZHURAVLEV, A. Y; WOOD, R. A. 2009 Controls on carbonate skeletal mineralogy: Global Co₂ evolution and mass extinctions. **Geology** v.37; no. 12; p. 1123–1126;

ZUFFA, G. G. 1980 Hybrid arenites: their composition and classification. **Journal of Sedimentary Petrology**, [S. I.], v. 50, n. 1, p. 21-29.