

Ednilson Bento Freire

**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**

Dissertação de Mestrado (Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2012

Resumo

BENTO FREIRE, Ednilson. 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, Ano. 2012. Mestrado em Geologia – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Ano 2012.

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito ao título de mestre.

Orientador Acadêmico:

Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Orientador Externo:

Dr. Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia

A Bacia de Salta, localizada no noroeste argentino, evoluiu a partir de um contexto tectônico de um rifte intracontinental durante o Cretáceo e início do Paleogeno, propiciando a formação de sub-bacias que foram preenchidas pelos sedimentos das supersequências Pirgua (sin-rifte) e Balbuena (fase sag). De forma particular, a evolução do sag na Sub-bacia de Metán-Alemania durante o intervalo de deposição da unidade Balbuena IV (Paleoceno) permitiu o desenvolvimento de sequências calcárias de origem microbiana controladas por fatores climáticos provavelmente influenciados pelos ciclos de Milankovitch em um ambiente tipicamente lacustre. Com a aplicação das técnicas da estratigrafia de alta resolução, os ciclos carbonáticos observados foram hierarquizados em sequências de 5^a e 4^a ordens que possuem uma rastreabilidade ao longo de dezenas de quilômetros na bacia. As associações de fácies presentes no intervalo estudado estão geneticamente relacionadas à acomodação disponível e ao seu posicionamento nos ciclos que as encerram nas curvas de variação do nível do lago em 5^a, 4^a e também na 3^a ordem. Nos ciclos de alta resolução, as fácies calcárias constituídas principalmente por grainstones, laminitos e estromatolitos seriam geradas durante períodos de seca com contínuo raseamento do lago. Assim, a estratigrafia de alta resolução aplicada às sequências calcárias de origem microbiana permite compreender a recorrência das fácies, tornando-se uma ferramenta de previsibilidade e mapeabilidade dos microbialitos na área estudada. Portanto, trata-se de um modelo preditivo com aplicabilidade na indústria do petróleo onde rochas de mesma natureza constituem reservatórios produtores.

Palavras-chave: microbialitos; estratigrafia; alta resolução

Abstract

BENTO FREIRE, Ednilson. *High resolution stratigraphic characterization of microbialite-bearing sequences in the Paleocene interval of the Yacoraite Formation (Balbuena IV Sequence) in the Salta region – Argentina.* Rio de Janeiro, 2012., 243 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

The Salta Basin, located in northwest Argentina, evolved from a intracontinental rift tectonic context during the Cretaceous and Paleogene, favoring the formation of sub-basins that were filled by sediments of Pirgua (syn-rift) and Balbuena (phase sag) supersequences. In particular, the sag evolution in the Metán-Alemania sub-basin during the depositional interval of Balbuena IV unit (Paleocene) allowed the development of microbialite-bearing sequences controlled by climatic factors probably influenced by Milankovitch cycles in a typical lake environment. By applying the of high resolution stratigraphy techniques, carbonate cycles were ranked in 5th and 4th orders sequences that have a traceability over tens of kilometers in the basin. The facies associations found in the studied interval are genetically related to the accommodation available and its positioning in the cycles of lake level variation in 5th, 4th, and also in the 3rd order. In high resolution cycles, the main carbonate facies are formed by grainstones, stromatolites and laminites and would have been generated during dry periods with continuous shallowing of the lake. Thus, high resolution stratigraphy applied to microbialite-bearing sequences allows to understand the recurrence of facies, becoming a predictability and mapeability tool of the microbiolites in the study area. Therefore, it is a predictive model with applicability in the oil industry where similar rocks are producing reservoirs.

Key-Words: microbialite-bearing, stratigraphy, high resolution

1 ASPECTOS GERAIS E OBJETIVOS DO TRABALHO

1.1 Introdução

A Bacia do Grupo Salta (TURNER, 1959), informalmente denominada Bacia de Salta (MARQUILLAS *et al.*, 2005), é uma importante feição paleogeomorfológica com uma área aproximada de 150.000 km² e 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 Tucumán. Esta bacia teve sua origem no Cretáceo através do rifteamento da porção da Placa Sulamericana, como resposta ao processo de abertura do Gondwana durante o ciclo orogênico Patagonídico (KEIDEL, 1921). A evolução deste rifte somente foi encerrada no final do Eoceno, devido à Orogênese Andina (HERNÁNDEZ e ECHAVARRIA, 2009). Aspectos estruturais (SALFITY, 1979; BIANNUCCI *et al.*, 1981; SALFITY e 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).

Os primeiros relatos escritos sobre a existência de petróleo na Argentina estão associados a documentos históricos de meados do século XVII na região de Salta. Estes documentos foram redigidos por freis franciscanos das missões de Tarija e que descreveram a ocorrência de “depósitos visíveis” de petróleo (DORFMAN, 1942). Estes são os registros mais antigos documentados de exudações do “óleo negro” na província de Salta.

Durante o início do século XX, as pesquisas desenvolvidas na região levaram à descoberta de pequenos jazimentos de petróleo não comerciais, impulsionados pelos investimentos aplicados pela empresa argentina estatal YPF (*Yacimientos*

Petrolíferos Fiscales) (DISALVO, 2002).

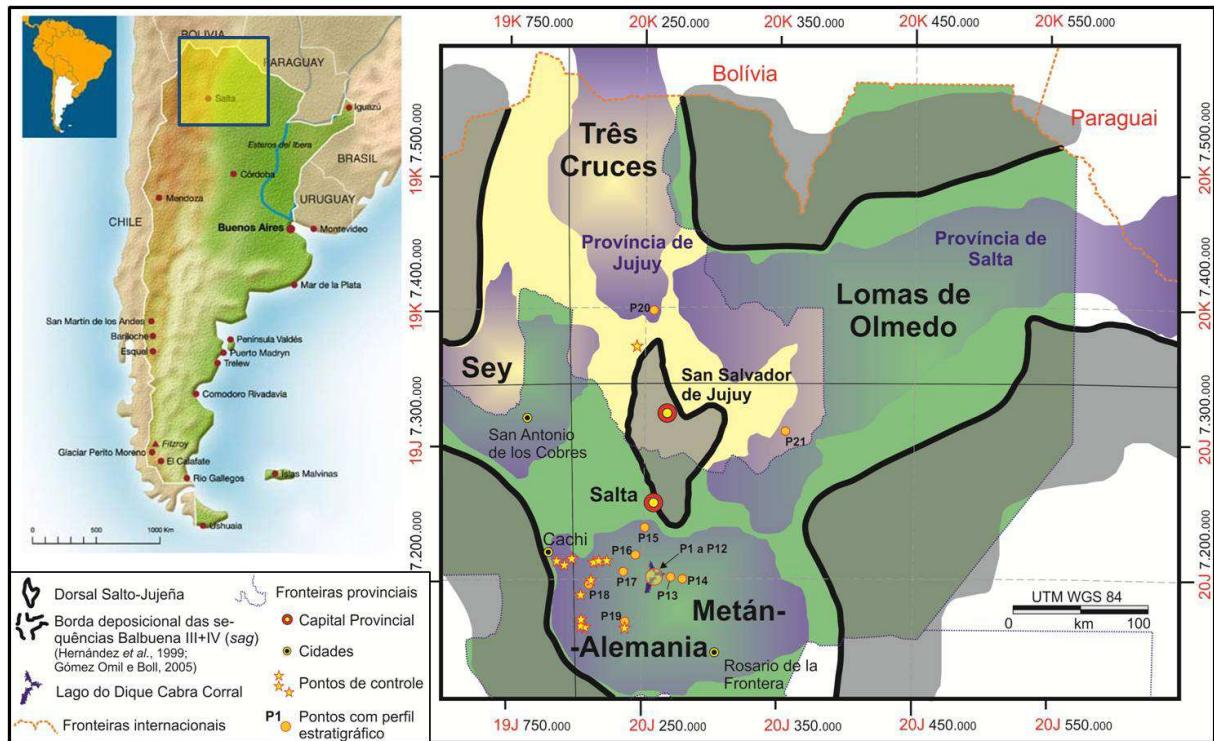


Figura 1.1 – Mapa de localização da Bacia de Salta e das sub-bacias (azul transparente) que a compõem. A Sub-bacia de Metán-Alemania (a sul) é a área de concentração do presente estudo (mapa da bacia construído com base em Hernández *et al.* (1999) e Gómez Omil e Boll (2005)).

A primeira jazida comercial de petróleo na seção sedimentar da região foi descoberta na Sub-bacia Lomas de Olmedo no final da década de 40 do século passado, denominada “Jazimento Caimancito”. A partir de então houve um crescente exploratório na região, tendo como objetivos principais os *plays* de carbonatos fraturados (e/ou carstificados) da Formação Yacoraite (Maastrichtiano – Daniano). Os poços mais profundos da Argentina foram perfurados neste *play* (acima dos 5.000m de profundidade medida), os quais chegaram a produzir, na década de 70, cerca de 50.000 barris/dia de óleo (DISALVO, 2002).

A presença de reservatórios de hidrocarbonetos nos carbonatos de origem microbiana que compõem a Formação Yacoraite em Lomas de Olmedo levou a uma ampla pesquisa e estudos na área da Sub-bacia de Metán-Alemania, devido ao grande número de afloramentos acessíveis, bem como a continuidade e

preservação dos mesmos. Ao longo dos últimos anos, diversos trabalhos foram realizados na região visando a caracterização estratigráfica, paleoambiental e genética das rochas que compõem esta unidade.

Com as recentes descobertas na seção “Pré-Sal” das bacias *offshore* do Brasil em Campos, Santos e Espírito Santo, a região de Salta tornou-se um campo-escola propício à compreensão da evolução do arcabouço estratigráfico e deposicional dos carbonatos de origem microbiana.

Desta forma, o aprimoramento dos conhecimentos acerca das sequências sedimentares da Formação Yacoraite constitui uma ferramenta de alta aplicabilidade para o zoneamento e previsibilidade de ocorrência dos reservatórios análogos ou similares, incluindo a seção Pré-Sal nas bacias brasileiras.

1.2 Objetivos e motivação do trabalho

As grandes descobertas de petróleo ocorridas nos últimos anos nas bacias de Santos e Campos geraram a necessidade de estudos em afloramentos análogos aos reservatórios do “Pré-Sal” (Aptiano). Para tanto, a Petrobras passou a investir amplamente em pesquisas direcionadas à análise dos microbialitos. Estas pesquisas têm como foco principal fomentar os insumos geológicos, petrofísicos e estatísticos necessários ao aprimoramento dos modelos de geo-simulação e aos projetos de desenvolvimento destes reservatórios. A partir de 2009, a empresa criou o 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 carbonáticas 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.

O objetivo principal desta dissertação é o estudo das sequências carbonáticas de origem microbiana da Formação Yacoraite (no intervalo de idade Paleoceno) na Bacia de Salta (Sub-bacia de Metán-Alemania), visando a compreensão dos arcabouços genético, deposicional e estratigráfico das rochas que formam estas sequências, sob a ótica da estratigrafia de alta resolução.

Através deste estudo, procurou-se desenvolver uma nova abordagem de análise estratigráfica sequencial em alta resolução que possibilite a individualização dos ciclos deposicionais e que seja uma ferramenta preditiva e operacional para a compreensão da distribuição das heterogeneidades (barreiras de fluxo) e dos reservatórios em seções carbonáticas microbianas. Também, o presente trabalho objetiva reunir os principais conceitos e os resultados construídos junto à equipe do PCEAR (Programa de Capacitação em Estratigrafia de Alta Resolução - Petrobras) na região da Sub-bacia de Metán-Alemania.

Esta dissertação pretende demonstrar o uso de ferramentas básicas (descrição de afloramentos, análise petrográfica, correlação de perfis estratigráficos e análise estatística) para a caracterização dos reservatórios carbonáticos de origem microbiana lacustres segundo os critérios estratigráficos preditivos em alta resolução. Por fim, visa colaborar para que a região estudada seja um campo-escola para a aplicação das técnicas estratigráficas de alta resolução no estudo, analogia e zoneamento das sequências microbialíticas do “Pré-Sal” brasileiro.

1.3 Acesso à área de estudo

A área principal de estudo está localizada na Província de Salta, noroeste da Argentina, na região do Dique Cabra Corral e adjacências (Figura 1.2).

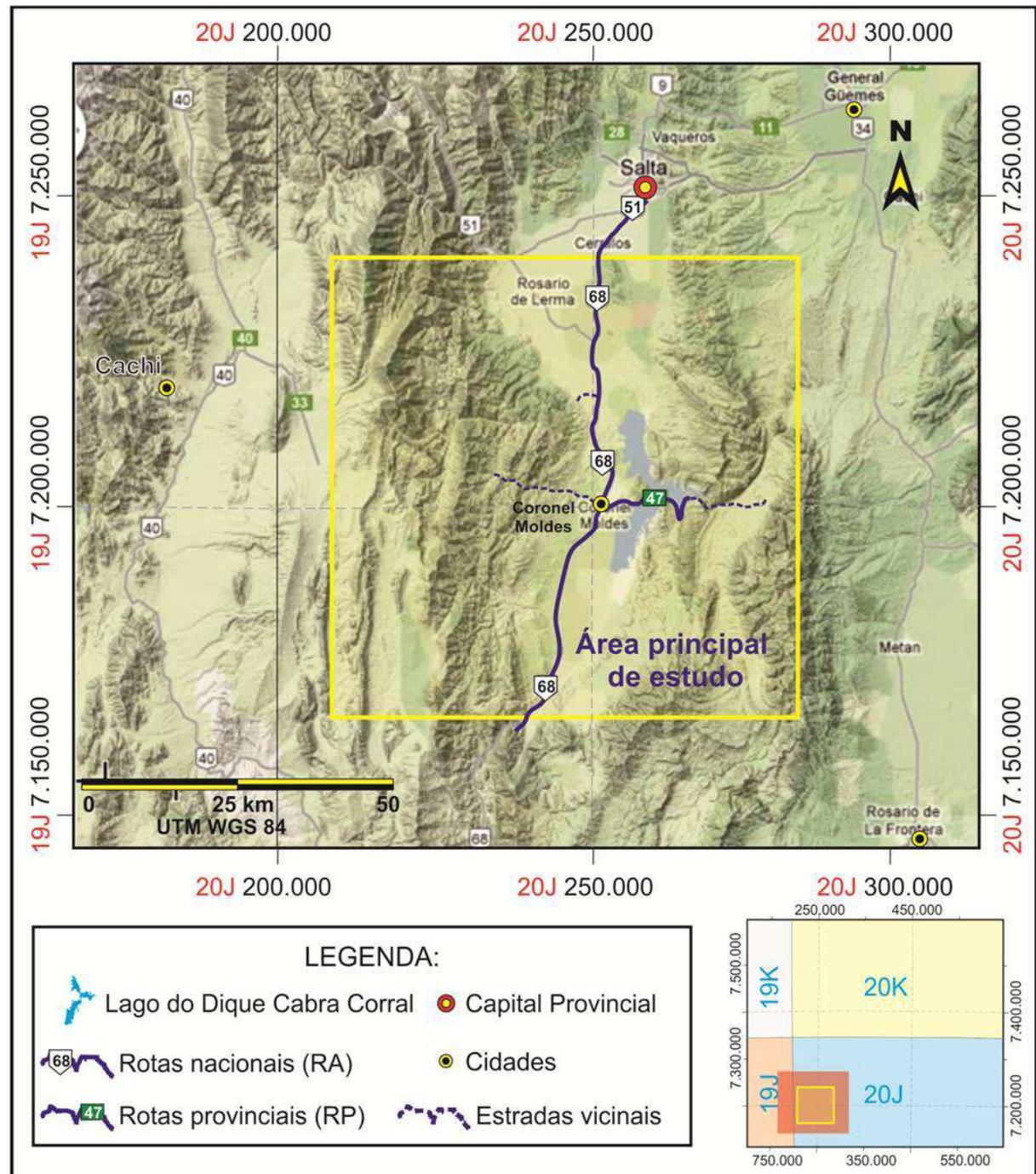


Figura 1.2 – Mapa de acesso à região principal de trabalho na área do Dique Cabra Corral e adjacências, Província de Salta (Mapa de relevo - fonte: Google® Maps Brasil). O retângulo em vermelho no mapa de coordenadas (borda direita inferior da figura) representa toda a área apresentada no mapa de relevo (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 principal deste trabalho.

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. Esta região é hoje uma importante área de lazer e turismo, sendo, portanto, contemplada com hotéis e diversas áreas de *camping*.

O acesso a partir da capital Salta é feito tomando-se a autopista RA-51 até o entroncamento com a rodovia (rota) 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 rota 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, os pontos mais distantes estudados foram acessados via estradas vicinais.

1.4 Trabalhos apresentados em eventos

As bases preliminares dos conceitos e da metodologia presentes nesta dissertação, construídas em conjunto com toda a equipe envolvida no PCEAR na área estudada, foram apresentadas, pela mesma equipe, em seminários e congressos durante os dois últimos anos. Dentre estes trabalhos constam:

1 – Análise dos carbonatos de origem microbial da Formação Yacoraite na região de Salta sob a ótica da estratigrafia de alta resolução: um enfoque metodológico: apresentado no 2º Seminário Interno de Geologia de Reservatórios realizado pela Petrobras, em setembro 2010, na cidade de Aracaju – Sergipe, Brasil (BENTO FREIRE *et al.*, 2010).

2 – *Estratigrafía de Alta Resolución: un puente necesario entre la Sedimentología y la Estratigrafía tradicionales – prácticas y resultados*: palestra de abertura na plenária do XVIII Congreso Geológico Argentino, o qual ocorreu na cidade de Neuquén – Argentina, em maio de 2011 e ministrada por Raja Gabaglia.

3 – *Cyclostratigraphy and climatic control on microbial influenced sedimentation (Balbuena Supersequence, Yacoraite Formation, Paleocene, Salta – Argentina)*: pôster apresentado no 28º IAS Meeting of Sedimentology, realizado na cidade de Zaragoza – Espanha , em julho de 2011 (RAJA GABAGLIA et al., 2011).

4 – *Searching for potential analogues for the Pre-Salt Santos Basin, Brazil: High Resolution Stratigraphic studies of microbialite-bearing sucessions from Salta Basin, Argentina*: trabalho apresentado na AAPG International Conference and Exhibition realizada na cidade Milão – Itália, em outubro de 2011(BENTO FREIRE et al., 2011).

Além destes trabalhos, encontra-se já aprovado (pelo comitê organizador da AAPG), para apresentação em junho de 2012, o pôster: *Salta Basin, Argentina: a good analog for Phanerozoic Lacustrine Microbialite-Bearing Reservoirs* (TERRA, no prelo), o qual será exposto na Hedberg Research Conference, a ser realizada na cidade de Houston, Texas – Estados Unidos.

2 MATERIAL E MÉTODO

A realização dos trabalhos ocorreu inicialmente por meio da análise do material de pesquisa preexistente já publicado a partir de projetos executados na área e na seção estratigráfica do Grupo Salta (TURNER, 1959) no Noroeste Argentino. Posteriormente, foram realizados levantamentos de campo e aquisição de dados na região selecionada, visando ao detalhamento necessário para se atingir os objetivos da presente dissertação.

Para o desenvolvimento dos estudos foi obedecida a seguinte metodologia, em ordem cronológica de execução:

2.1 Levantamento bibliográfico do acervo de trabalhos na área estudada

Nesta etapa inicial, foram analisados os dados bibliográficos disponíveis em domínio público acerca dos trabalhos anteriores realizados na Bacia de Salta referentes à caracterização estratigráfica, paleoambiental e estrutural do arcabouço litológico do Grupo Salta. Posteriormente, foram detalhados os trabalhos relacionados à compreensão 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” (Capítulo 11), ao final desta dissertação.

Merecem destaque, na evolução da presente pesquisa na área da Sub-bacia de Metán-Alemania, os trabalhos de Hernández *et al.* (1999), Hernández e Omil (2008), Marquillas *et al.* (2003, 2005 e 2007), Disalvo *et al.* (2002), Sial *et al.* (2001a,b) e Bohacs *et al.* (2000).

2.2 Delimitação da área e seção estratigráfica de trabalho

Considerando os objetivos elencados na seção 1.3 (Capítulo 1), a delimitação da área e da seção estratigráfica de trabalho foi realizada por meio do reconhecimento regional na Bacia de Salta, ocorrida na missão de campo em abril de 2010. Durante esta missão foram visitados pontos de controle ao longo das sub-bacias de Metán-Alemania e Três Cruces.

O intervalo estratigráfico que engloba a seção definida por Hernández *et al.* (1999) como Sequência Balbuena IV (Daniano) na Bacia de Salta demonstrou-se favorável para os objetivos da pesquisa. Esta seção encontra-se bem caracterizada, na área do Dique Cabra Corral, por meio de afloramentos com dimensões laterais entre 100 e 400m e espaçamento entre si variando de 0,6 e 9,5 km, ao longo de cortes de estrada, ravinas e leitos de córregos. Também, o estudo da Sequência Balbuena IV é favorecido pelo bom estado de conservação dos afloramentos, o que permite a caracterização petrográfica e a correlação estratigráfica precisas.

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. Nesta região, as exposições da Sequência Balbuena IV permitem uma compreensão tridimensional do arcabouço estratigráfico da área (Figura 2.1).

2.3 Premissas para aquisição dos dados de trabalho

Além da missão de campo ocorrida em abril de 2010, foram realizadas mais seis saídas de campo na região da Sub-bacia de Metán-Alemania, com foco no detalhamento de pontos pré-selecionados. Durante a realização destas saídas,

foram desenvolvidas, metodologicamente, as seguintes atividades: identificação macroscópica das principais fácies sedimentares, levantamento dos perfis estratigráficos, aquisição dos perfis de raios gama espectral e coleta de amostras para petrografia.



Figura 2.1 – Imagem de parte da área do Dique Cabra Corral mostrando a disposição tridimensional dos cortes de estrada onde aflora a sequência Balbuena IV. Os pontos amarelos indicam alguns dos afloramentos onde a sequência foi detalhada neste estudo. (Fonte: *Google Earth*® 2010).

No decorrer dos trabalhos de campo a malha de pontos estudados foi refinada e detalhada, de forma a permitir uma distribuição areal mais adequada para a realização das atividades de correlação e tratamento estatístico, o que ocorreu nas etapas finais desta pesquisa. O quadro 2.1 mostra os períodos de realização das saídas de campo executadas para o desenvolvimento do projeto.

A cada novo levantamento de campo, os dados obtidos e já tratados das missões anteriores foram delineadores para o planejamento do posicionamento e direcionamento dos dados adicionais (sejam novas amostras ou novos perfis) a serem adquiridos. Ao todo, foram realizados 64 dias de campo.

2.4 Levantamento de dados básicos

O levantamento de dados básicos durante as etapas de campo consistiu na realização de quatro atividades executadas simultaneamente ao longo dos pontos selecionados para o estudo. Estas atividades são descritas nos tópicos a seguir.

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

| Saídas de campo | Período de realização |
|--|-----------------------|
| 1ª Missão de campo (reconhecimento regional e delimitação da área) | 5 a 17/abr/2010 |
| 2ª Missão de campo (levantamento detalhado de dados na área de estudo) | 14 a 26/jun/2010 |
| 3ª Missão de campo (levantamento detalhado de dados na área de estudo) | 27/ago a 5/set/2010 |
| 4ª Missão de campo (levantamento detalhado de dados na área de estudo) | 29/set a 09/out/2010 |
| 5ª Missão de campo (levantamento detalhado de dados na área de estudo) | 25/out a 06/nov/2010 |
| 6ª Missão de campo (levantamento detalhado de dados na área de estudo) | 21 a 24/mai/2011 |
| 7ª Missão de campo (levantamento final de dados na área de estudo) | 10 a 13/set/2011 |

2.4.1 Identificação e caracterização das fácies sedimentares

O presente estudo utiliza o termo **rochas carbonáticas** (ou simplesmente **carbonatos**), de um modo geral, relativo a qualquer rocha calcária de composição predominantemente calcítica (constituídas por mais de 50% de carbonato de cálcio – CaCO_3) encontrada na região e na seção estratigráfica de estudo.

Dentre estas rochas, será adotado o termo **microbialito** - modificação do termo original “*microbialite*” definido por Burne e Moore (1987) e que também foi definido por Dias (1998) como “**microbiolito**” - para toda estrutura organossedimentar

carbonática (laminada ou não) observada na área de pesquisa deste trabalho, incluindo desde os estromatolitos até os grãos calcários oncolíticos. Os microbialitos irão se referir, portanto, a qualquer depósito sedimentar que tenha sua gênese relacionada à atuação direta (bioinduzida) ou indireta (bioinfluenciada) de microorganismos, principalmente cianobactérias, bactérias e algas, além de fungos e diatomáceas (DEMICO e HARDIE, 1994). Também cabe ressaltar, que a citação da expressão “**rochas carbonáticas finas**” estará associada a todo litotipo calcário composto predominantemente por lama carbonática (mais de 50%) ou por grãos de granulometria argila ou menor (matriz carbonática). Estas rochas, de modo geral, representarão as rochas carbonáticas texturalmente suportadas pela matriz segundo Dunham (1962): mudstones e wackestones. Assim, o uso do termo **mudstone**, neste trabalho, irá se referir, estritamente, como referência a todo calcário composto predominantemente por lama carbonática. Da mesma forma que os calcários, as fácies siliciclásticas formadas predominantemente por grãos na escala silte ou argila citadas neste estudo estarão associadas ao termo “**finos**” (e.g. sedimentos siliciclásticos “finos”, rochas siliciclásticas “finas”).

O reconhecimento das principais fácies carbonáticas em campo teve como base a classificação de Terra *et al.* (2010), a qual reune e se fundamenta nas classificações de Pettijohn (1957), Folk (1962), Dunham (1962), Carozzi *et al.* (1972), Embry e Klovan (1971), Demmico (1994) e Riding (2000), Flügel (2004). Terra *et al.* (2010) definiu subvariedades dentro do campo dos elementos ligados durante a formação (DUNHAM, 1962) e que será detalhada mais a frente. De maneira geral, esta nova classificação reflete uma necessidade operacional frente à descrição dos testemunhos da seção carbonática do “Pré-Sal” nas bacias brasileiras. Contudo, deve ser utilizada com os devidos cuidados de escalas quando levada a comparar as

fácies em afloramentos, como será discutido posteriormente. Em campo, o uso do ácido clorídrico com concentração 10% auxiliou na separação entre algumas fácies carbonáticas finas das fácies siliciclásticas pelíticas ou mistas (e.g. argilitos de margas) com base no grau de efervescência ao ácido.

2.4.2 Levantamento de perfis estratigráficos

Ao longo das missões de campo foram levantados 21 perfis estratigráficos (Figura 2.2 e Quadro 2.3) na escala de detalhe 1:40, perfazendo um montante de 727,8m de perfis verticalizados. Um dos perfis descritos está localizado na Sub-Bacia de Três Cruces (afloramento Jueya) e um outro na Sub-bacia de Lomas de Olmedo (afloramento Garabatal), os quais foram utilizados para comparação da seção litológica descrita com os perfis estratigráficos na área de estudo. Na Sub-bacia de Metán-Alemania, dezenove perfis estratigráficos foram levantados (Figura 2.3), totalizando 91,5% (665,3m) do total vertical empilhado. Em relação aos pontos Ensenada Guachipas Norte, Ensenada Guachipas Sul, Ensenada Los Peces, Punta de Isla e Cerro Del Fuerte (Figura 2.4), o acesso até os afloramentos foi realizado com o apoio de um barco-lancha.

Também foram visitados 13 pontos de controle (Quadro 2.2) com o objetivo de compreender a variação litofaciológica do intervalo estratigráfico estudado. Destes afloramentos, 12 estão localizados na borda W da Sub-bacia de Metán (Figura 2.3 – C1 a C12). Os pontos de controle C1 a C3, C8 e C9 a C11 encontram nas regiões de Cachi, Serra da Escalera e Rio Tonco, respectivamente. Nestas regiões ocorrem espessas seções com registros do aporte de sedimentos siliciclásticos correlacionáveis ao intervalo pesquisado (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Os afloramentos C4 a C6, C7 e C12 estão posicionados nas regiões do Vale Encantado,

Isonza e Alemania, respectivamente. Nestas regiões observam-se intercalações de níveis predominantemente siliciclásticos (com grande participação de arenitos quartzo-feldspáticos) com níveis francamente carbonáticos no intervalo estratigráfico de interesse. Por fim, o último ponto de controle encontra-se localizado no sul da Sub-bacia de Três Cruces (Figura 2.2 – ponto C13), borda norte da Dorsal Salto-Jujeña, região de Pumamarca, onde os depósitos da fase sag (Paleoceno) encontram-se pouco espessos ou mesmo ausentes (não deposição).

Quadro 2.2 – Coordenadas e localização dos pontos de controle visitados.

| Afloramento | Ponto de controle | Coordenadas <i>Datum: WGS 84</i> | Região |
|----------------------|-------------------|-------------------------------------|---------------------|
| Quebrada Tin Tin | C1 | 19J 0790276 7211541 | Cachi |
| Arroyo Cerro Tin Tin | C2 | 19J 0795242 7208705 | Cachi |
| Quebrada del Puesto | C3 | 19J 0800827 7213532 | Parque Los Cardones |
| Vale Encantado | C4 | 20J 0212476 7211157 | Vale Encantado |
| Cuesta del Bispo | C5 | 20J 0216134 7212176 | Vale Encantado |
| Ponto Estrutural | C6 | 20J 0222260 7212365 | Vale Encantado |
| Víbora Gorda | C7 | 20J 0209555 7195846 | Isonza |
| Escalera | C8 | 20J 0203466 7187189 | Serra da Escalera |
| Quebrada Rio Tonco | C9 | 20J 0203968 7167923 | Rio Tonco |
| Rio Suntiales Oeste | C10 | 20J 0204217 7164257 | Rio Tonco |
| Rio Suntiales Leste | C11 | 20J 0207221 7162812 | Rio Tonco |
| Alemania | C12 | 20J 0236616 7162644 | Alemania |
| Pumamarca | C13 | 20K 0242395 7370361 | Pumamarca |

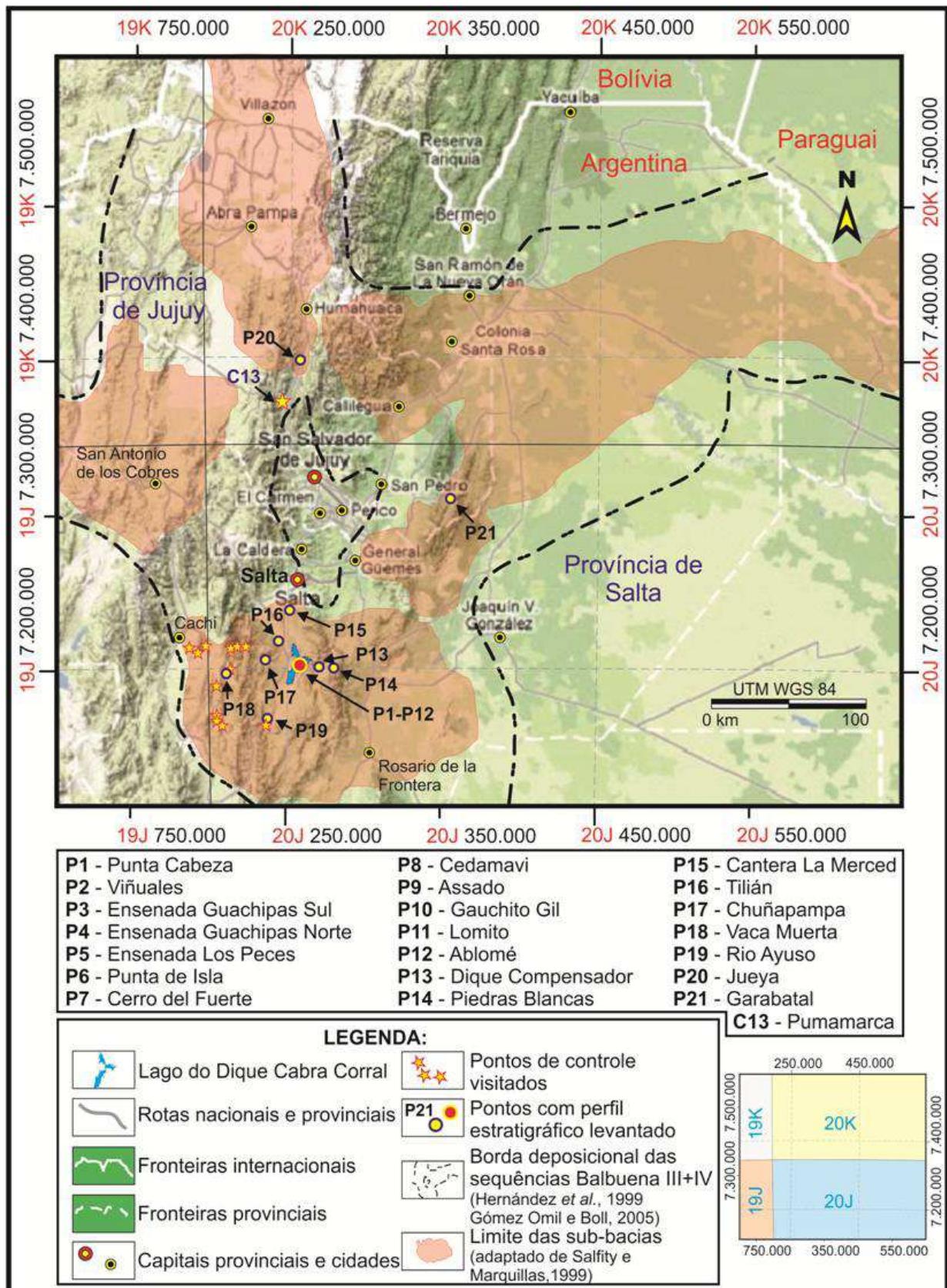


Figura 2.2 – Mapa de localização dos pontos detalhados e de controle na Bacia de Salta. Na área do lago do Dique Cabra Corral foram levantados 13 pontos com perfil estratigráfico (pontos P1 a P13) (Mapa de relevo: Google maps® 2012).

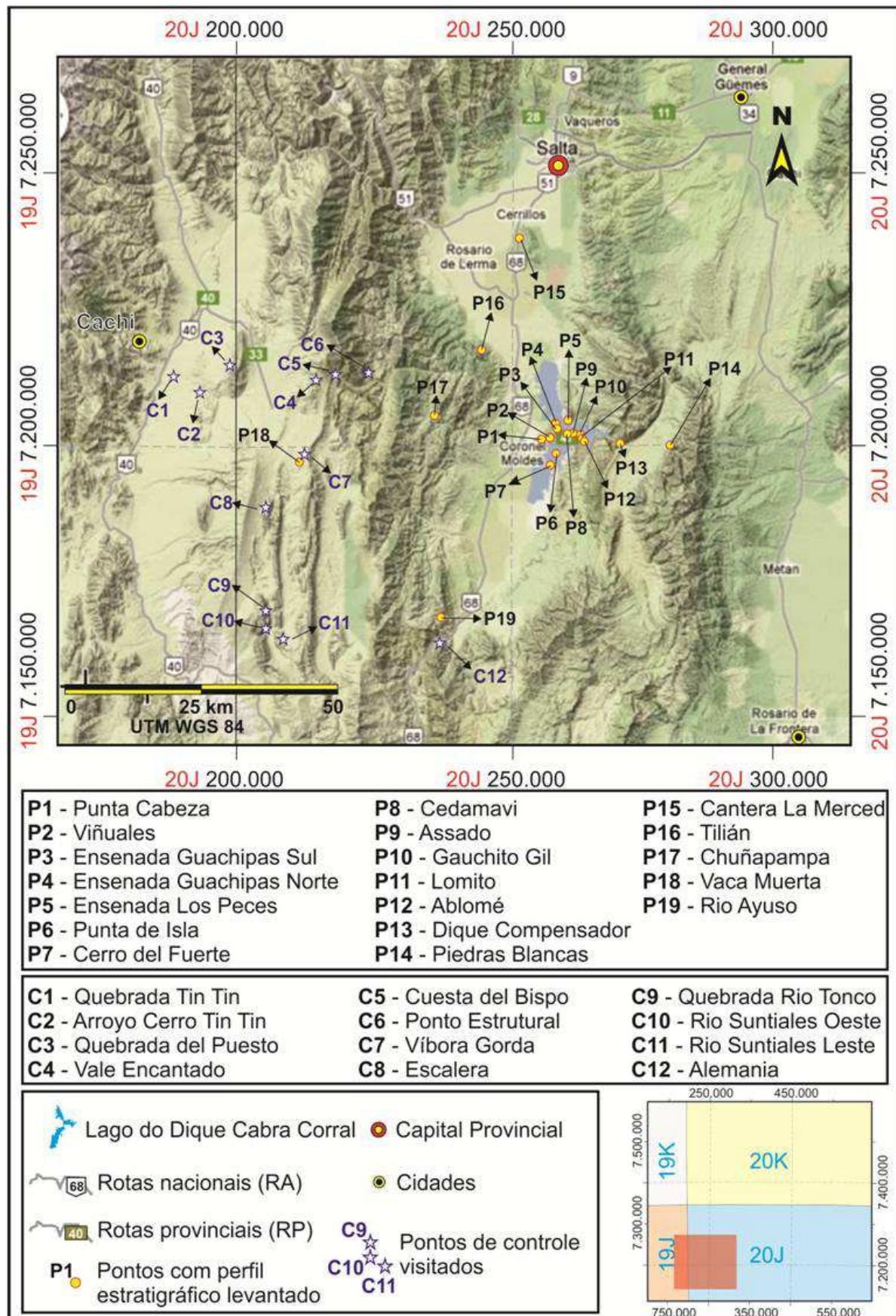


Figura 2.3 – Mapa de localização dos pontos detalhados (de controle e com perfil estratigráfico) na Sub-bacia de Metán-Alemania (Mapa de relevo: Google maps® 2012).

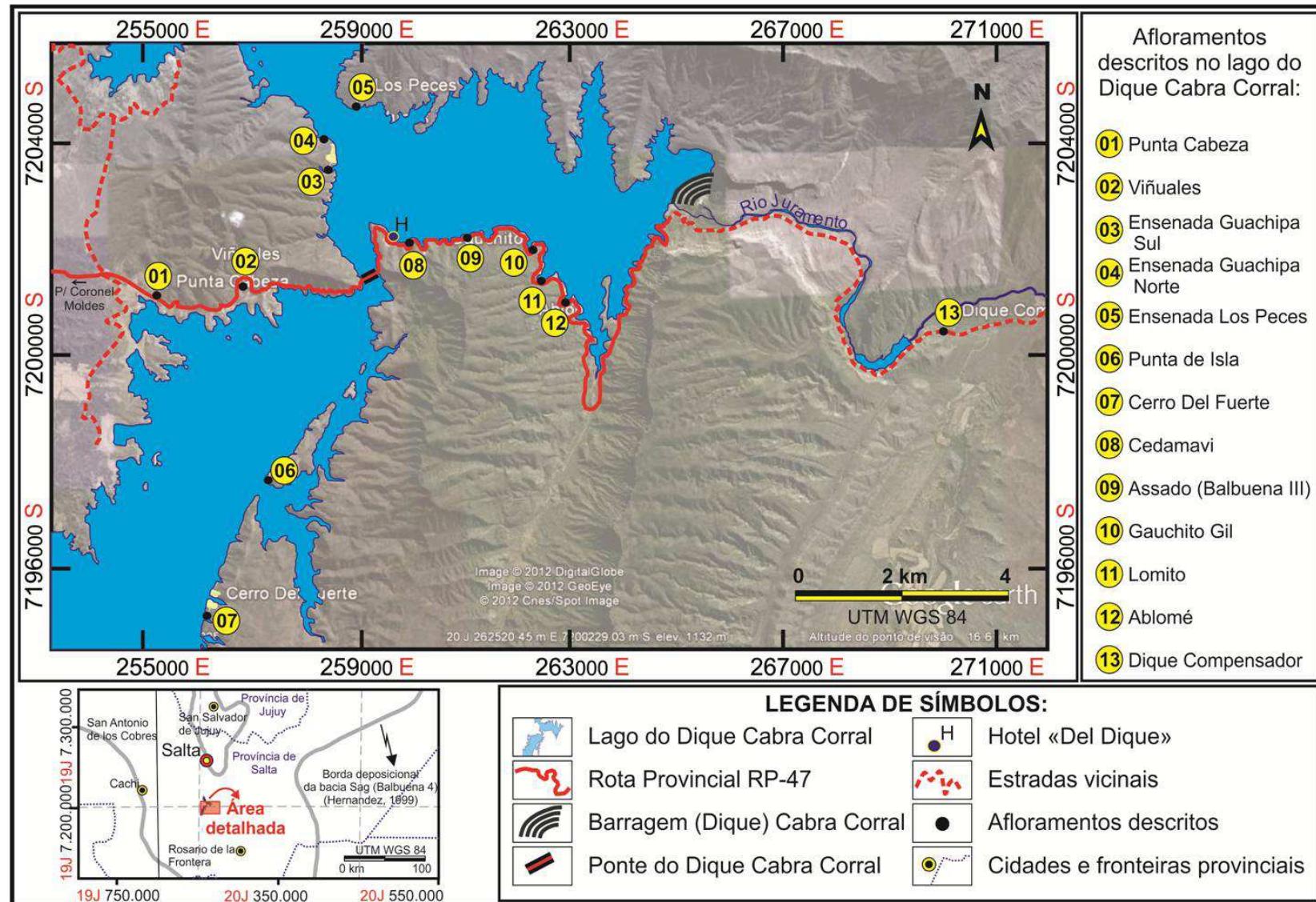


Figura 2.4 – Mapa de localização dos pontos detalhados na região do lago do Dique Cabra Corral (Mapa de relevo: Google Earth® 2012).

Quadro 2.3 – Coordenadas e localização dos pontos detalhados no estudo.

| Afloramento (Ponto) | Coordenadas Datum: WGS 84 | Região | Sequência(s) descrita(s) | Espessura verticalizada (m) |
|---------------------------------------|---------------------------------|-----------------------|------------------------------------|-----------------------------------|
| Punta Cabeza (P1) | 20J 0255194 7201232 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV e base St.Bárbara | 31,8 |
| Viñuales (P2) | 20J 0256764 7201335 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 28,6 |
| Ensenada Guachipas Sul (P3) | 20J 0258347 7203501 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 44,9 |
| Ensenada Gua- chipas Norte (P4) | 20J 0258312 7204101 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 40,1 |
| Ensenada Los Peces (P5) | 20J 0258898 7204702 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 14,2 |
| Punta de Isla (P6) | 20J 0257329 7197760 | Dique Cabra Corral | Topo Balbuena III e Balbuena IV | 41,6 |
| Cerro del Fuerte (P7) | 20J 0256124 7195225 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 28,5 |
| Cedamavi (P8) | 20J 0259884 7202140 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 37,6 |
| Assado (P9) | 20J 0260922 7202232 | Dique Cabra Corral | Base Balbuena IV e Balbuena III | 30,2 |
| Gauchito Gil (P10) | 20J 0262208 7202000 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 46,0 |
| Lomito (P11) | 20J 0262343 7201424 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 45,7 |
| Ablomé (P12) | 20J 0262733 7201010 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 44,0 |
| Dique Compensador (P13) | 20J 0269935 7200476 | Dique Cabra Corral | Balbuena IV | 47,5 |
| Piedra Blanca (P14) | 20J 0279229 7200347 | Piedra Blanca | Balbuena IV | 43,8 |
| Cantera la Merced (P15) | 20J 0249958 7237538 | La Merced | Balbuena III (?) e Balbuena IV | 17,9 |
| Tilian (P16) | 20J 0243632 7217194 | Tilian | Balbuena IV | 38,9 |
| Chuñapampa (P17) | 20J 0233454 7204354 | Cerro Bravo | Balbuena IV | 37,2 |

Quadro 2.3 (continuação) – Coordenadas e localização dos pontos detalhados no estudo.

| Afloramento (Ponto) | Coordenadas Datum: WGS 84 | Região | Sequência(s) descrita(s) | Espessura verticalizada (m) |
|------------------------|---------------------------------|------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| Vaca Muerta (P18) | 20J 0209669 7195767 | Isonza | Balbuena IV e base St.Bárbara | 27,9 |
| Rio Ayuso (P19) | 20J 0236893 7167039 | Alemania | Balbuena IV | 18,9 |
| Jueya (P20) | 20K 0254375 7397251 | Jueya – Prov. Jujuy | Balbuena III e Balbuena IV | 33,5 |
| Garabatal (P21) | 20J 0353562 7310527 | Arroyo Garabatal | Balbuena IV | 29,0 |

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 (Figura 2.6).

Assim, considerou-se que as fácies carbonáticas descritas como laminitos seriam representadas na granulometria argila; a fácie wackestone na granulometria entre silte e areia muito fina e a fácie packstone entre areia muito fina e areia fina. Já os estromatolitos foram plotados na granulometria grânulo, independente da textura interna. A geometria das estruturas estromatolíticas foi detalhada na folha de campo no item “descrição” (Figura 2.5), enquanto o diâmetro e o tamanho dessas estruturas foram identificados pelo padrão de preenchimento da litologia, realizado posteriormente no software da Petrobras, ANASETE®. As demais fácies carbonáticas (incluindo-se os grainstones, rudstones e brechas), bem como as fácies siliciclásticas observadas, foram plotadas segundo a granulometria identificada em campo, com utilização da escala granulométrica de Wentworth (1922). A única fácie vulcânica observada no intervalo estratigráfico estudado, o tufo vulcânico, foi considerada na granulometria argila, pelo seu aspecto afanítico.

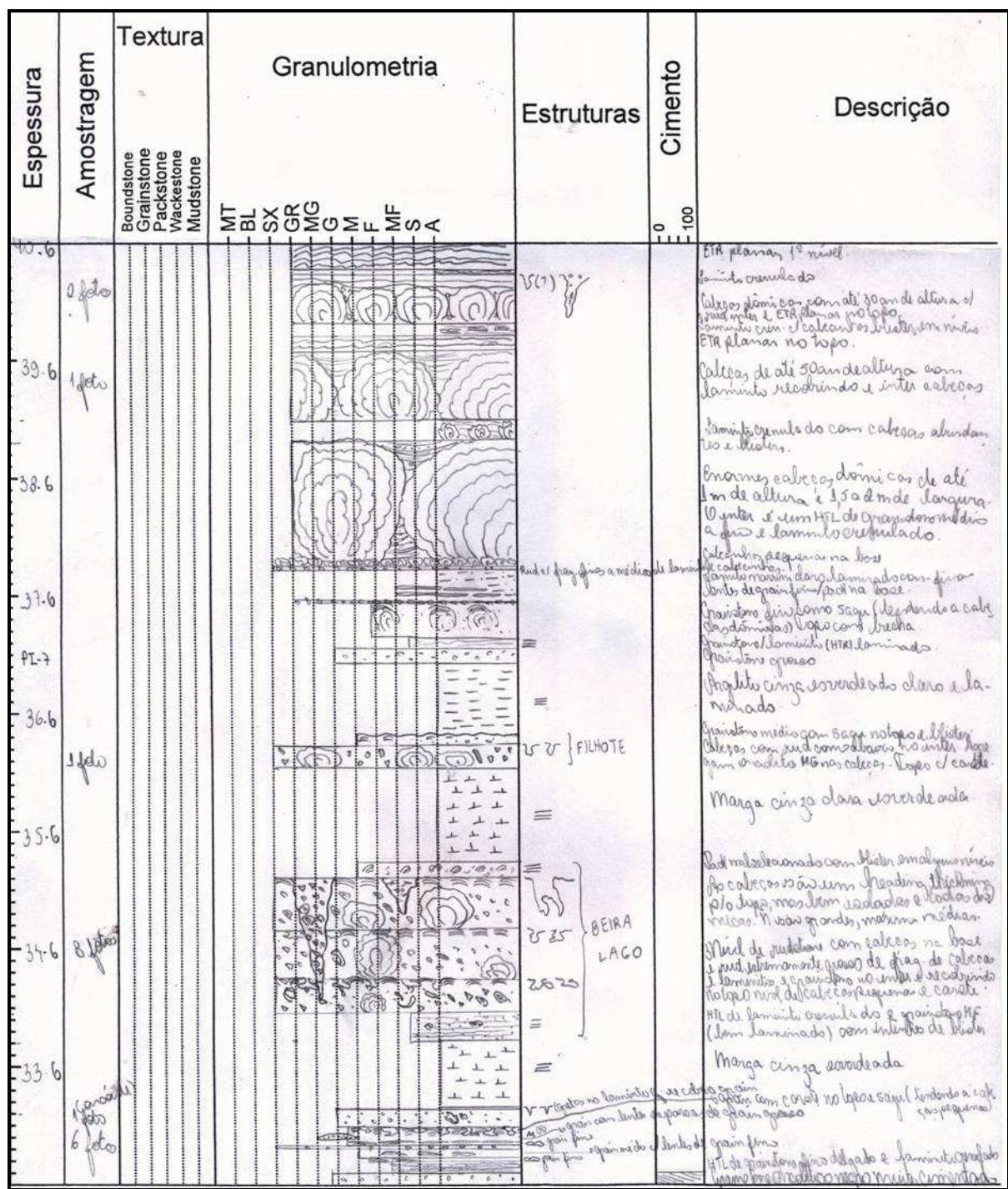


Figura 2.5 – Exemplo da descrição dos perfis estratigráficos levantados em campo (imagem da parte superior do perfil estratigráfico do afloramento Punta de Isla). No perfil descrito em campo é possível manter uma riqueza de estruturas e detalhes por meio de desenhos livres que não são passíveis de representação no software de armazenagem.

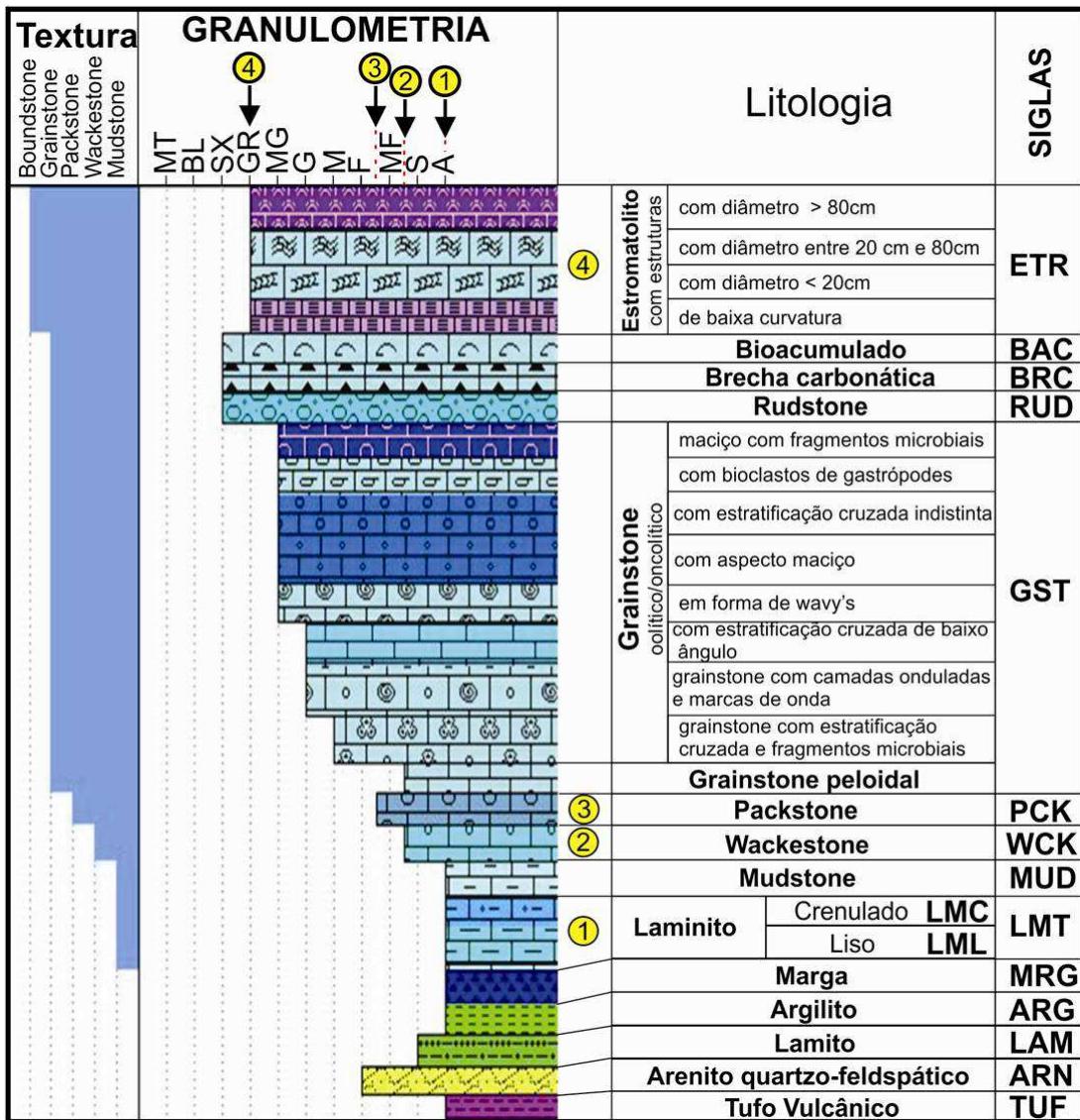


Figura 2.6 – Padrão de descrição e armazenamento dos dados dos perfis estratigráficos levantados em campo. Notar as adaptações necessárias para englobar, em um mesmo perfil, as fácies siliciclásticas e as fácies carbonáticas observadas. O preenchimento dos intervalos no campo “granulometria” visa separar o máximo de texturas e estruturas identificadas na fácies nos afloramentos da área de estudo, e seguem o padrão ANASETE®.

2.4.3 Coleta de amostras

Foram coletadas ao longo dos pontos aproximadamente 250 amostras de mão dos diferentes litotipos e das diversas fácies observados na área de pesquisa. Destas amostras foram confeccionadas 175 lâminas delgadas visando a caracterização petrológica das fácies e seus componentes (partículas constituintes, cimento, microfósseis).

2.4.4 Levantamento de acervo fotográfico de detalhe e para fotomosaicos

Ao longo dos afloramentos foram tomadas centenas de fotografias de detalhe das fácies e estruturas presentes. Além disso, fotografias panorâmicas foram tomadas de modo a obter fotomosaicos dos principais afloramentos descritos. Este levantamento fotográfico visou obter um registro o mais completo possível dos pontos visitados e permitiu, também, uma análise estratigráfica comparativa preliminar. Além disso, os painéis confeccionados possibilitaram a identificação, por meio da textura da camada na foto, uma avaliação prévia das dimensões e extensão dos principais elementos constitutivos das sequências sedimentares presentes.

2.5 Levantamento de perfis gama espectral

Utilizando um equipamento de mão modelo RS-230BGO Super-Spec® (*Radiation Solutions Inc.*), foram levantados 212m de perfis gama espectral ao longo de cinco afloramentos (Tabela 2.1) que apresentavam de forma contínua e mais completa a Sequência Balbuena IV. As medições foram feitas com espaçamento constante de 20 em 20 cm a partir de uma linha ortogonal ao mergulho da camada, de forma a obter o levantamento na espessura real do intervalo. Cada medida ocorreu com um tempo de 60 segundos. Além do dado de gama total (ngVh^{-1}), foram obtidas medidas de K (%), U (ppm) e Th (ppm).

A interpretação desses dados permitiu a caracterização dos ciclos estratigráficos ao longo da unidade estratigráfica de interesse e a inferência sobre teores de matéria orgânica, argilosidade, degradação oxidativa e proximidade da área fonte (ULBRICH *et al.*, 2009). Contudo, no presente trabalho, a grande contribuição dos perfis gama foi a utilização de suas assinaturas para correlacionar e

para calibrar as principais superfícies estratigráficas ao longo da área de estudo por distâncias superiores a 40 km.

Tabela 2.1 – Dados gerais sobre os perfis gama espectral levantados neste estudo.

| Afloramento (Ponto) | Amostragem vertical (m) | Tempo para cada medida (segundos) | Número de pontos medidos | Espessura total (m) |
|------------------------------|-------------------------------|---|-----------------------------|------------------------|
| Cedamavi (P8) | 0,2 | 60 | 188 | 37,6 |
| Lomito (P11) | 0,2 | 60 | 229 | 45,7 |
| Abloomé (P12) | 0,2 | 60 | 220 | 44,0 |
| Dique Com- pensador (P13) | 0,2 | 60 | 288 | 47,5 |
| Chuñapampa (P17) | 0,2 | 60 | 186 | 37,2 |

2.6 Descrição petrológica

As lâminas obtidas a partir das amostras coletadas permitiram a determinação mais precisa das fácies sedimentares observadas em campo.

Além disso, a análise petrológica foi crucial para que, nas fácies carbonáticas, fosse possível identificar elementos-chave na caracterização faciológica, como, por exemplo, na determinação do tipo de grão aloquímico presente em rochas de granulometria muito fina ou com elevado processo de cimentação diagenética.

Com a definição do estudo petrológico, foi determinado o arcabouço litofaciológico juntamente com as descrições macroscópicas. Outro aspecto relevante é que por meio da descrição microscópica pode-se inferir parâmetros deposicionais como: a energia do ambiente durante sua deposição, o grau de retrabalhamento e os processos diagenéticos atuantes (cimentação e dissolução) na geração/obliteração do arcabouço permo-poroso, qualitativamente caracterizado.

2.7 Tratamento dos perfis de campo

Os dados dos perfis estratigráficos levantados durante as missões 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 do topo para a base em metros. Os perfis puderam assim ser redesenhados conforme os padrões do programa para os quesitos granulometria, textura, litologia, estruturas sedimentares (primárias e secundárias), estruturas biogênicas (traços fósseis, bioclastos, fósseis, etc) e feições diagenéticas. Também foram plotados os pontos com as medidas de gama espectral e a posição estratigráfica de cada amostra coletada para estudo petrológico (Figura 2.7).

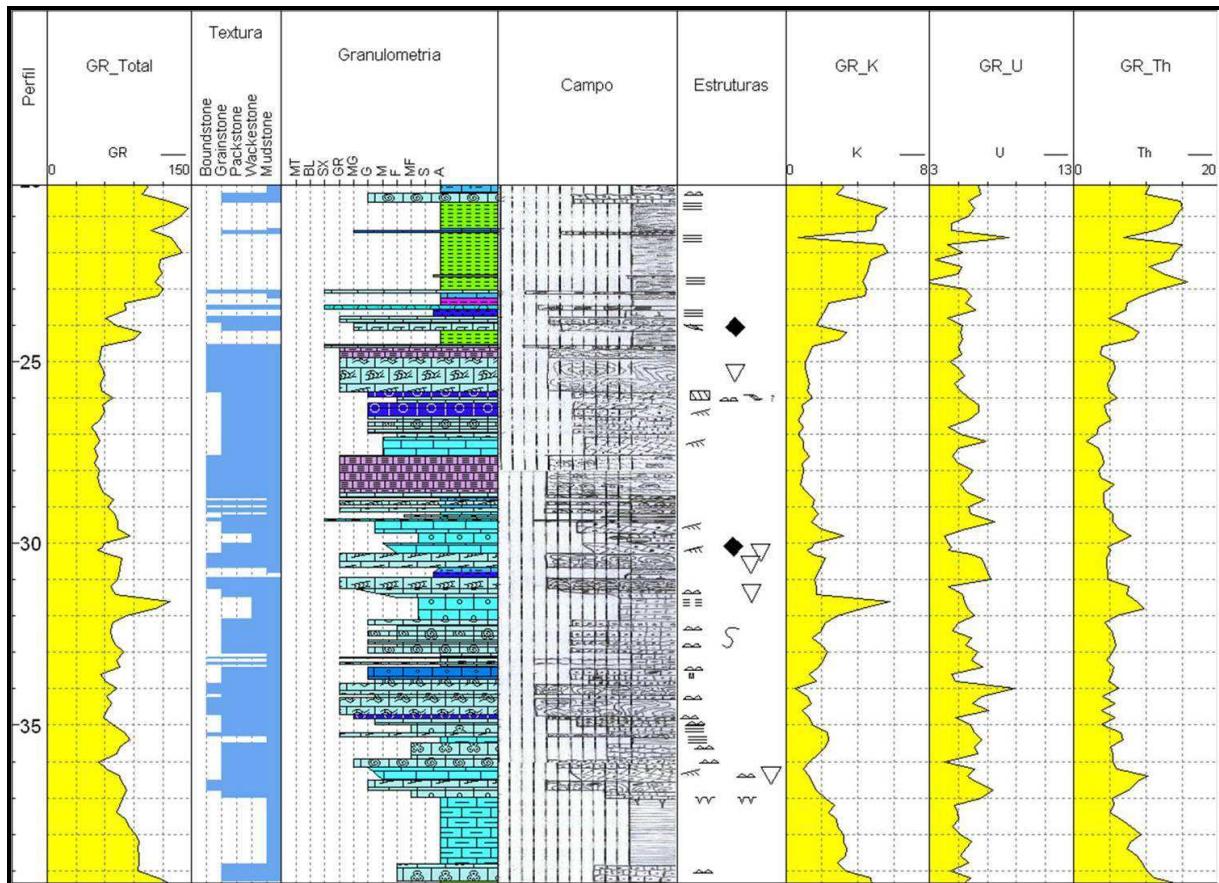


Figura 2.7 – Exemplo de parte do perfil estratigráfico do afloramento Ablobomé tratado no programa computacional ANASETE®.

Para carregamento dos dados de gama espectral tomados em campo, construiu-se planilhas geradas no programa Excel®, as quais foram exportadas em forma de arquivos de texto (.txt) compatíveis para a importação no ANASETE®.

2.8 Construção de seções estratigráficas

Os perfis armazenados e tratados no software ANASETE® foram exportados em forma de imagens e carregadas no programa CorelDraw®, onde foram confeccionadas seções estratigráficas. Estas seções permitiram compreender a organização do arcabouço sedimentar, bem como a rastreabilidade, ao longo da área de estudo, das sequências estratigráficas em alta resolução identificadas. Foram construídas duas seções: uma na direção aproximadamente N-S (representando uma distância de 64,8 km) e outra na direção W-E (representando uma distância de 71,6 km) (Anexos 1 e 2).

2.9 Tratamento geoestatístico dos dados

Após o carregamento dos perfis estratigráficos no ANASETE®, os dados foram tratados de forma que pudessem ser obtidas as quantificações de porcentagem de cada fácie, conforme definidas. Estas fácies foram reunidas em 5 grupos (que serão discutidos posteriormente) e discretizadas de forma a serem exportadas para tratamento geoestatístico em programas como Excel® e GOCAD®, este último um software de modelagem geológica da empresa Paradigm®.

Com os dados carregados nos programas computacionais citados, foram construídos gráficos, tabelas e variogramas das distribuições estatísticas obtidas. Além disso, foi possível desenvolver análises quantitativas para cada perfil levantado, bem como para cada ciclo estratigráfico individualizado por meio das

correlações desses perfis.

A análise geoestatística é uma robusta ferramenta que permite inferir sobre a extensão, dimensão e continuidade dos corpos sedimentares identificados na área de estudo (e.g. densidade dos corpos estromatolíticos, extensão areal dos bancos de grainstones). Também, o estudo dos dados constitui uma base que auxilia na definição vertical (espessura e arranjo) dos ciclos estratigráficos.

Com a associação dos dados estatísticos aos ciclos sedimentares identificados nos perfis estratigráficos levantados pode-se analisar a variabilidade vertical das fácies de acordo com parâmetros como espessura e proporção das fácies de um dado ciclo sedimentar. Estes parâmetros, em conjunto a um estudo estratigráfico em alta resolução, possibilitaram inferir sobre paleobatimetria do ambiente deposicional e previsibilidade dos principais litotipos constitutivos da seção estudada. Juntamente com as seções estratigráficas construídas, os dados quantitativos e estatísticos das fácies permitiram definir domínios de uma determinada fácie ao longo da área e a relação de cada uma destas entre si.

3 AR CABOUÇO 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 e ECHAVARRIA, 2009).

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

A fase pré-rifte da bacia é formada pelo embasamento de idade Meso-Neoproterozóico/Paleozóico (BIANNUCI E HOMOVC, 1982; SALFITY e MARQUILLAS, 1989). Este embasamento é composto pelas unidades sedimentares (Figura 3.2) 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 e MARQUILLAS, 1989).

A fase rifte é caracterizada como o produto da distensão crustal ao longo do Cretáceo, originando depocentros com mais de 4.000m 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 Orogênico Gondwânico – 290 a 250 Ma) (RAMOS, 1988).

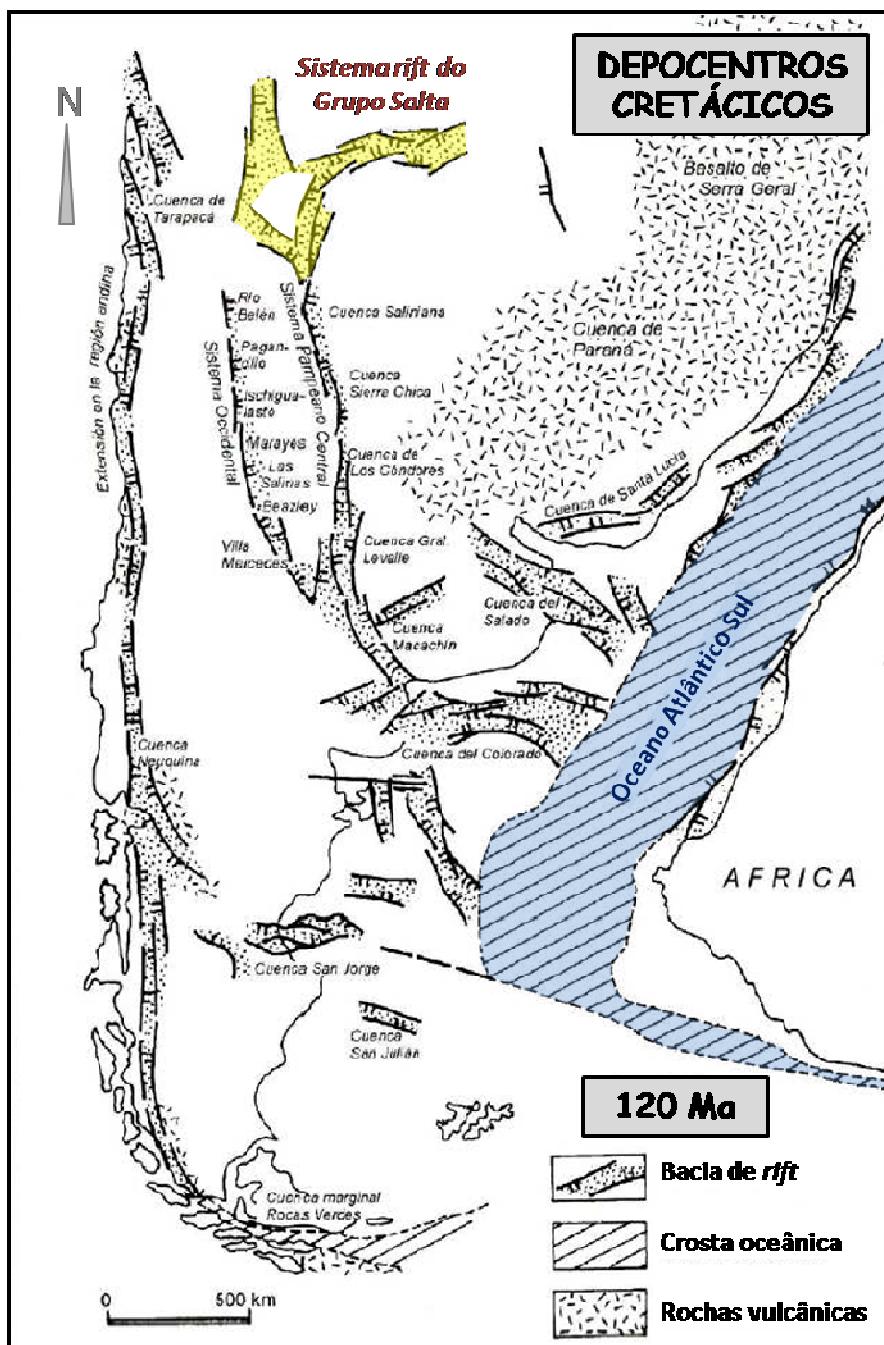


Figura 3.1 – Sistema distensional de riftes cretácicos e de bacias de intra-arco desenvolvidos durante o Ciclo Patagonídico (Keidel, 1921) na porção centro-sul da Placa Sulamericana, com destaque para o sistema rifte do Grupo Salta (destacado em amarelo) (Modificado de RAMOS, 1999).

Estes lineamentos determinaram a geometria da bacia rifte, formando altos internos devido à subsidência diferencial mais baixa que nas demais áreas. Eles foram mapeados através de métodos geofísicos e das isópicas das unidades sedimentares. Destes altos, destacam-se os chamados “umbrais” (COMÍNGUEZ e RAMOS, 1995; CRISTALLINI *et al.*, 1998) que se conectam a partir das bordas do rifte a um alto central denominado Dorsal Salto-Jujeña, conferindo um arranjo geométrico radial para a bacia (SABINO, 2004) (Figura 3.3).

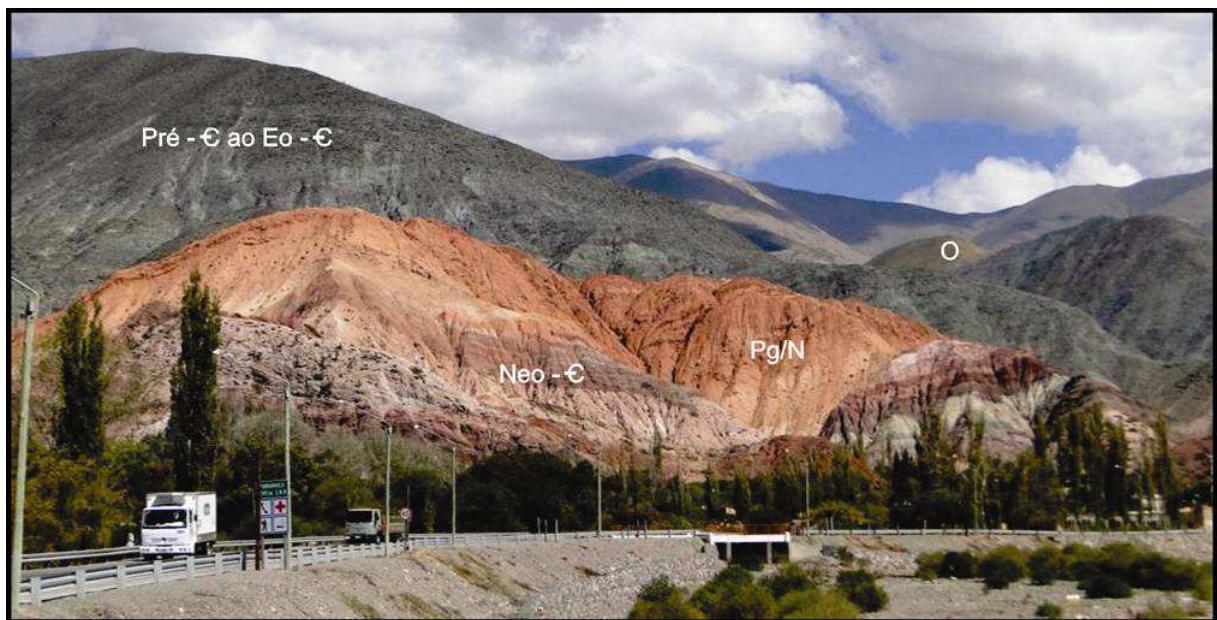


Figura 3.2 – Visão das rochas que compõem o embasamento sedimentar do Grupo Salta aflorante no Cerro de Siete Colores na região de Pumamarca, província de Jujuy. Legenda: **Pré-E** (Pré-Cambriano), **Eo-E** (Eocambriano), **Neo-E** (Neocambriano), **O** (Ordoviciano) e **Pg/N** (Paleogeno/Neogeno): 65 – 21 Ma). Fonte das idades geológicas: *Servicio Geológico Nacional da Argentina/UNESCO*.

Delimitando o rifte, encontram-se os arcos estruturais, que determinam a extensão das bordas da bacia (REYES e SALFITY, 1973). Na Sub-bacia de Metán-Alemania, estes limites são formados pelos arcos Transpampeano-Púnico, a oeste/sudoeste, e Pampeano, a leste/sudeste. Além disso, internamente, o Umbral de Guachipas, paralelo ao lineamento estrutural El Toro (Figura 3.3), é responsável pela individualização dos depocentros de Alemania (a oeste) e Metán (a leste). Os registros sedimentares desta etapa têm geometria cuneiforme, evidenciando o forte

controle estrutural e tectônico durante a deposição (HERNÁNDEZ *et al*, 1999). Embora estes altos venham a ser ultrapassados e recobertos pela sedimentação da fase pós-rifte (Figura 3.4-A), unindo os depocentros que foram gerados durante o estágio sin-rifte na Bacia de Salta (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; DEL PAPA e MARQUILLAS, 1999), o presente estudo demonstrará mais a frente aspectos deposicionais de que estes altos influenciaram também, indiretamente, a deposição durante a fase de subsidência térmica.

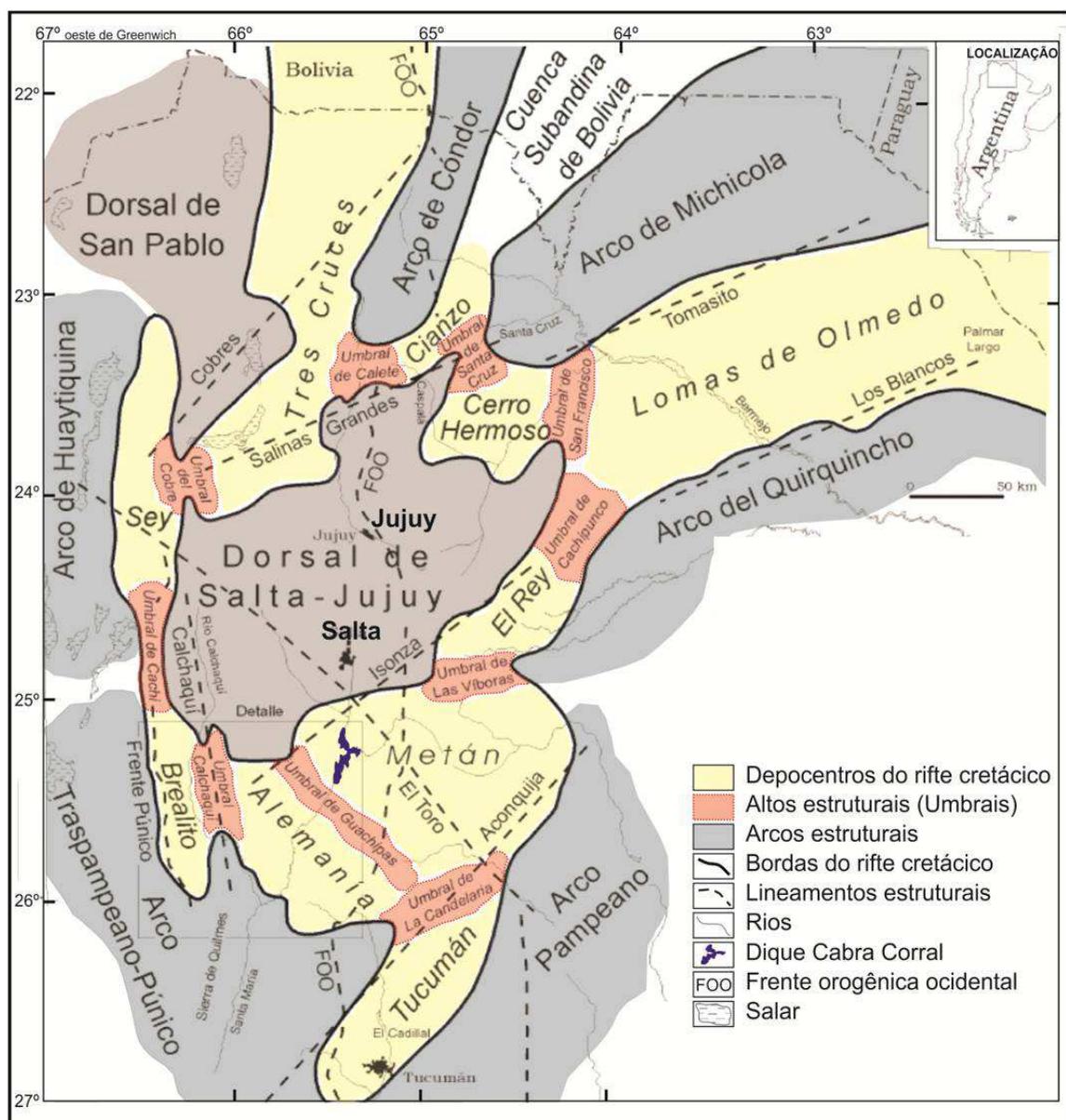


Figura 3.3 – Principais feições estruturais e tectônicas do rifte cretácico da Bacia do Grupo Salta. Notar, em amarelo, os diversos depocentros que subdividem a bacia em várias sub-bacias, separadas pelos principais umbrais aqui representados (Modificado de SABINO, 2004).

As taxas de distensão crustal que atuaram desde o Berriasiano, gerando o rifte do Grupo Salta, diminuíram a partir do Maastrichtiano, propiciando a queda abrupta na velocidade da subsidência na bacia, com consequente redução do aporte sedimentar a partir das bordas (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; DEL PAPA e SALFITY, 1999). Tem 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 torna-se muito rasa e ampla (GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999), com tectonismo marcado apenas pela subsidência termoflexural (SALFITY e MARQUILLAS, 1999) (Figura 3.4-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 o pós-rifte, os altos estruturais e os limites originados no estágio de subsidência mecânica são ultrapassados pelos depósitos sedimentares, colmatando os diversos depocentros da fase anterior (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; DEL PAPA e SALFITY, 1999). É também nesta etapa que os limites deposicionais se expandem além das bordas originadas no sin-rifte, ampliando o contorno externo da bacia (Figura 3.5). 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 e BOLL, 2005).

Apesar de diversos estudos considerarem a evolução do estágio *sag* de forma contínua até o Eoceno (REYES e SALFITY, 1973; SALFITY e MARQUILLAS, 1994; MARQUILLAS *et al.*, 2005; CRISTALLINI *et al.*, 1998), alguns trabalhos demonstram que há uma significativa mudança no padrão de subsidência da bacia durante o

Paleoceno, manifestada através de um novo tectonismo distensivo que marca 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 e 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), observado nas margens do Rio Capillas, região da Sierra de Zapla, Jujuy. Os depósitos sedimentares gerados nesta etapa são morfologicamente complexos, por vezes cuneiformes na região de Lomas de Olmedo e tendendo a uma tabularidade maior no Thanetiano (58-57 Ma). A fase Pré-Olmédica não foi capaz de gerar depocentros significativos que pudesse 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 e que se prolongou até o Eoceno (Figura 3.6).

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).

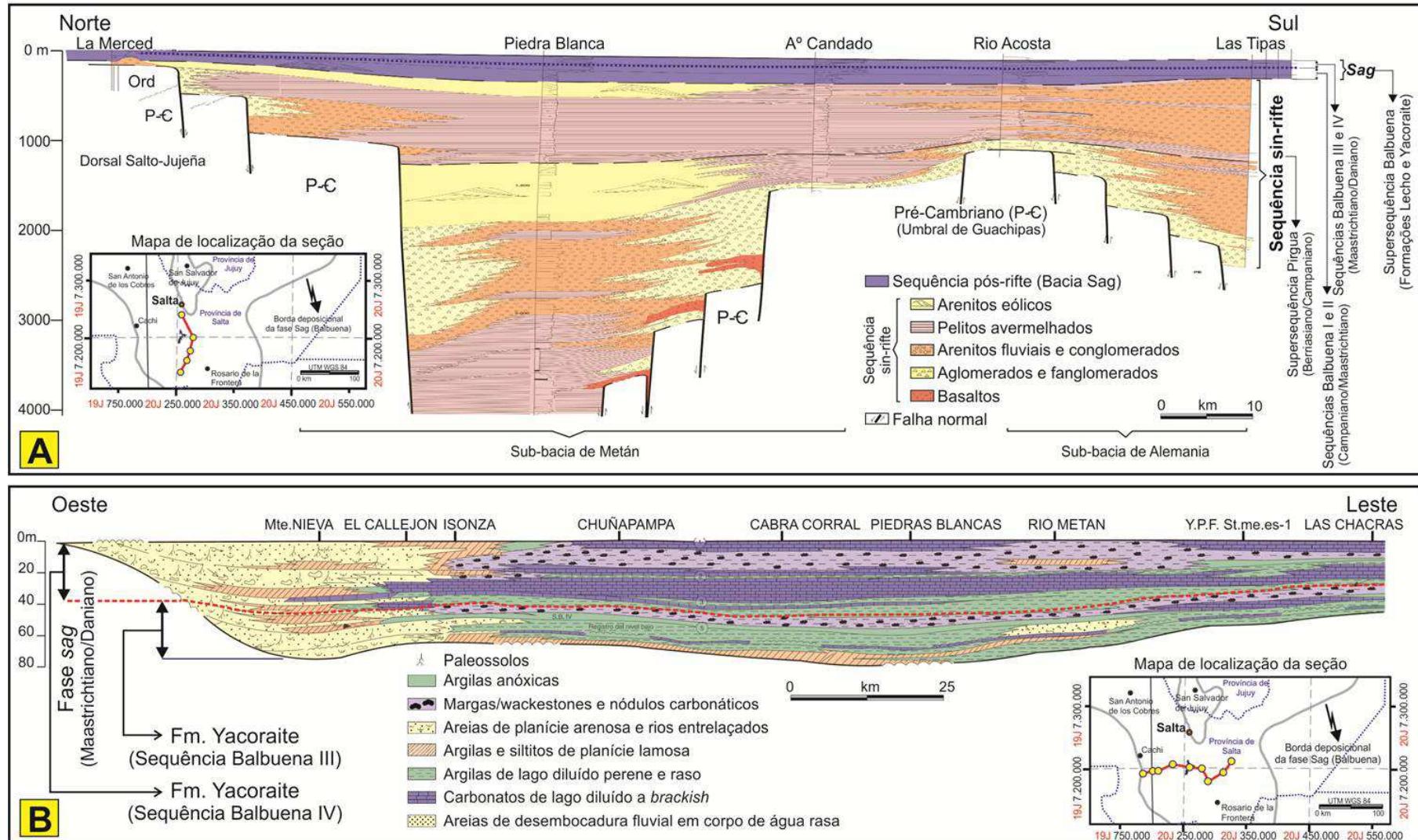


Figura 3.4 – Seções estratigráficas (Datum: topo da primeira fase sag (Fm. Yacoraite – Balbuena IV)) na Sub-bacia de Metán-Alemania: (A) Seção enfatizando a espessura dos depósitos sin-rifte em relação ao intervalo sag. (B) Detalhe da morfologia suave e não falhada da seção final da fase sag (Balbuena III+IV) (Modificado de HERNÁNDEZ *et al.* 1999). Legenda: P-C = Pré-Cambriano; Ord = Ordoviciano.

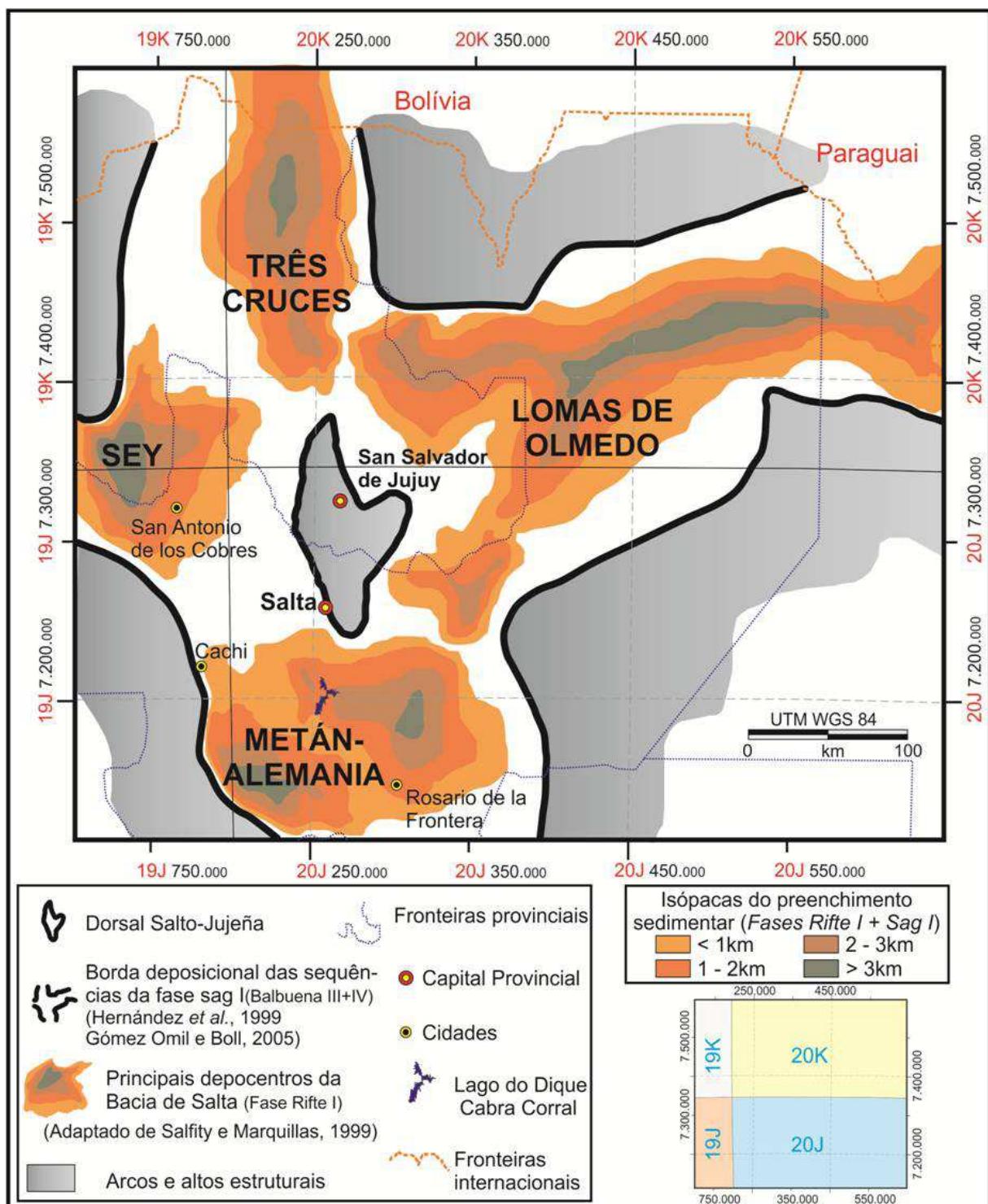


Figura 3.5 – Limites deposicionais da 1ª etapa sag do Grupo Salta, com destaque para os depocentros das principais sub-bacias que compõem o rifte do noroeste argentino (Adaptado de HERNÁNDEZ et al., 1999; SALFITY e MARQUILLAS, 1999).

O Ciclo Andino é responsável pela geração de diversas estruturas compressivas, tais como anticlinais e sinclinais (HERNÁNDEZ e 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 e BOLL, 1999).

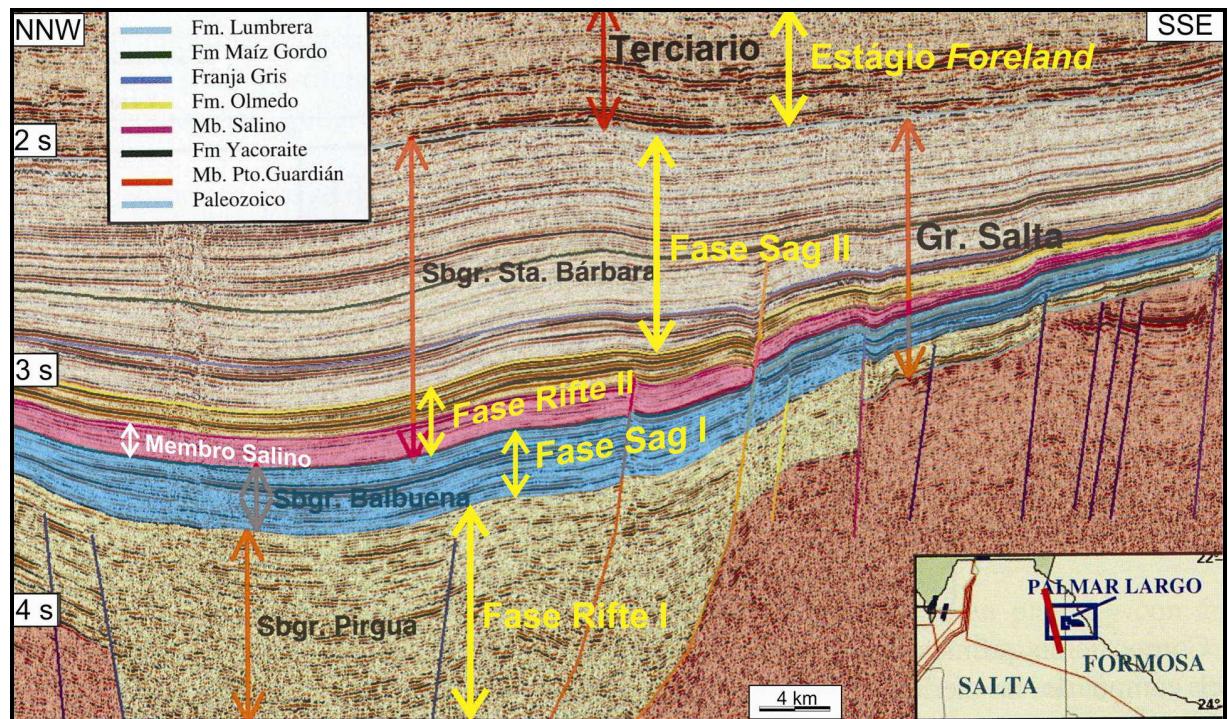


Figura 3.6 – Linha sísmica em tempo enfatizando as diversas fases tectônicas que afetaram a Bacia de Salta na região de Lomas de Olmedo, flanco sul. Escala vertical em segundos. (Modificado de Disalvo *et al.*, 2005 *apud* Cândido, 2007).

4 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 Paleogeno no noroeste da Argentina. Posteriormente, o Grupo Salta foi dividido em três subgrupos (Figura 4.1) assim definidos do mais antigo para o mais novo: Subgrupo Pirqua (VILELA, 1953; REYES e SALFITY, 1973), Subgrupo Balbuena (MORENO, 1970) e Subgrupo Santa Bárbara (MORENO, 1970). Os critérios para tal divisão foram baseados inicialmente 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 e Boll (1999).

4.1 Depósitos da primeira fase sin-rifte

O **Subgrupo Pirqua** é composto pelos depósitos da fase sin-rifte depositados desde o Berrasião até o Campaniano (130 a 75 Ma). A geometria dos depósitos é diretamente condicionada pelo arcabouço estrutural e os estratos tendem a ser cuneiformes (GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989; SABINO, 2002). Devido aos depocentros e altos estruturais originados pela dinâmica tectônica do rifte, seus intervalos sedimentares são altamente afetados por discordâncias erosivas e/ou não

depositionais 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. As isópicas do preechimento sedimentar também variam de uma sub-bacia para outra: em Três Cruces não ultrapassa 1.000m, em Alemania chega aos 2000m sendo que em Lomas de Olmedo supera os 3.500m (GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989).

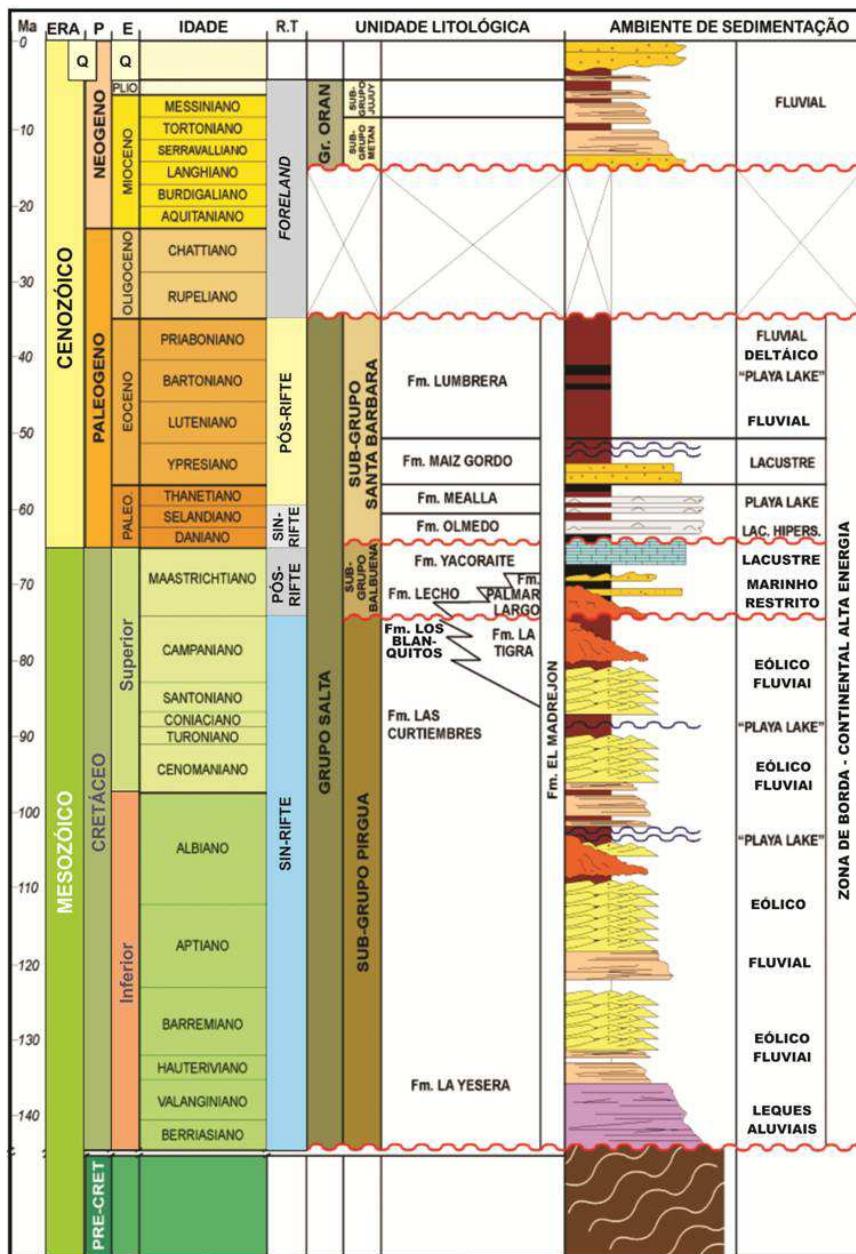


Figura 4.1 – Coluna cronoestratigráfica simplificada da Bacia do Grupo Salta com a divisão dos subgrupos Pirgua, Balbuena e Santa Bárbara. Legenda: P (Período), E (Época), R.T. (Regime Tectônico), Q (Quaternário) e Ma (milhões de anos) (Modificado de GÓMEZ OMIL e BOLL, 2005).

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 3.4-A).

Este subgrupo é composto pelos registros sedimentares das formações La Yesera (basal), Las Curtiembres e Los Blanquitos (topo).

Segundo Marquillas *et al.* (2005), a **Formação La Yesera** pode ser caracterizada pelos sedimentos depositados em ambientes dominados por *debris-flows* (principalmente nas bordas falhadas), leques aluviais, rios tipo *braided* até lagos perenes a *brackish* na região do depocentro de Brealito (Figura 3.3). Os pelitos encontrados são associados às planícies lamosas e apresentam coloração avermelhada. No interior da Sub-bacia de Metán-Alemania, esta formação também é denominada como **Formação El Cadillal**. Segundo Valencio *et al.* (1976), dois eventos magmáticos estão associados a esta formação, definindo dois ciclos sin-riftes (MARQUILLAS *et al.*, 2005). O primeiro, registrado pelo **Complexo Alto de las Salinas**, é formado pelo vulcanismo **El Codillar**, com idades K-Ar entre 128-103 Ma (BOSSI, 1969; BOSSI e WAPLER, 1969), o qual se intercala em meio à Formação El Cadillal. O segundo evento é marcado pelos fluxos de lava de idade 114Ma e 96-94 Ma (método K-Ar) (VALENCIO *et al.*, 1976) e está associado aos **basaltos Isonza e El Tunal** (que se intercalam com a Formação La Yesera *sensu strictu*).

A **Formação Las Curtiembres** é amplamente dominada por depósitos lacustrinos (exceto na Sub-bacia de Três Cruces), predominando siltitos e argilitos marrom-avermelhados, levemente laminados. Subordinadamente são observados delgados níveis de arenito marrom-avermelhados, ora micáceos e esverdeados, ocorrendo também siltitos com nódulos de cobre e urânio (SUREDA *et al.*, 1984), o que evidencia ambiente subaquoso raso. No topo desta formação, ocorrem

depósitos flúvio-eólicos (GÓMEZ OMILL *et al.*, 1989), associados, na Sub-bacia de Metán-Alemania, às vulcânicas dos fluxos piroclásticos e às lava do Campaniano, datadas em 78-76 Ma, que formam os basaltos da unidade ***Las Conchas*** (REYES e SALFITY, 1973; VALENCIO *et al.*, 1976; REYES *et al.*, 1976; GALLISKI e VIRAMONTE, 1988). Estes basaltos, nas porções de borda a leste e sudoeste da Sub-bacia de Metán-Alemania, passam a ser denominados ***Formação La Tigra*** (COMÍNGUEZ e RAMOS, 1995; DISALVO *et al.*, 2002).

A ***Formação Los Blanquitos*** (Figura 4.2) é composta por arenitos avermelhados, normalmente arcoseanos, que se intercalam com siltitos bioturbados. Paleossolos carbonáticos incipientes e marcas de raízes estão presentes (MARQUILLAS *et al.*, 2005). Arenitos líticos também são comuns, compostos por vezes, como na Sub-bacia de Metán-Alemania, por fragmentos de granitóides que afloram a oeste do depocentro de Brealitos. Conglomerados laranja-acinzentados a marrom-avermelhados ocorrem subordinadamente. Os ambientes de deposição dos sedimentos que compõem esta formação são interpretados como dominados por rios arenosos (clima semi-árido) que passam a depósitos flúvio-eólicos (clima árido) no topo da sucessão sedimentar. Os registros fósseis de saurópodes (BONAPARTE e BOSSI, 1967; POWELL, 1979; BONAPARTE e POWELL, 1980), encontrados na porção superior desta formação, situam a mesma com idades que remetem ao Campaniano. Embora as falhas continuassem ativas neste período, Cristallini *et al.* (1998) demonstram que a movimentação destas era menor do que no período de deposição das unidades anteriores. Também próximo ao topo desta unidade, nas porções de borda a leste e sudoeste da Sub-bacia de Metán-Alemania, registram-se os derrames vulcânicos finais da ***Formação La Tigra*** (Valangiano ao Campaniano) (COMÍNGUEZ e RAMOS, 1995; DISALVO *et al.*, 2002) e que corresponde aos

basaltos da unidade Las Conchas.

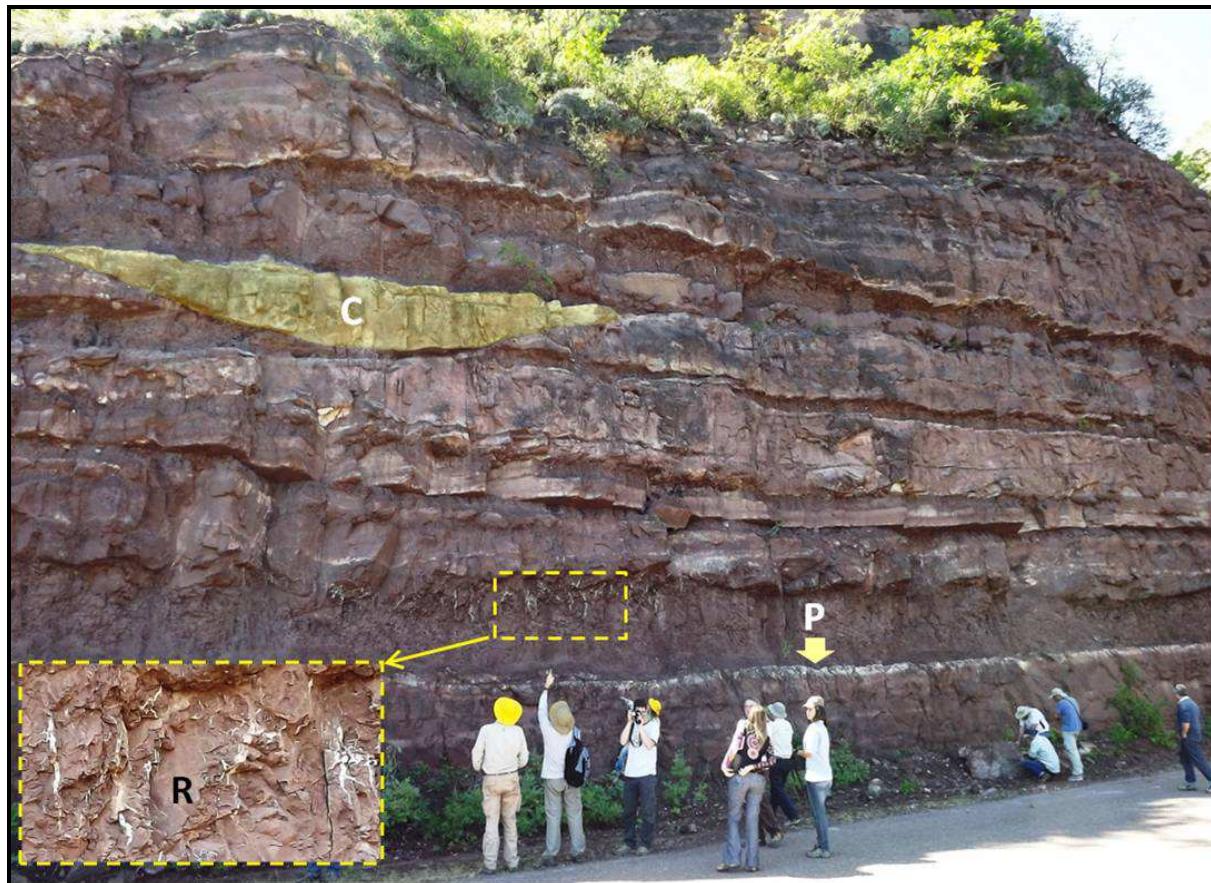


Figura 4.2 – Aspecto dos depósitos da Formação Los Blanquitos na área próxima à barragem principal do Dique Cabra Corral, na região de Coronel Moldes. Legenda: C (geometria de um canal fluvial), R (marcas de raízes) e P (paleossolo) nos depósitos da planície fluvial.

4.2 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 como tendo 70 ± 5 Ma (GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989). O grande número de dados paleontológicos (posteriormente discutidos) que ocorre especialmente na Formação Yacoraite permite inferir uma idade de deposição entre 75 a 63 Ma (Campaniano ao

Daniano) (Hernández *et al.*, 1999).

A **Formação Lecho** é formada por arenitos brancos de composição calcária e quartzo-arcoseana. Rochas calcárias associadas às fácies mais pelíticas ocorrem esporadicamente, sendo mais presentes na Sub-bacia de Três Cruces. Seus depósitos são amplamente tabulares e com espessura média de 150 m (SALFITY, 1979). O ambiente deposicional é interpretado com sendo tipicamente flúvio-eólico, podendo ocorrer registros de deposição lacustrina nas porções mais lutáceas da base desta unidade.

Na Sub-bacia de Metán-Alemania, a Formação Lecho também é chamada de **Formação Quilitipi** (SALFITY e MARQUILLAS, 1981), apresentando espessuras em torno de 40 metros e constituída por arenitos e siltitos avermelhados, associados a folhelhos escuros, roxos a cinza-amarelados, com poucos níveis carbonáticos. Esta formação é associada a ambiente de interduna úmido e está relacionada a um soerguimento tectônico na porção do Alto de Los Gallos, localizado na borda oriental da Sub-bacia de Metán. Este soerguimento teve início durante a deposição desta unidade (SALFITY *et al.*, 1993, SALFITY e MARQUILLAS, 1999).

A **Formação Yacoraite** é a que apresenta a maior distribuição areal, recobrindo parte dos arcos de Michicola, Condor, Quirquincho e, ao final de sua deposição, os altos de San Pablo e da dorsal Salto-Jujeña (SALFITY e MARQUILLAS, 1999) (Figura 3.3). 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 e Boll (2005) (Figura 3.5). Em termos de geometria, seus depósitos são muito tabulares (Figura 4.3).

No depocentro da Sub-bacia de Metán-Alemania, a Formação Yacoraite chega a ter no máximo 200m de espessura (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Na porção central da sub-bacia, esta formação é composta por rochas carbonáticas de origem microbiana, wackestones, margas, argilitos e siltitos, além de, subordinadamente, 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) (Figura 4.4), palinomorfos (MORONI, 1982; QUATTROCCHIO, 2006), ostracodes, pelecípodes, gastrópodes (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; CÓNSOLE GONELLA e ACEÑOLAZA, 2010), algas e peixes (BENEDETTO e SANCHES, 1972; ACEÑOLAZA, 1968), os quais auxiliam na interpretação paleoambiental e datação.

Esta unidade estratigráfica representa os principais reservatórios produtores na Bacia de Salta, Sub-bacia Lomas de Olmedo, com poços que chegam a atingir mais de 4.000m de profundidade medida, em trapas estratigráfico-estruturais visando os carbonatos fraturados (DISALVO, 2002). Além disso, os mais importantes depósitos uraníferos da Argentina foram encontrados nestes carbonatos e, em menor parte, na Formação Lecho (DURIEUX e BROWN, 2007; SALFITY e MARQUILLAS, 1999).

Por constituir o foco principal deste estudo, a Formação Yacoraite será detalhada em termos de estratigrafia e ambiente deposicional em tópico exclusivo.

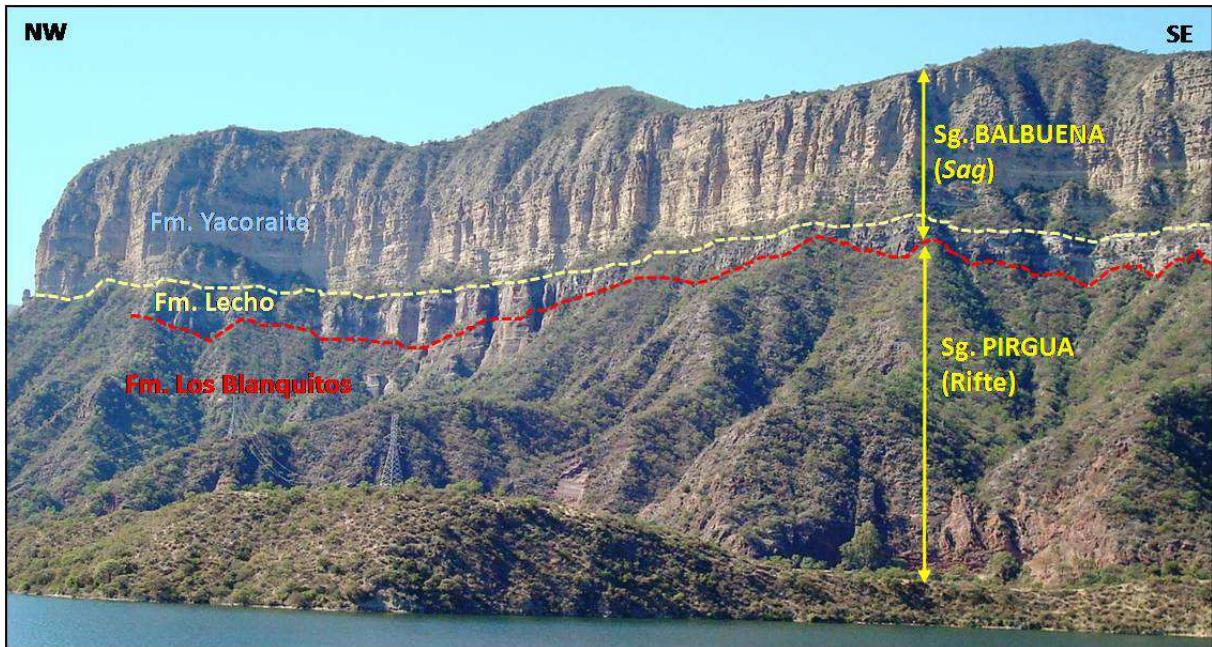


Figura 4.3 – Disposição dos depósitos da primeira fase sag (Subgrupo (Sg.) Balbuena – formações Yacoraite e Lecho) na Bacia de Salta sobre os depósitos da fase sin-rifte (Subgrupo (Sg.) Pirgua – Formação (Fm.) Los Blanquitos). Notar a continuidade horizontal dos estratos. A dimensão da linha pontilhada na horizontal é de cerca de 900m e a altura do paredão no seu ponto mais alto atinge aproximadamente 300m.



Figura 4.4 – Fragmento fosfatizado de peixe (à esquerda) encontrado na região de Isonza, oeste da Sub-bacia de Metán-Alemania e pegada fóssil de saurópode observada no paredão de Jueya, Sub-bacia de Três Cruces. Ambos os registros pertencem à Formação Yacoraite.

4.3 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 e 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) associa a grande discordância regional erosiva no topo da Formação Yacoraite observada na Bacia de Salta (Figura 3.6 – passagem entre o Subgrupo Balbuena e o Membro Salino – Formação Olmedo). Contudo, Salfity e 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). Suas rochas são compostas por folhelhos negros e cinzas, siltitos com nódulos de anidrita e gipsita. Subordinadamente, também ocorrem carbonatos micritizados e dolomitizados. Contudo, o registro mais marcante desta Formação são seus depósitos evaporíticos de halita com gipsita e anidrita em Lomas de Olmedo, conhecidos como “**Membro Salino**”, cuja espessura chega a atingir 900m (MORENO, 1970). Na região da Sub-bacia de Metán-Alemania, esta unidade passa a ser denominada como **Formação Tunal** (TURNER *et al.*, 1979), sendo constituída por folhelhos negros, cinzas verdes e marrom-avermelhados, além de arenitos gipsíferos e abundantes camadas delgadas de gipsita (SALFITY e MARQUILLAS, 1999). O ambiente que propiciou a geração das fácies na Formação Olmedo é

relacionado a lagos hipersalinos anóxicos (complexos tipo “*playa lakes*”, segundo Moreno, 1970) circundados por extensas planícies lamosas, enquanto o ambiente deposicional para a unidade Tunal é atribuído serem 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). Nas sub-bacias de Três Cruces e Sey, a Formação Olmedo/Tunal encontra-se ausente por não deposição.

4.4 Depósitos da segunda fase sag

A segunda fase *sag* da Bacia de Salta engloba as formações Mealla, Maíz Gordo e Lumbra, abrangendo 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 150m (DEL PAPA e SALFITY, 1999). É composta por arenitos finos a médios com evidências de tração (*ripples*, base erosiva) e estruturas de acreção lateral. Por vezes, é comum encontrar arenitos finos intercalados finamente com siltitos vermelhos maciços. Na Sub-bacia Lomas de Olmedo são descritos discretos estromatolitos dômicos associados às fácies siliciclásticas. Nesta sub-bacia, as principais fácies são arenitos intercalados com finas capas de gipsita e pelitos vermelhos. O topo desta formação é constituído por uma camada de calcários pelíticos com coloração cinza a verde escura, associados a arenitos calcários. Esta camada é um marcador na bacia e é denominada “***Faja Gris***” (GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999). Fósseis de mamíferos e tartarugas de água doce (PASCUAL *et al.*, 1978), bem como grande número de palinomorfos são encontrados nesta formação

(QUATTROCCHIO, 2006). O ambiente interpretado para a deposição dos sedimentos da Formação Mealla é o de planícies lamosas cortadas por rios meandrantes, sendo que, em Lomas de Olmedo, havia o predomínio de um lago raso e salobro (SALFITY e MARQUILLAS, 1999). Para a “*Faja Gris*”, o ambiente seria o de um lago de água doce e aberto. No todo, o clima era do tipo subtropical com períodos de seca (QUATTROCCHIO e VOLKHEIMER, 2000a).

Recobrindo a Formação Mealla, encontram-se os registros da **Formação Maíz Gordo**, que atingem espessuras entre 200 e 250m. Na Sub-bacia de Metán-Alemania seus depósitos basais, são constituídos por fácies sílticas avermelhadas com gretas de ressecamento que se intercalam com grandes pacotes de arenitos com marcas de tração. Estes arenitos são também reservatórios de hidrocarbonetos na Bacia de Salta. Sua porção mediana é composta por mudstones esverdeados que passam a margas e carbonatos (wackestones, grainstones oolíticos), sendo sobrepostos por estromatolitos dômicos com feições de exposição. O topo é composto por folhelhos verdes, mudstones maciços e grainstones. Segundo Salfity e Marquillas (1999), apoiados em dados palinológicos (QUATTROCCHIO e DEL PAPA, 2000b), o ambiente de deposição dos sedimentos foi inicialmente constituído por rios tipo *braided* que passaram a um lago de água doce a salobra e em cujo centro foram geradas as fácies carbonáticas mais finas e os grainstones, enquanto os estromatolitos se desenvolveriam nas bordas. Durante eventos transgressivos, este corpo lacustre extravasou inundando amplas áreas de suas margens.

O último evento que registra o segundo estágio sag da Bacia de Salta, e constitui o intervalo sedimentar final do Grupo Salta (DEL PAPA *et al.*, 2002), é marcado por uma discordância regional (SALFITY e MARQUILLAS, 1999) sobre a qual foram despositadas as rochas da **Formação Lumbra**. Esta unidade

apresenta a maior distribuição areal e espessura do Subgrupo Santa Bárbara (GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999), com uma média de 400 a 500m de seção vertical. Contudo, na Sub-bacia de Metán-Alemania, ela apresenta espessura em torno de 280m e pode atingir mais de 1.000m na porção oriental em Lomas de Olmedo (GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999). A porção inferior da Formação Lumbra é composta por arenitos avermelhados e mudstones. Os arenitos podem ser encontrados finamente intercalados com siltitos avermelhados contendo nódulos calcários.

A porção média é conhecida como “**Faja Verde**” e constitui um importante marco estratigráfico na bacia. É formada por uma seção contínua finamente laminada de pelitos verde-escuros a acinzentados, que podem ocorrer intercalados com arenitos finos e estromatolitos. No interior das sub-bacias são comuns níveis delgados de folhelhos negros muito ricos em matéria orgânica. Na Sub-bacia de Metán-Alemania ocorrem dois níveis com estas características: a “Faja Verde I” (inferior), com 10m de espessura, e a “Faja Verde II” (superior), com 20 a 40m (DEL PAPA e SALFITY, 1999).

A porção superior é composta principalmente por siltitos maciços avermelhados e mudstones, com frequentes marcas de exposição e níveis contínuos de nódulos carbonáticos. Esporadicamente, são encontrados nódulos de gipsita/anidrita.

Como nas formações anteriores, a Formação Lumbra é rica em fósseis (mamíferos, peixes e répteis) e palinomorfos (QUATTRROCCHIO, 1978; GASPARINI, 1984). O ambiente deposicional da porção basal é do tipo fluvial meandrante, em meio a vastas planícies lamosas. A “Faja Verde” é atribuída 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 e MARQUILLAS, 1999).

O topo desta unidade é 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 4.5 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.

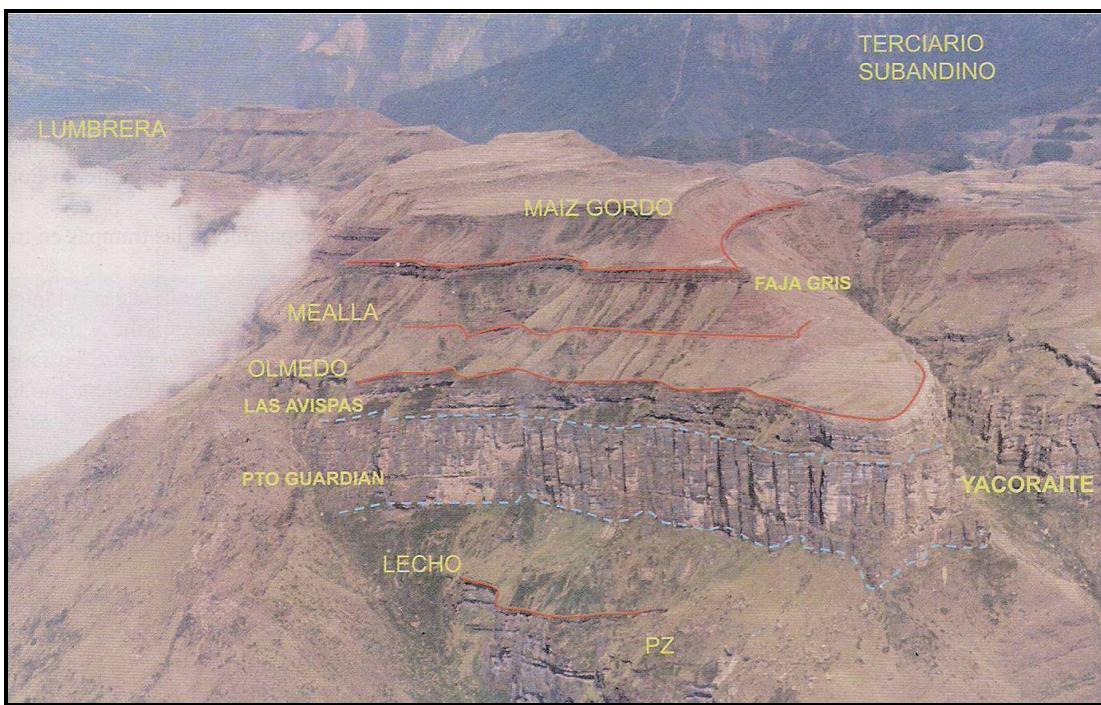


Figura 4.5 – Foto aérea do Vale Grande na região da Serra da Callilegua (nordeste da Sub-bacia Lomas de Olmedo) mostrando uma visão regional da estratigrafia do Grupo Salta. Notar o intenso fraturamento vertical dos carbonatos da Formação Yacoraite (principal reservatório de hidrocarbonetos na região), cuja espessura na fotografia atinge 250m. Legenda: PZ - Subgrupo Pirgua (Imagem extraída de Disalvo *et al.* (2002), página 721, figura 4).

4.5 Evolução dos conceitos estratigráficos na Bacia de Salta

A compartimentação estratigráfica do Grupo Salta evoluiu a partir da década de 70 com o advento dos novos dados sísmicos e de subsuperfície adquiridos por

meio da pesquisa exploratória para a descoberta dos jazimentos petrolíferos na bacia. Além disso, com o aumento da precisão das idades através dos métodos de datação absoluta e relativa, os trabalhos foram sendo aprimorados através de estudos como os realizados por Bossi e Wapler (1969), Moreno (1970), Reyes e Salfity (1973), Valencio *et al.* (1976) e Gómez Omil *et al.* (1989). Com a aplicação das técnicas da estratigrafia de sequências, na década de 90, a divisão estratigráfica da área pode ser reavaliada a partir das discordâncias e do sequenciamento faciológico presentes na coluna sedimentar da Bacia de Salta. Diversos trabalhos foram realizados neste período, com destaque para Hernández e Disalvo (1991), Hernández *et al.* (1999), Gómez Omil e Boll (1999), Salfity e Marquillas (1999), Disalvo (2002) e Marquillas (2007).

O principal impacto dessas novas pesquisas constitui no reconhecimento das supersequências, com base nas discordâncias relacionadas às variações de nível de base, e das sequências, a partir da distinção dos tratos e das parassequências (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999, GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999) (Figura 4.6). Aliada a esta nova abordagem, a análise dos dados estruturais e tectônicos (BIANUCCI *et al.*, 1981, GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999), oriundos do imageamento sísmico em subsuperfície, permitiram dividir a evolução da bacia em dois estágios sin-riftes seguidos de seus respectivos estágios sag.

De acordo com o mapeamento das sequências, somado aos dados tectônicos, a transição entre os subgrupos Balbuena e Santa Bárbara foi alterada, sendo este último desagrupado nas supersequências Lumbreña e sua homônima (Figura 4.6). As formações e as unidades litoestratigráficas foram subdivididas ou ainda unidas (totalmente ou em parte) em diversas sequências, modificando os antigos limites que estavam embasados principalmente nas grandes variações litológicas.

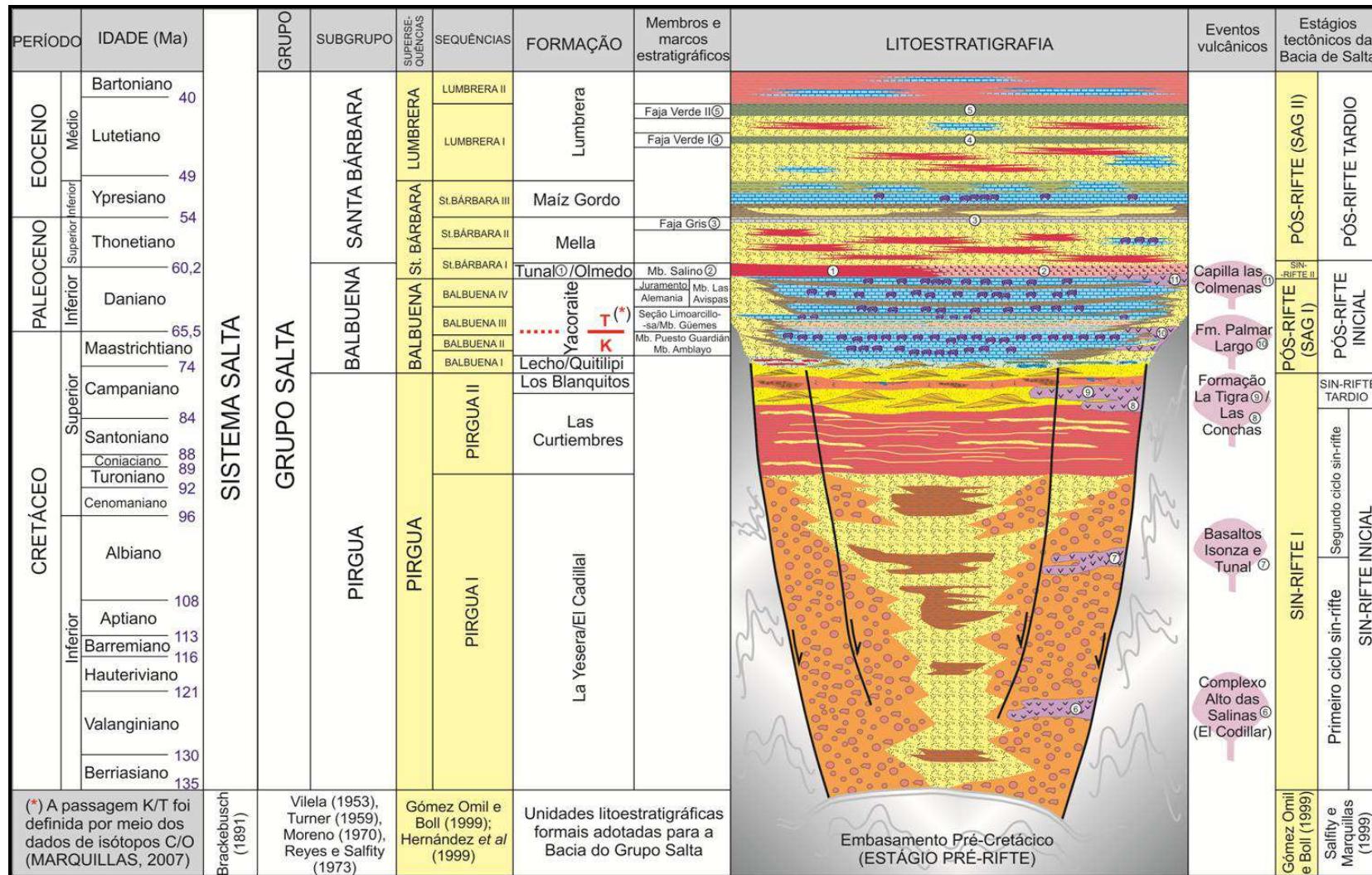
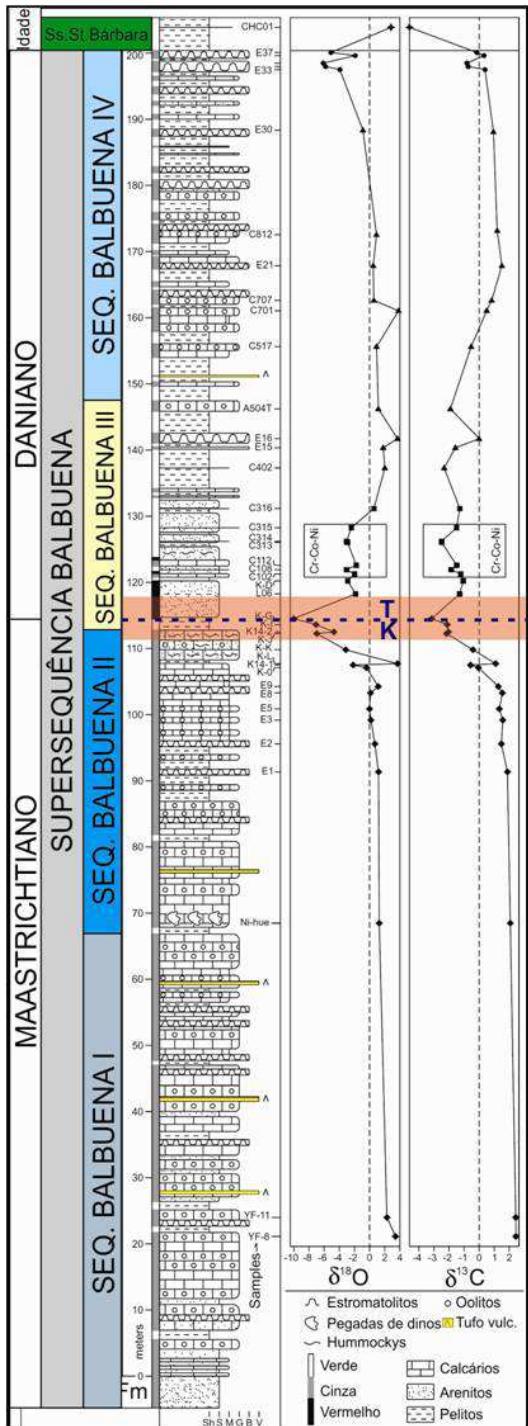


Figura 4.6 – Coluna cronolitoestratigráfica do Grupo Salta sintetizando a evolução do conhecimento estratigráfico na Bacia de Salta. As colunas em amarelo representam a classificação adotada neste estudo (Com base nos trabalhos citados na última linha da figura) (*Idades em Ma=milhões de anos fora de escala*).



A terceira fase da evolução estratigráfica na Bacia de Salta veio com os novos estudos e análises dos dados isotópicos (Sr, C e O, principalmente) a partir do ano de 2000 (SIAL *et al.*, 2001a e b; FERREIRA *et al.*, 2003; MARQUILLAS *et al.*, 2003 e 2007). Uma das grandes contribuições desta etapa foi a melhor definição da passagem Cretáceo/Paleogeno (K/T). A partir dos dados isotópicos de C e O, foi possível reposicionar o limite K/T da porção inferior da Sequência Balbuena IV (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) para a base da Sequência Balbuena III (na seção “limoarcillosa”) (Figura 4.7).

Figura 4.7 – Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ mostrando a anomalia negativa (em laranja) na passagem K/T. Esta passagem está caracterizada na base da Sequência Balbuena III dentro do perfil estratigráfico da Supersequência Balbuena na Sub-bacia de Metán-Alemania, região do Dique Cabra Corral (Modificado de Marquillas *et al.*, 2003 e 2007).

A figura 4.6 apresenta um resumo do aprimoramento estratigráfico que ocorreu na Bacia de Salta desde os primeiros conceitos realizados por Brackebusch (1981) até os estudos de Hernández *et al.* (1999) e Gómez Omil e Boll (1999) em termos da estratigrafia sequencial e evolução tectônica para o Grupo Salta.

5 ESTRATIGRAFIA DA SUPERSEQUÊNCIA BALBUENA

A Supersequência (Ss.) Balbuena (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) representa o primeiro estágio sag da Bacia do Grupo Salta. Está subdividida em quatro sequências: Balbuena I, II, III e IV, da base para o topo, que corresponderiam a sequências de 3^a ordem (BOLL, 1991; HERNÁNDEZ *et al.*, 2008). O aspecto estratigráfico marcante da Ss. Balbuena é a sua ciclicidade interna de alta frequência (evidenciada pela intercalação de intervalos pelíticos e intervalos carbonáticos) (Figura 5.1) e a continuidade de suas camadas (Figura 4.3).



Figura 5.1 – Ciclicidade interna de alta frequência presente na seção da Sequência Balbuena IV na região do Dique Cabra Corral (Afloramento Viñuales).

De uma forma geral, conforme os dados paleontológicos (ACEÑOLAZA, 1968; POWEL, 1979; ALONSO, 1980), de datação absoluta (MÄDEL, 1984; GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989) e o comportamento das curvas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (SIAL 2001a e b;

MARQUILLAS *et al.*, 2007), a Supersequência Balbuena teria sua deposição restrita ao período de 75 a 63 Ma (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999), sendo o limite K/T (65,5 Ma) posicionado na seção basal da Sequência (Sq.) Balbuena III (MARQUILLAS *et al.*, 2007). Novos dados de datação absoluta pelo método U/Pb foram adquiridos por Pimentel *et al.* (no prelo) em duas camadas de tufos vulcânicos encontradas uma na base e outra no topo da Sequência Balbuena IV (Figura 5.2).

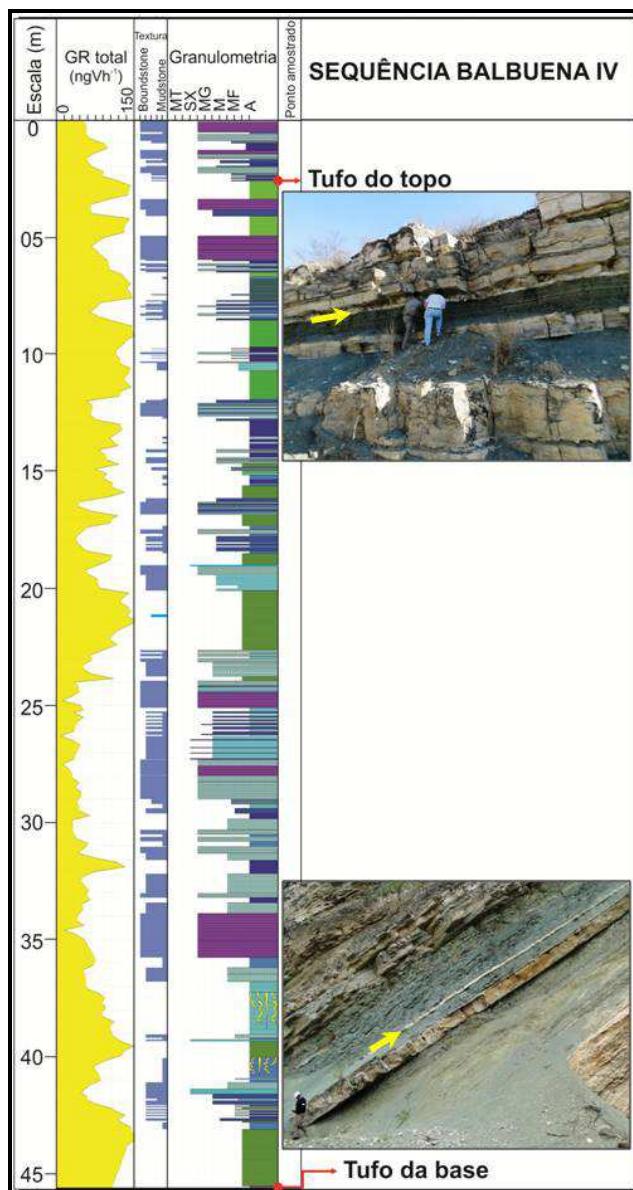


Figura 5.2 – Camadas de tufo vulcânico encontradas na Sequência Balbuena IV. O tufo da base marca a passagem da Sequência III para a Sequência IV, conforme definido por Hernández *et al.* (1995). O segundo nível de tufo encontra-se localizado no topo da Sequência Balbuena IV, próximo à passagem entre as supersequências Balbuena e Santa Bárbara. As setas em vermelho indicam a posição estratigráfica dos dois níveis no perfil colunar, enquanto as setas amarelas indicam estes mesmos níveis em afloramentos na área estudada.

A camada de tufo da base é formada essencialmente por uma matriz fina composta por cinza vulcânica. A datação desta camada posiciona o limite entre as sequências Balbuena III e IV em $63,4 \pm 0,9$ Ma.

O nível de tufo vulcânico encontrado no topo está posicionado no contato entre o último intervalo mais espesso de argilito e o último pacote carbonático da Sequência balbuena IV (Figura 5.2), logo antes do limite da passagem para a Supersequência Santa Bárbara. Este tufo superior apresenta-se como uma camada contínua e delgada (cerca de 10cm de espessura), à semelhança do tufo basal. Porém mostra em sua composição diversos intraclastos de calcário microbiano (fragmentos de estromatolitos, laminitos e grainstones oncolíticos) e extraclastos (litoclastos de arenitos e rochas do embasamento sedimentar da bacia e arenitos siliciclásticos) disseminados em meio à matriz fina composta pela cinza vulcânica. Este tufo apresenta um grau de retrabalhamento que propiciou a agregação destes clastos ao sedimento vulcânico por meio de transporte subaquoso, o que é evidenciado pela presença de material da borda da bacia (e.g. clastos de arenitos). A datação U/Pb deste tufo do topo da Sq. Balbuena IV indicou idades de cristalização dos zircões de $60,3 \pm 2,1$ Ma. A grande margem de erro dos valores desta amostra pode ser um reflexo da diversidade de material retrabalhado incorporado à esta camada. Contudo, admitindo-se o valor máximo da datação de 62,4 Ma, obtém-se uma idade próxima daquela definida pelos diversos pesquisadores na área que marcam a passagem entre as supersequências Balbuena e Santa Bárbara em 63 Ma (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999)

Desta forma, considerando-se a idade de deposição e formação dos sedimentos do topo da Formação Yacoraite entre 62,4 Ma e 63 Ma, e os sedimentos de sua base entre 63,4 Ma e 64,3 Ma, é plausível admitir que a Sequência Balbuena

IV tenha sido depositada em um intervalo de 1,0 a 1,3 Ma (milhões de anos) (Figura 5.3).

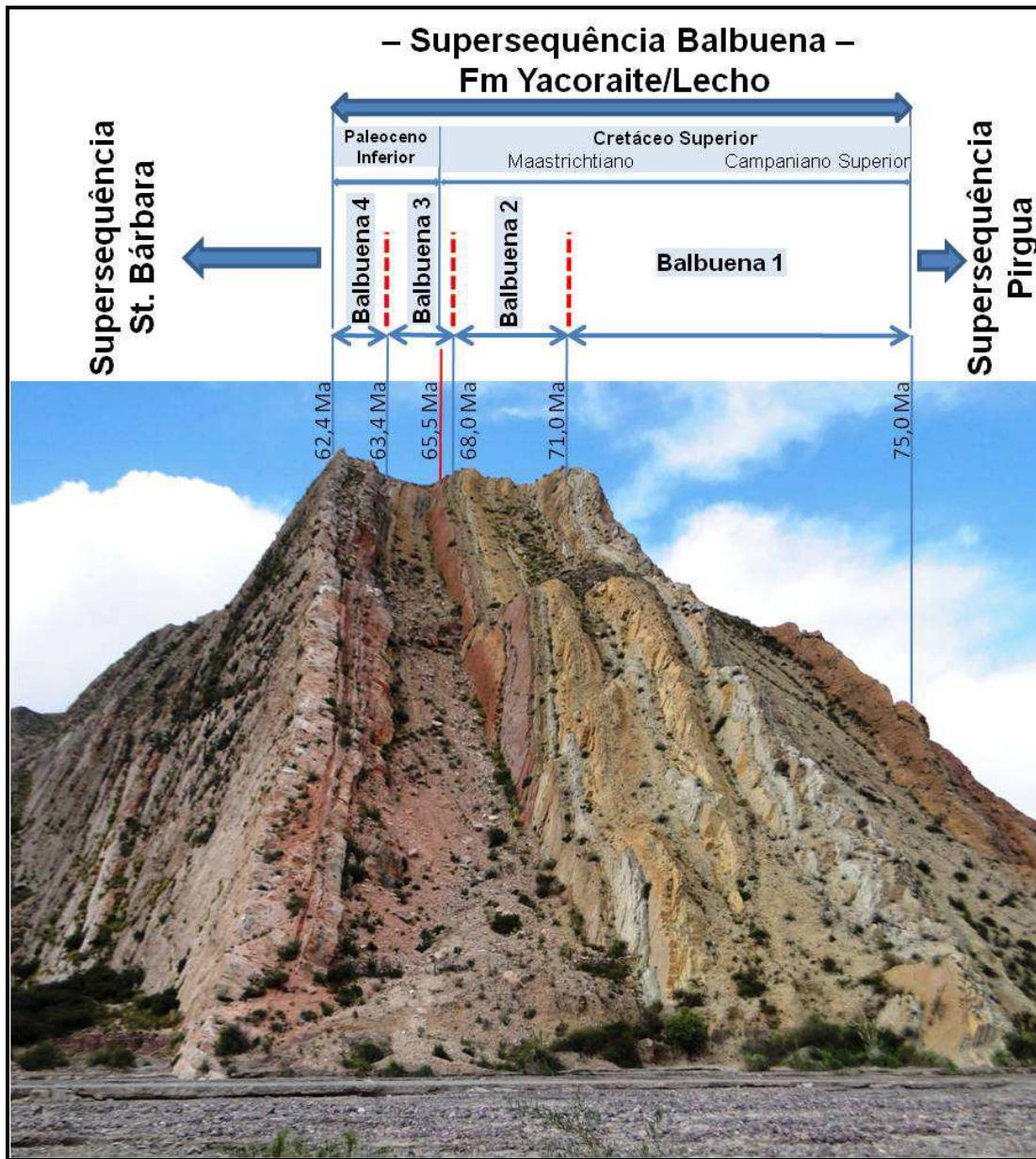


Figura 5.3 – Disposição das sequências Balbuena I a IV no afloramento de Jueya (Província de Jujuy). As idades marcadas têm como base os estudos de Hernández *et al.* (1999), Marquillas *et al.* (2007) e Pimentel *et al.* (no prelo). A espessura desde a base da Sequência Balbuena I até o topo da Sq. Balbuena IV é de 180m e a altura máxima do afloramento é de 120m (Idade em Ma = milhões de anos).

Boll (1991), Salfity e 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.

5.1 Sequência Balbuena I

A porção inferior da Sequência Balbuena I corresponde, em linhas gerais, à Formação Lecho e, em algumas posições geográficas, incorporando 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 seria composto por carbonatos de alta energia (grainstones), raros estromatolitos e rochas pelíticas (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 tufo vulcânico de coloração esbranquiçada.

5.2 Sequência Balbuena II

A Sequência Balbuena II possui uma distribuição areal na bacia maior que sua predecessora, sendo limitada por uma discordância erosiva nas porções de borda, como na região de El Tonco, fronteira oeste da Sub-Bacia de Metán-Alemania (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999; GÓMEZ OMIL e BOLL, 2005).

É constituída por uma alta ciclicidade de fácies carbonáticas (grainstones, laminitos, estromatolitos) com fácies granulometricamente mais finas (margas, wackestones) (Figura 5.4). Feições de exposição são comuns no topo dos intervalos carbonáticos dos ciclos de alta frequência, que culminam com fácies

estromatolíticas. Embora no interior das 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 5.4 – Ciclicidade presente na Sequência Balbuena II, na localidade da ponte do Dique Cabra Corral. A seta vermelha (1) aponta um dos intervalos de fácies mais siliciclásticas (argilitos, lamitos e margas), a seta azul (2) mostra outro de fácies tipicamente carbonáticas (grainstones e estromatolitos, principalmente) e a seta cinza (3) indica fácies carbonáticas granulometricamente mais finas (wackestones e laminitos).

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 pelíticos, atribuído a um maior aporte de águas doces para o lago, com inibição da fábrica carbonática. No topo desta sequência 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

programação de depósitos fluviais sobre os depósitos lacustres nas bordas da bacia, registrando a queda do nível do lago (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999).

5.3 Sequência Balbuena III

A Sq. Balbuena III apresenta uma retração areal em relação à sequência anterior, sendo, também, a de menor espessura (15 a 30m no máximo) dentro da Ss. Balbuena (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Ela marca um retorno às fácies mais siliciclásticas, apresentando arenitos quartzosos e carbonáticos (Figura 5.5), 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 estromatolitos. 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. No geral, a Sq. Balbuena III representa a chamada “Seção Limoarcillosa” dentro da litoestratigrafia clássica da área. Além da ciclicidade marcante, a base desta sequência representa a passagem K/T (SIAL *et al.*, 2001a e b; MARQUILLAS *et. al*, 2007) (Figura 5.6), representada – no interior da Sub-bacia de Metán-Alemania - por argilitos e siltitos cinza-escuros com expressivas gretas de ressecamento que atingem até 50cm de profundidade.



Figura 5.5 – Feições típicas dos arenitos encontrados na Sequência Balbuena III na região do Dique Cabra Corral. Constituem camadas intercaladas com rochas pelíticas (topo e base da fotografia). Estratificações tipo *hummocky* e cruzadas são comuns (Afloramento Assado).

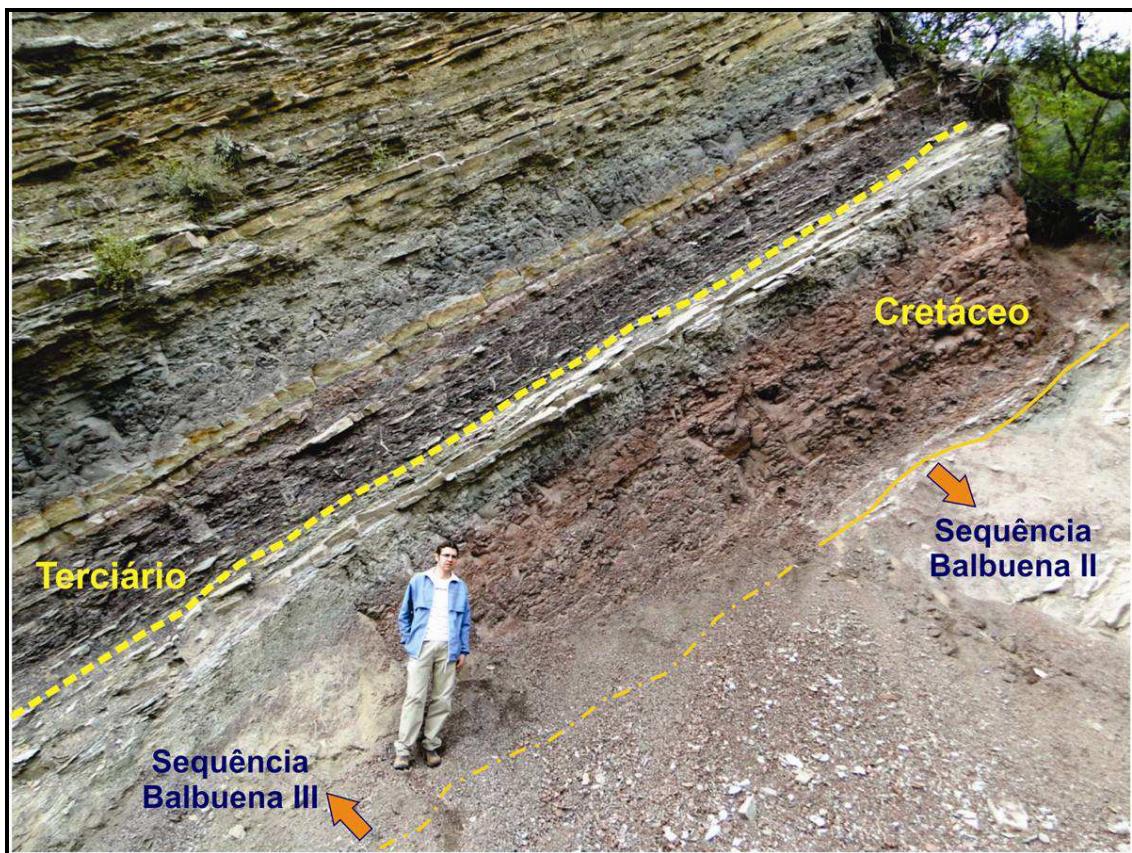


Figura 5.6 – Passagem K/T na região do Dique Cabra Corral (afloramento Assado). O limite está posicionado na seção basal da Sequência Balbuena III. Notar a diferença da coloração das fácies pelíticas (argilitos). Abaixo do K/T as argilas apresentam coloração marrom (indicando fácies mais oxidadas); acima, as argilas são tipicamente cinza escuro (mostrando possivelmente maior anoxia do ambiente deposicional subaquoso) com inúmeras gretas de ressecamento em vários níveis.

5.4 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 30cm) de tufo vulcânico em meio a uma espessa camada argilo-siltosa (Figura 5.7). Acima desta seção mais argilosa passam a predominar fácies carbonáticas formadas principalmente por grainstones oncolíticos/oolíticos, estromatolitos, packstones oncolíticos e espessos pacotes de laminitos lisos e crenulados que apresentam as gretas de ressecamento mais expressivas de toda a Supersequência Balbuena (Figura 5.8) na área do Dique Cabra Corral. Estas chegam a medir, em alguns casos, até 80cm de profundidade (atual, compactada) e podem cortar toda a camada no primeiro nível de laminitos (nível mais basal). Hernández *et al.* (1999) atribui estes depósitos da porção inferior a um TSNB.



Figura 5.7 – Camada de tufo vulcânico (seta amarela) caracterizada pela coloração esbranquiçada em meio à espessa camada de argilito acinzentado. Esta camada é um importante marco estratigráfico na Sub-bacia de Metán-Alemania e registra a porção basal da Sequência Balbuena IV.

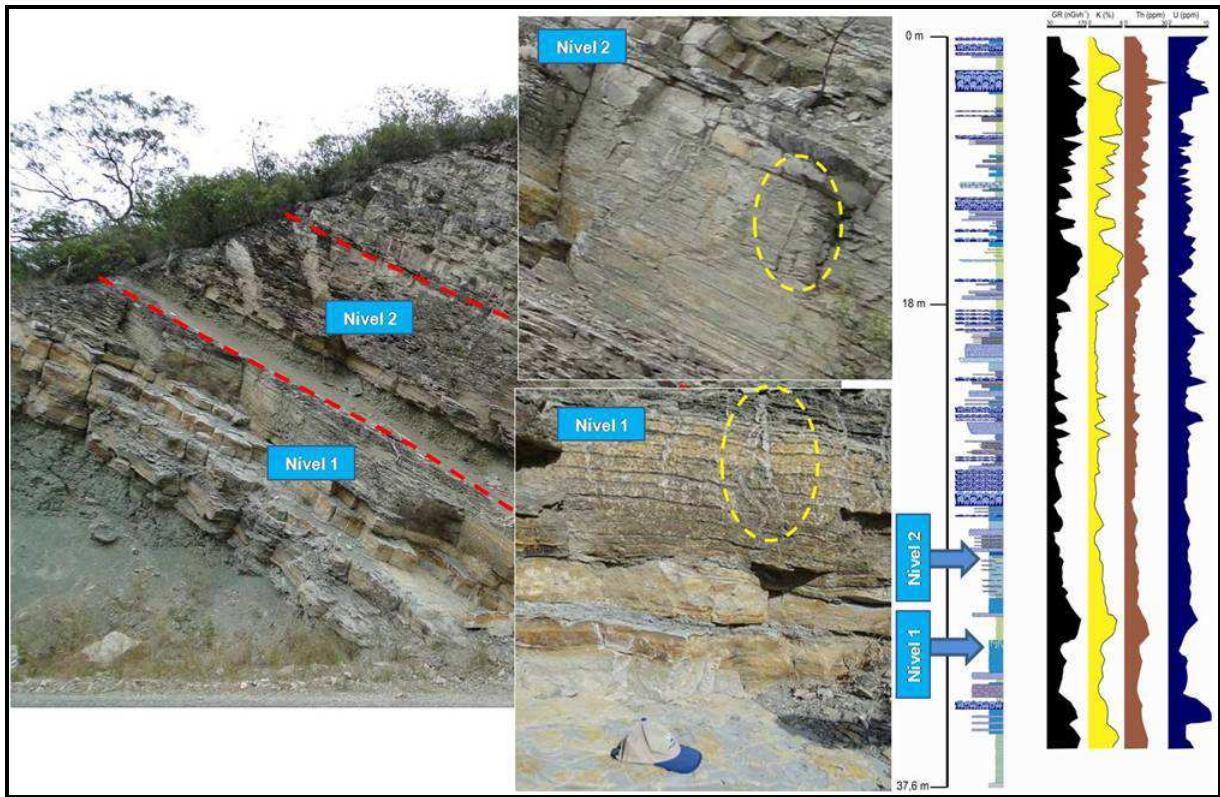


Figura 5.8 – Níveis de gretas na seção basal da Sequência Balbuena IV. As imagens menores representam um detalhe dos dois níveis identificados. O perfil estratigráfico da direita representa a seção da Sq. Balbuena IV na região do Dique Cabra Corral - afloramento Cedamavi - com os perfis de gama espectral levantados neste estudo (Preto: gama total; Amarelo: K(%); Vermelho: Th e Azul: U (ppm)).

Outro marco estratigráfico 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 50cm, e que ocorre imediatamente acima do primeiro nível de gretas (Figura 5.8), registrando um cisalhamento intra-estratal atribuído à estruturação neogênica na área (HERNÁNDEZ, com. oral). Na região do Dique Cabra Corral, esta camada é facilmente reconhecida na seção basal da Sq. Balbuena IV pelo padrão “listrado” impresso pelo cisalhamento (Figura 5.9).

A porção superior desta sequência é caracterizada pela ciclicidade de intervalos decimétricos a métricos pelíticos e carbonáticos. As fácies mais finas são constituídas por argilitos e siltitos, bem como wackestones e margas (Figura 5.10). A grande diferença em relação à parte inferior da Sequência Balbuena IV é o maior

desenvolvimento dos estromatolitos e dos níveis pelíticos siliciclásticos, além da diminuição de laminitos.

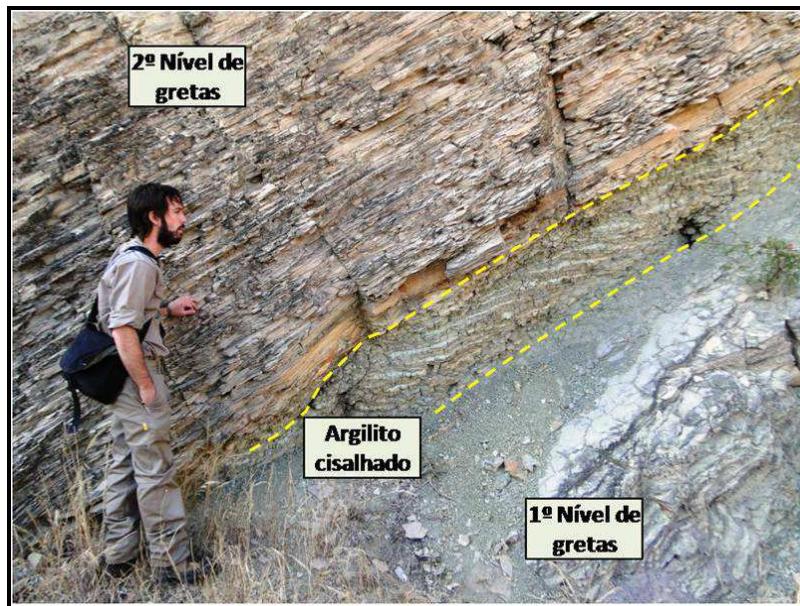


Figura 5.9 – Argilito cisalhado por deformação intraestratal (entre as duas linhas amarelas pontilhadas) separando os dois níveis de gretas encontrados na porção basal da Sequência Balbuena IV. Este nível constitui um importante marco estratigráfico na Sub-bacia de Metán-Alemania e é facilmente identificado nos afloramento desta unidade na região do Dique Cabra Corral. A deformação é atribuída à estruturação andina da bacia.

Na área do Dique Cabra Corral, próximo ao topo desta unidade e a poucos metros abaixo da passagem para a Supersequência Santa Bárbara, ocorrem ainda dois níveis de tufo vulcânico, porém não sendo tão facilmente distinguidos em todos os afloramentos na Sub-bacia de Metán-Alemania. Por fim, é altamente marcante em toda a seção Balbuena IV a ocorrência de feições de exposição no topo das sucessões estromatolíticas, representadas por gretas de ressecamento, carstificação e brechas carbonáticas, recobertas frequentemente por níveis de rudstone.

Através de correlações regionais efetuadas por Hernández *et al.* (1999), à medida que se aproxima da borda oeste da Sub-bacia de Metán-Alemania, na região de Cachi e Rio Tonco, as fácies carbonáticas vão se tornando cada vez mais escassas, aumentando a proporção de areias quartzosas, arcoseanas e

conglomeráticas em meio aos siltitos, argilitos e lamitos.

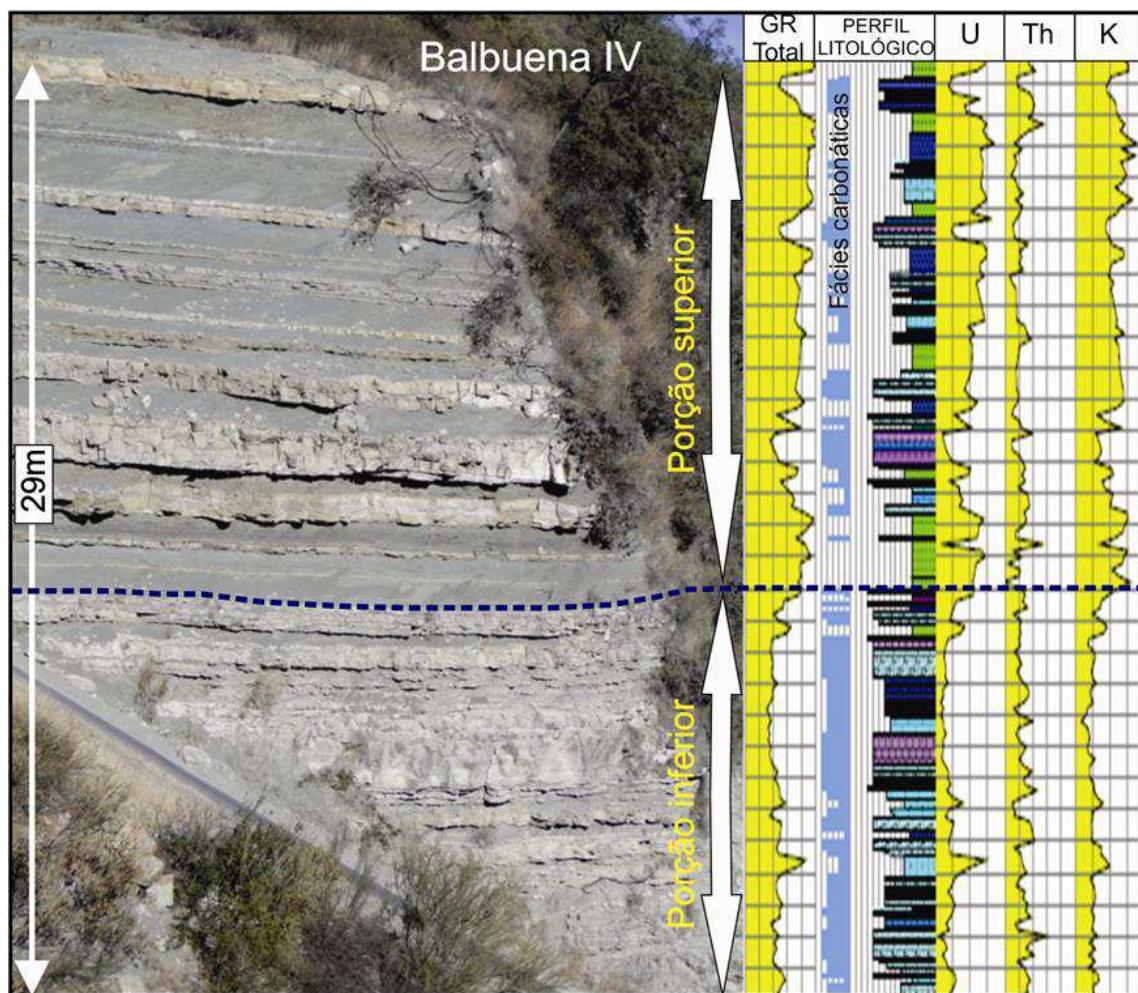


Figura 5.10 – Visão geral da Sequência Balbuena IV na região do Dique Cabra Corral. Notar a porção inferior com menor presença de fácies pelíticas intercaladas com as fácies carbonáticas em relação à porção superior. A imagem foi verticalizada em relação à posição original (notar a via asfáltica que se encontra inclinada e que é originalmente horizontal na área) para se ajustar ao perfil estratigráfico com o gama espectral levantado no afloramento de Cedamaví, mostrando a perfeita correlação dos níveis. (Afloramento Viñuales).

Perfis de paleossolos são extremamente comuns (Figura 5.11) no topo dos pacotes arenosos da borda oeste da Sub-bacia de Metán-Alemania. Isto evidencia que as feições carbonáticas mais bem desenvolvidas ocorreram predominantemente em porções mais distantes do aporte siliciclástico, próximo ao depocentro da sub-bacia e às bordas da Dorsal Salto-Jujeña.

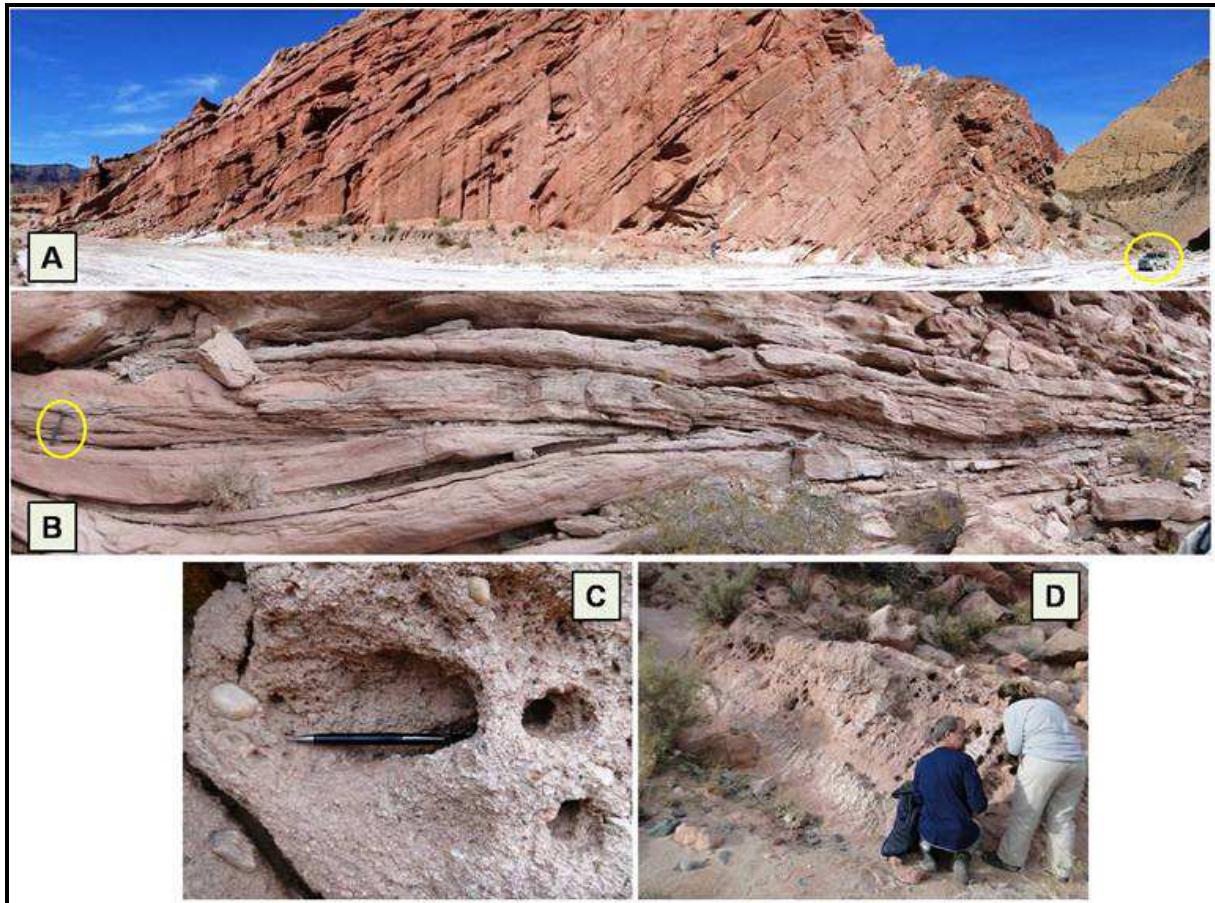


Figura 5.11 – Feições da Supersequência Balbuena (Hernández *et al.*, 1999 e 2008) na região da borda oeste da Sub-bacia de Metán-Alemania. (A): seção tipo do Balbuena na região de Rio Tonco, predominantemente arenosa e siliciclástica. (B): geometria dos corpos arenosos do Balbuena na região de Cachi, mostrando compensações laterais dos lobos. (C): aspecto da fácie conglomerática muito comum na borda da Sub-bacia de Alemania, região de Cerro Tin Tin. (D) diversos níveis de paleossolos muito desenvolvidos no topo das camadas arenosas na área do Arroyo Suntiales (Os círculos em amarelo nas fotos A e B evidenciam as escalas das imagens: uma Toyota Hilux® e um martelo geológico, respectivamente).

5.5 Dados paleontológicos da Ss. Balbuena

Quanto aos dados paleontológicos da Ss. Balbuena, grande parte está relacionada às sub-bacias de Lomas de Olmedo e Três Cruces, devido ao interesse exploratório de hidrocarbonetos nestas áreas. Em termos de fósseis descritos na Formação Yacoraite (Quadro 5.1), são encontrados comumente fragmentos de peixes (e.g. *Coelodus toncoensis*, peixe marinho) (ACEÑOLAZA, 1968), ostracodes, gastrópodes e carófitas (algas de água doce) e ossos de dinossauros. Pegadas e rastros de saurópodes, juntamente com icnofósseis *Glossifungites* (CÓNSOLE

GONELLA e ACEÑOLAZA, 2010) são também muito comuns, especialmente nas bordas das sub-bacias. Mais raramente são descritos foraminíferos e palinomorfos. De ocorrência muito mais restrita, foram observados dinoflagelados, fósseis de amonites (STEINMANN, 1906 *apud* CÓNSOLE GONELLA *et al.*, 2009) e fragmentos de vegetais superiores. A ocorrência desses fósseis gerou grandes controvérsias quanto ao ambiente deposicional para a Supersequência Balbuena. Por serem encontradas evidências de organismos marinhos em meio a fósseis tipicamente continentais/lacustres, a Formação Yacoraite foi ao longo dos tempos tratada como tendo seus sedimentos depositados em um paleo-ambiente tipicamente lacustre (PALMA, 1984 *apud* SIAL *et al.* 2001a) ou ainda, mais recentemente, como uma bacia lacustre com comunicação episódica com o mar (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; HERNÁNDEZ *et al.*, 1999).

5.6 Estratigrafia sequencial para o Supergrupo Balbuena

A ciclicidade presente no Supergrupo Balbuena foi, ao longo do tempo, discutida tanto em termos litoestratigráficos (VILELA, 1953; REYES e SALFITY, 1973, MORENO, 1970) como de ciclos e sequências deposicionais (BOLL e HERNÁNDEZ, 1985; GÓMEZ OMIL *et al.*, 1989; HERNÁNDEZ e DISALVO, 1991; BOLL, 1991; HERNÁNDEZ *et al.*, 1999; GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999; SCHIUMA, 1999).

Estes ciclos seriam formados por uma alternância de fácies carbonáticas e fácies pelíticas, constituindo intervalos de aproximadamente 1 a 2m (BOLL *et al.*, 1987, BOLL e HERNÁNDEZ, 1985). As fácies carbonáticas seriam constituídas por grainstones, rudstones, brechas, packstones, wackestones e heterolitos (laminitos/packstones). Já as fácies pelíticas englobariam lamitos, argilitos e margas.

Quadro 5.1 – Principais registros fósseis encontrados na Bacia de Salta com a ocorrência qualitativa (baseado nas informações obtidas nos artigos relacionados na 3^a coluna da esquerda para a direita) e o ambiente mais provável de ocorrência para a espécie ou gênero identificado. A grande maioria dos dados foi obtida nas sub-bacias de Três Cruces e Lomas de Olmedo. Legenda: TC = fóssil exclusivamente descrito na Sub-bacia de Três Cruces.

Os ciclos individualizados podem ser rastreados ao longo de todas as sub-bacias de forma muito contínua através de estratos tabulares (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Desta forma, Boll e Hernández (1985) e posteriormente outros autores (HERNÁNDEZ e DISALVO, 1981; GÓMEZ OMIL e BOLL, 1999, HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) propuseram uma hierarquização dos ciclos mapeados na Ss. Balbuena com base nos conceitos da estratigrafia de sequência clássica definida para os sistemas marinhos. Estes pesquisadores consideraram a influência eustática aliada ao clima como os principais fatores controladores, uma vez que trabalharam diretamente com os dados das sub-bacias de Três Cruces e Lomas de Olmedo, nas quais as evidências da influência marinha são bem consistentes (vide tópico 5.5. deste capítulo).

Cada ciclo seria tipicamente de raseamento (“shallowing” ou “somerización”) e comporiam a chamada “**sequência elementar (S.E.)**” (Figura 5.12). Esta sequência corresponde ao PAC (*Punctuated Aggradational Cycles*) - definido por Goodwin e Andersen (1985) - ou ainda, às parassequências de Van Wagoner *et al.* (1987). A S.E. é constituída por cinco intervalos, denominados da base para o topo de A até E (Figura 5.12):

- **Intervalo A:** correspondem às areias calcárias retrabalhadas, brechas litoclásticas e rudstones. Nem sempre se preserva e é de pequena espessura (poucos centímetros).
- **Intervalo B:** constituído por rochas calcárias finas (mudstones) ou pelitos, com colorações escuras e mais ricas em matéria orgânica. Podem estar interdigitadas com arenitos de granulometria fina, wackestones, packstones oncolíticos/oolíticos bioclásticos e heterolitos (laminitos/packstones).
- **Intervalo C:** é o mais típico da sequência elementar e está formado por

camadas espessas de grainstones oncolíticos/oolíticos associados à construções estromatolíticas.

- **Intervalo D:** composto por brechas de exposição, podendo ocorrer feições de carstificação, gretas de ressecamento, sendo recobertas por finas capas de mudstone em alguns casos.

- **Intervalo E:** este intervalo inicia uma nova sequência elementar e é formada por pelitos (siltitos, lamitos, argilitos, margas) avermelhados, acinzentados ou esverdeados.

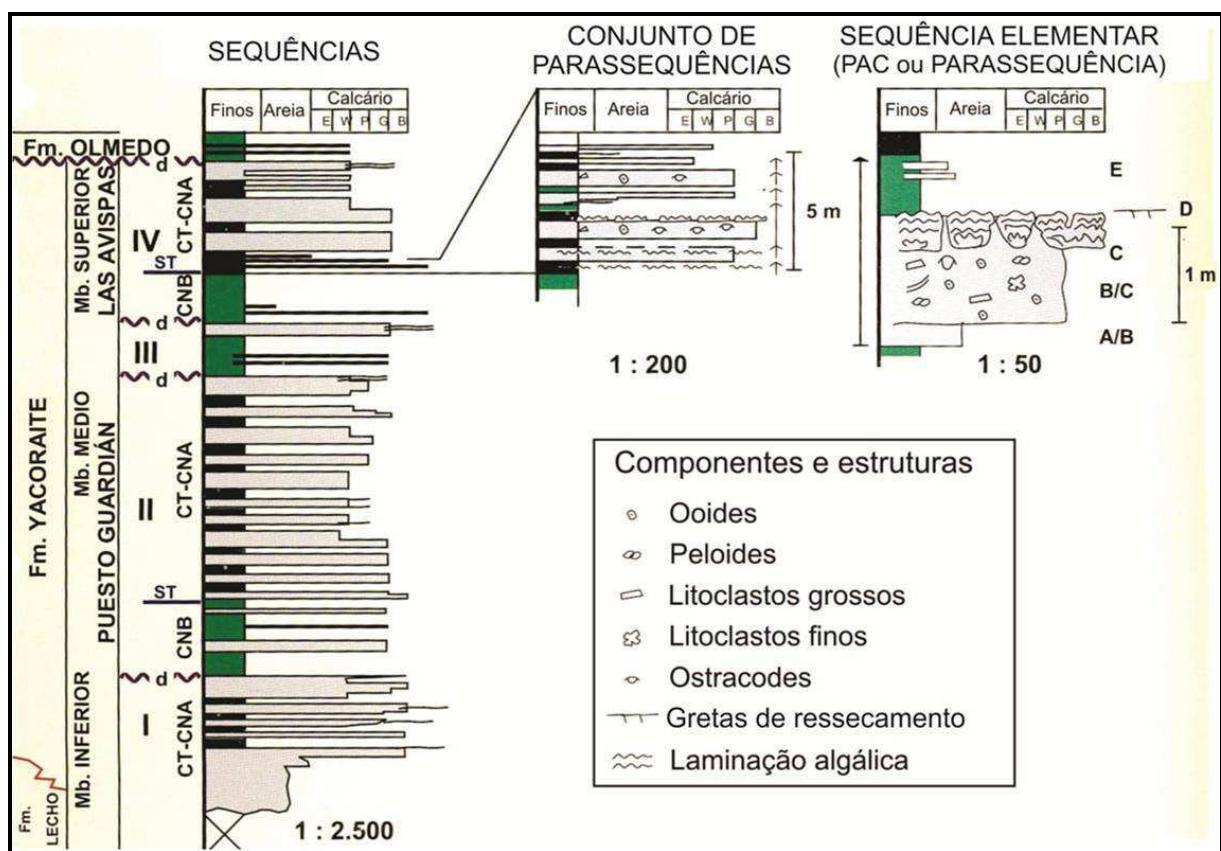


Figura 5.12 – Organização sequencial dos ciclos presentes na Supersequência Balbuena, proposta por Boll e Hernández (1985) e Boll (1991). Os intervalos A, B, C, D e E representam a sucessão faciológica da sequência elementar: A – carbonatos retrabalhados; B – fácies carbonáticas lutáceas e heterolitos; C – grainstones e estromatolitos; D – fácies de exposição; E – pelitos siliciclásticos (Modificado de Boll *et al.*, 1987 *apud* Disalvo, 2002).

Em termos de interpretação, segundo Boll e Hernández (1985), os carbonatos dos intervalos A, B e C se desenvolveriam durante a fase de subida do nível do corpo aquoso, enquanto o intervalo E representaria a fase de progradação do

sistema siliciclástico de borda sobre os carbonatos no interior da bacia. As exposições do intervalo D são consideradas a porção em que o corpo d'água estaria mais expandido, com retração nas bordas do sistema siliciclástico e a diminuição do espaço devido ao desenvolvimento da fábrica carbonática que colmataria, ao final, todo o espaço disponível, sendo frequentemente exposta.

As sequências elementares são agrupadas formando ciclos maiores, com espessuras de até 5m. Em geral, este **conjunto de parassequências** apresenta um sequenciamento semelhante ao da unidade básica (BOLL, 1991).

Por fim, os conjuntos de parassequências são ordenados verticalmente para construírem as **sequências** de 3^a ordem da Ss. Balbuena (HERNÁNDEZ *et al.*, 2008).

Esta análise sequencial constitui um importante marco na evolução estratigráfica do Grupo Salta, permitindo a rastreabilidade das sequências ao longo das sub-bacias da área. Para tanto, utiliza como premissa a influência eustática (mesmo que indiretamente) na formação e evolução do empilhamento sedimentar dos ciclos. Os carbonatos microbianos seriam formados durante a fase de expansão do lago (“transgressão”) em um típico processo de “*catch up*” (JONES e DESROCHERS, 1992). Ao final, os carbonatos colmatariam o lago e seriam expostos, gerando as feições de exposição. Os sedimentos siliciclásticos pelíticos seriam depositados durante o início da subida do nível do lago, quando a taxa de sedimentos suplantaria a taxa de acomodação. Com isso, os sedimentos progradariam das bordas do lago em direção ao centro da bacia. Durante esta fase haveria a inibição da fábrica carbonática.

6 SUPERSEQUÊNCIA BALBUENA: DINÂMICA E CONTROLE DA DEPOSIÇÃO

A Supersequência Balbuena na Sub-bacia de Metán-Alemania apresenta aspectos particulares em relação às sub-bacias de Lomas de Olmedo e Três Cruces. Enquanto nestas a ocorrência de evidências marinhas na Formação Yacoraite está mais presente, naquela isto é muito menos frequente.

Em Três Cruces foi descrita a presença de amonites (STEINMANN, 1906 *apud* CÓNSOLE E GONELLA, 2009) e foraminíferos disseminados (MÉNDEZ e VIVIERS, 1973), além de dinoflagelados, que, associados, apontam para uma comunicação marinha mais direta. Já em Metán-Alemania não foram encontrados fósseis de amonóides e os foraminíferos são praticamente ausentes. Outras evidências que poderiam associar esta sub-bacia com um ambiente influenciado pelo mar, na Sequência Balbuena IV, seriam alguns fósseis encontrados de tipos de peixes marinhos da espécie *Coleodus toncoensis* (BENEDETTO e SANCHEZ, 1972). Porém, a ocorrência desses bioclastos é rara e estão presentes principalmente nas fácies pelíticas siliciclásticas (argilitos, margas, lamitos e siltitos) da seção Balbuena IV em associação com fósseis tipicamente de água doce, como carófitas (MUSACHIO, 1972), *Ilyocypris* sp. (MÉNDEZ e VIVIERS, 1973; CARMO, 2004) e *Azolla cretacea* (QUATTROCCHIO, 2006).

Outro ponto que afasta a interpretação de comunicação marinha direta na Formação Yacoraite em Metán-Alemania são os dados de razão isotópica $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ obtidos por Sial *et al.* (2001) - a partir dos carbonatos desta unidade na região do Dique Cabra Corral – que revelaram valores entre 0.7140 e 0.7156 (Figura 6.1), inclusive durante a passagem K/T conforme identificada pelas curvas de C/O (SIAL *et al.*, 2001; MARQUILLAS, 2007). Tais valores comprovam que os carbonatos

foram gerados e depositados em um ambiente tipicamente lacustre, com forte influência continental. Assim, é possível aventar que, embora as sub-bacias do norte tivessem uma comunicação direta com o mar (Figura 6.2), os carbonatos gerados na Sub-bacia de Metán-Alemania teriam sido de origem tipicamente lacustre (Figura 6.3). De forma muito precária e eventual, a Sub-Bacia de Metán-Alemania pode ter tido alguma contribuição de águas marinhas dos lagos do norte da Bacia de Salta durante períodos de cheias destes lagos (Figura 6.3) quando os mesmos poderiam comunicar-se. Seriam formadas, assim, em raros momentos de sua evolução, condições de ambiente lacustre salobro.

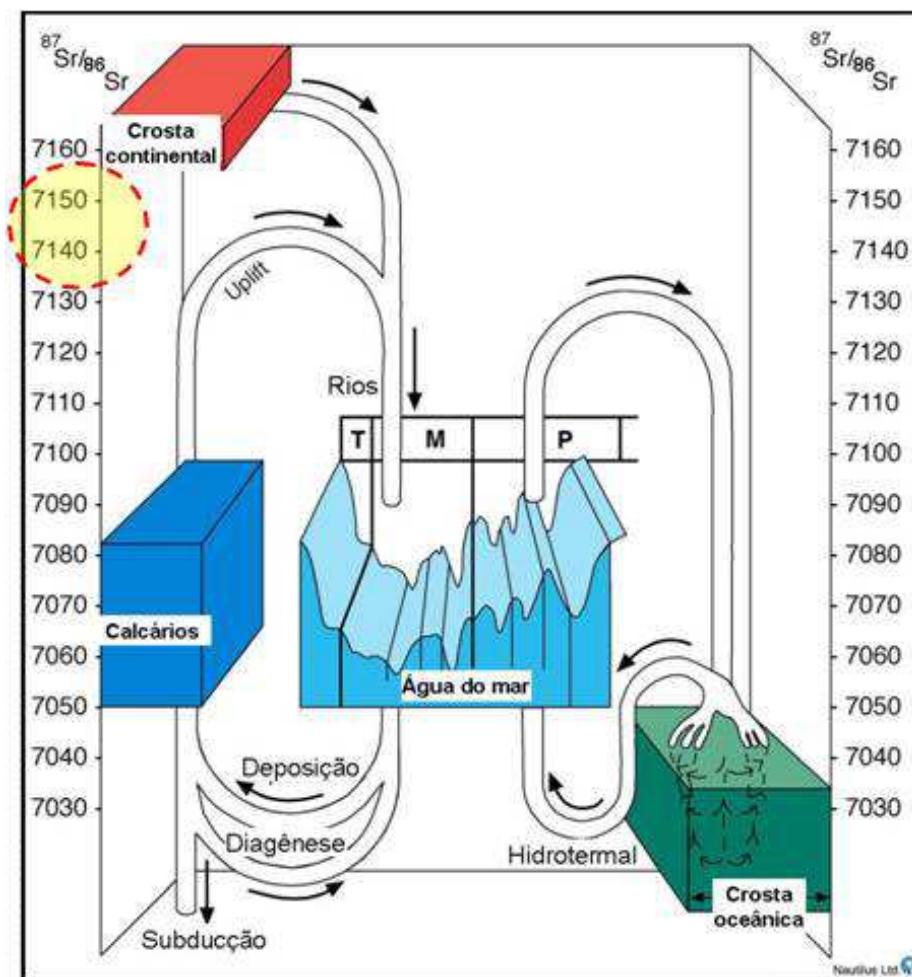


Figura 6.1 – Gráfico plotando a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação aos ambientes de contribuição. Notar, na elipse destacada em amarelo, os valores da razão para os carbonatos da sequência Balbuena na Sub-bacia de Metán-Alemania obtidos por Sial *et al.* (2001), indicando a alta contribuição continental na bacia onde foram formadas as fácies carbonáticas, evidenciando um ambiente tipicamente lacustre. Legenda: T= Paleogeno/Neogeno, M= Mesozóico e P= Paleozóico. (Gráfico modificado de Nautilus® Ltd. Fonte: <http://www.nautilusworld.com/>).

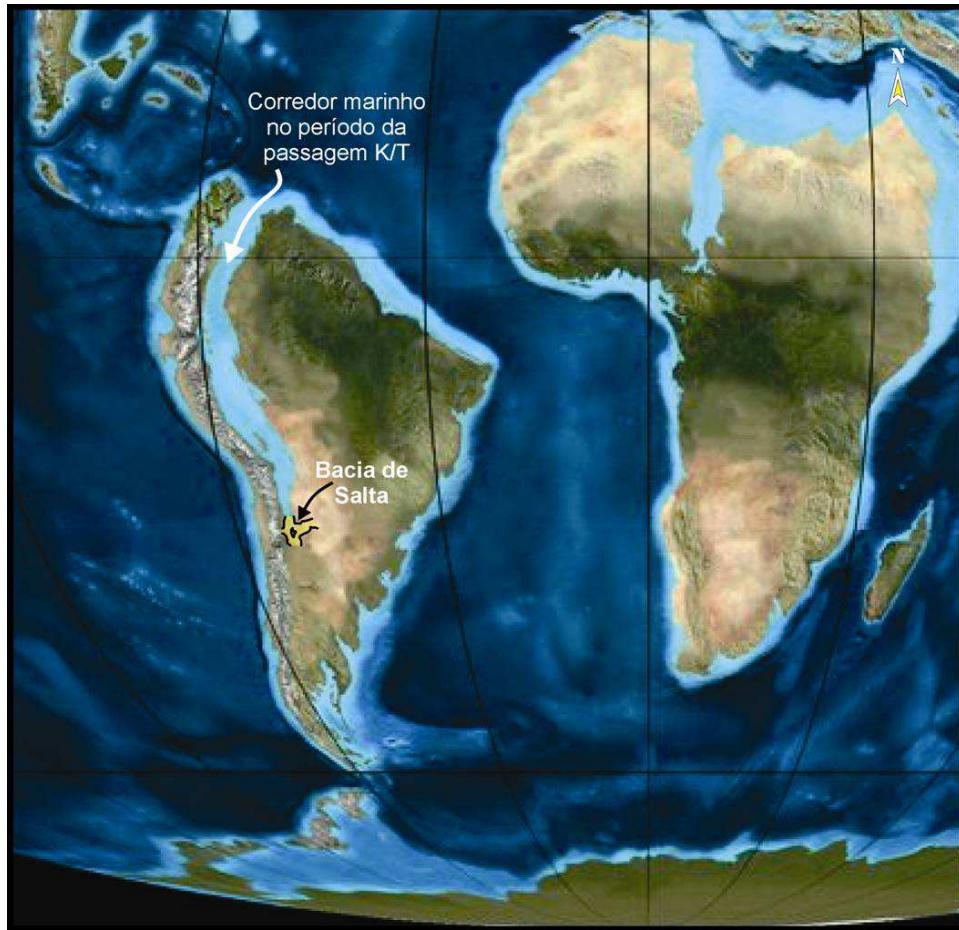


Figura 6.2 – Reconstrução dos continentes Sulamericano e Africano durante o período da passagem K/T, mostrando a localização da Bacia de Salta. Notar que a porção norte da bacia, por este modelo, estaria diretamente sendo influenciada pelo corredor marinho que entrava pelo norte da região (Modificado de Blakey, 2011).

Desta forma, o presente trabalho admite um **ambiente tipicamente lacustre para a Sub-bacia de Metán-Alemania** no período de formação da seção carbonática da Sequência Balbuena IV, permitindo analisar a deposição das suas unidades sedimentológicas a partir dos principais fatores que condicionam a acomodação neste tipo de ambiente, tais como clima, aporte externo de sedimentos siliciclásticos, taxa de produção/crescimento de carbonatos no interior do lago e a eficiência dos altos inter-sub-bacinais. Tais fatores controlam diretamente o nível de água no lago, levando em consideração uma taxa de subsidência regular e praticamente contínua conforme relatado para bacias do tipo sag (PROSSER, 1993, ARMITAGE e ALLEN, 2010).

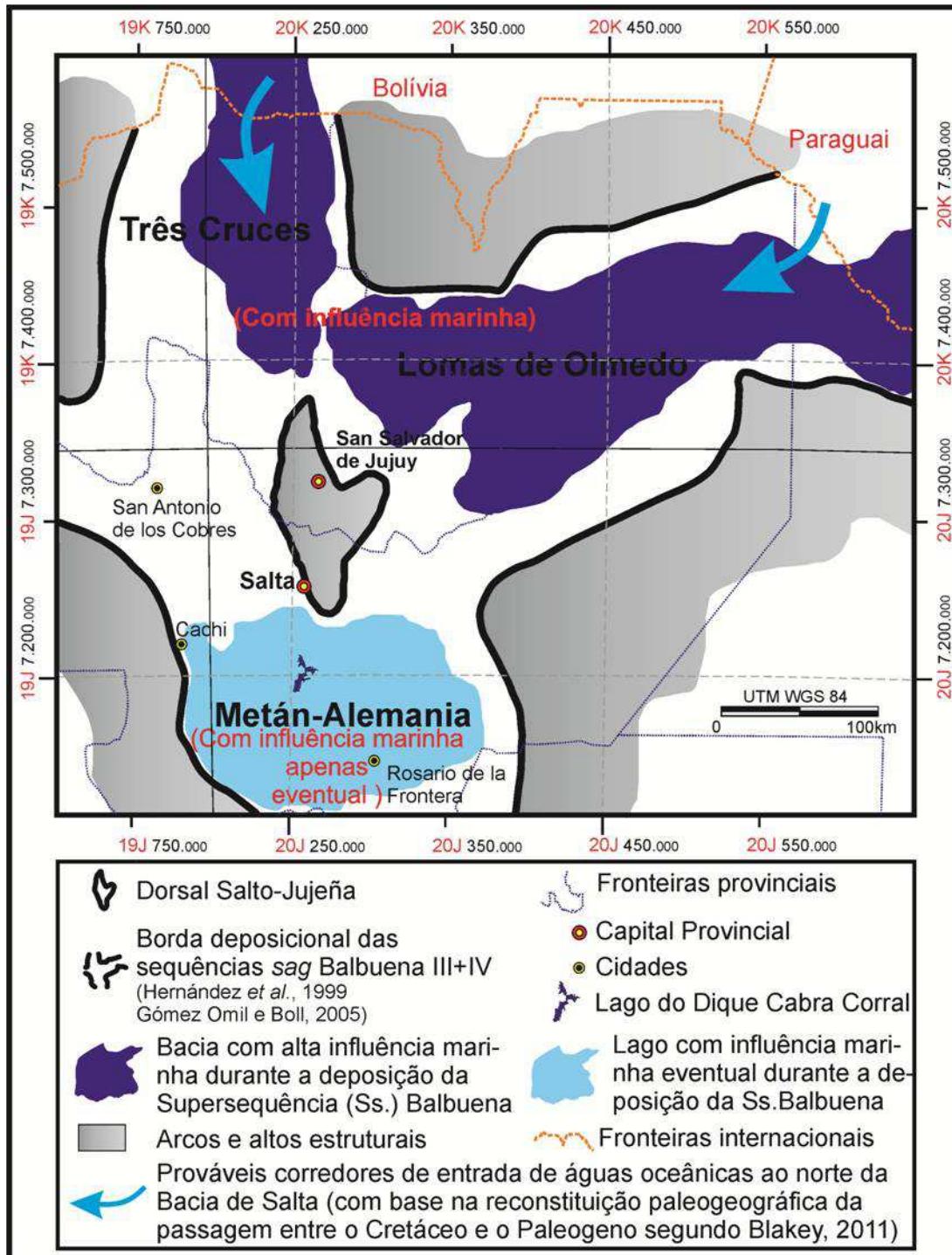


Figura 6.3 – Influência marinha inferida a partir dos dados paleontológicos e isotópicos para as principais sub-bacias do Grupo Salta durante a geração e deposição dos carbonatos da Supersequência Balbuena. Notar que a Sub-bacia de Metán-Alemania é tipicamente lacustre sem contribuição marinha direta durante a fase de desenvolvimento carbonático.

externo (siliciclástico) e a taxa de produção/crescimento dos carbonatos (interna ao lago). Por outro lado, a altura de eventuais vertedouros (e.g. altos internos sub-bacinais) define o volume final de água dentro do corpo lacustre, determinando a maior ou menor competência na manutenção do nível de água de acordo com o clima atuante (Figura 6.4).

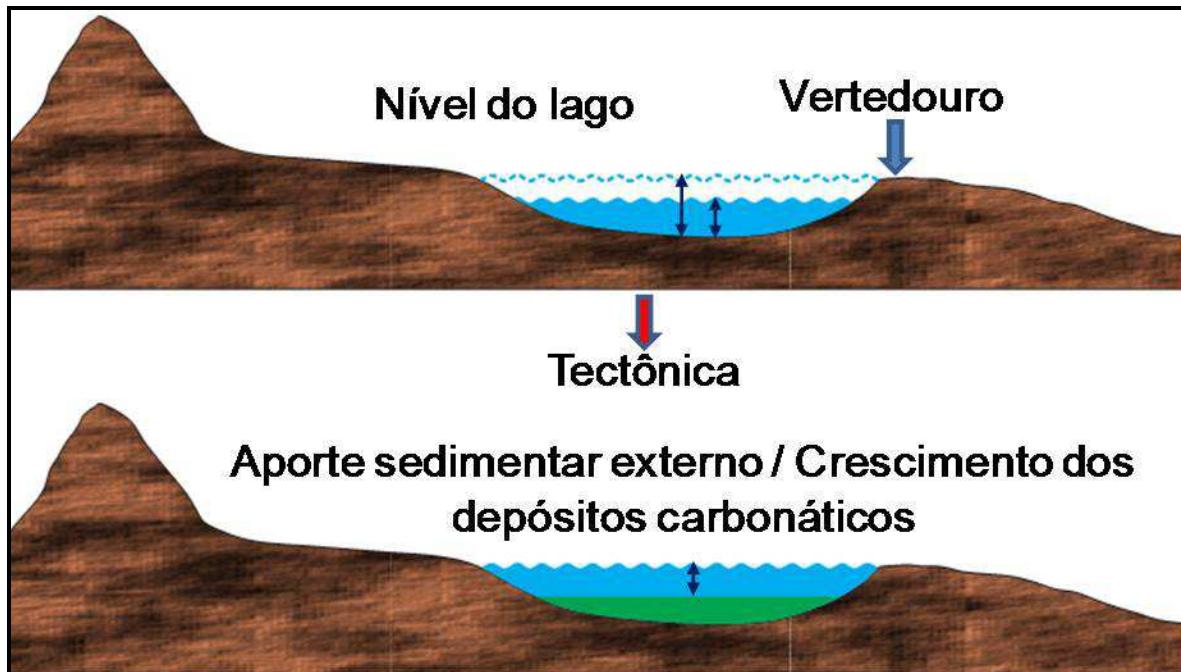


Figura 6.4 – Principais fatores controladores do espaço de acomodação em um sistema lacustre. Notar que o aporte sedimentar externo tem como efeito: 1) diminuição do espaço disponível para sedimentação; e 2) redução da fábrica carbonática.

Segundo Bohacs *et al.* (2000), lagos são sistemas que possuem menor volume de água e sedimentos se comparados aos sistemas marinhos e, portanto, são muito mais sensíveis às mudanças na acomodação e, consequentemente, ao clima (o qual controla diretamente o aporte e formação dos sedimentos). Com isto, o nível de um lago varia de forma muito mais rápida e mais frequente que o nível do mar. Um exemplo disto é o caso do Lago Chade, no centro da África (entre Camarões, Níger e Nigéria). Este lago já foi considerado um dos maiores corpos lacustres do planeta. Contudo, desde 1963 até 2001, o espelho d'água encolheu 90%, passando de 25.000 km² para 1.500 km², segundo dados da FAO (Agência da ONU para

Alimentação e Agricultura), principalmente devido a fatores climáticos (diminuição da taxa de chuvas nas últimas décadas) (Figura 6.5) e, secundariamente, antrópicos (utilização maciça de água para irrigação).

Outro fator importante na dinâmica dos lagos são os chamados sistemas de baixo relevo, onde pequenas oscilações (inclusive de estação para estação em um mesmo ano) podem mover a linha de costa por longas distâncias (BOHACS *et al.*, 2000). Este também é o caso do Chade, onde em apenas 9 meses o espelho d'água recuou 18km em direção ao centro do lago com diminuição de apenas 3 m no nível vertical de água do reservatório.

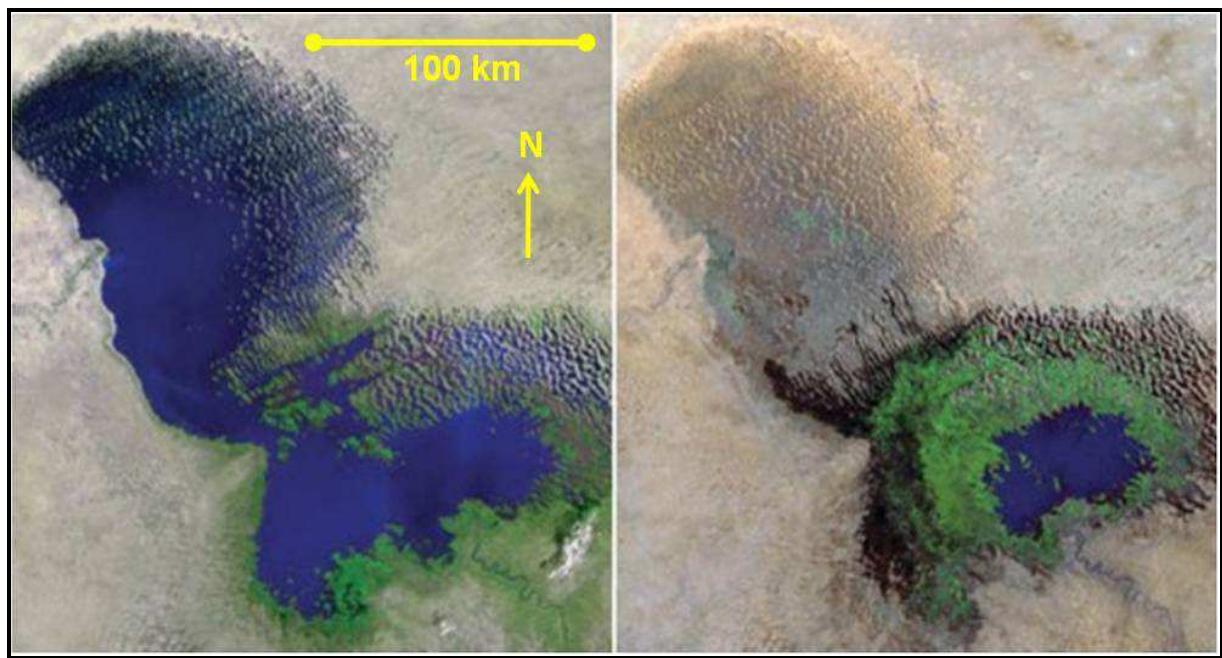


Figura 6.5 – Espelho d'água do Lago Chade entre 1972 (imagem à esquerda) e 1987 (imagem à direita. Notar a redução da área do lago em apenas 15 anos (Imagen modificada de <http://heckeranddecker.files.wordpress.com/>).

Outra característica importante em sistemas lacustres é a dinâmica do aporte sedimentar. As fases de maior entrada de sedimentos extrabacinais no lago ocorrem durante os períodos de chegada de água por meio de rios e são **diretamente proporcionais** ao volume aquoso que entra no lago (BOHACS *et al.*, 2000). Isto ocorre justamente nos períodos de maior precipitação pluviométrica (máxima

umidade), quando o lago encontra-se em franco processo de expansão e elevação da lâmina d'água. Por outro lado, os períodos de menor entrada de sedimentos extrabacinais correspondem às épocas mais secas, quando os rios transportam uma pequena carga de sedimentos ou simplesmente secam. Durante esta fase (seca), a lâmina d'água retrai, expondo áreas antes recobertas pela água e o nível tende a cair. Processos de “chuva de grãos” finos (silte principalmente) são comumente evidenciados no meio das fácies formadas durante as fases de clima árido, oriundos da ação dos ventos que sopram varrendo as bordas expostas em direção ao centro do lago. Contudo, nestes períodos as águas se tornam limpas (menor concentração de argilominerais), correspondendo a ambientes mais estressantes (maior concentração de íons e sais, impedindo o desenvolvimento da macrofauna de gastrópodes e pelecíopodes). A fábrica microbiana alcança, então, seu auge na produção de carbonatos (BOHACS *et al.*, 2000). Desta forma, a acomodação sofrerá uma diminuição tanto pela queda no nível do lago (taxa de evaporação maior que a taxa de precipitação) quanto pela formação e crescimento das estruturas carbonáticas microbianas. Estas estruturas tenderão a ocupar, de forma mais acelerada, o espaço disponível, tanto verticalmente quanto arealmente.

Assim sendo, Bohacs *et al.* (2000) propõe três tipos de lagos, com base nos fatores discutidos anteriormente: *overfilled*, *underfilled* e *balanced-fill*.

Um lago tipo ***overfilled*** está sempre cheio até o limite determinado por seu vertedouro. Mesmo em períodos de chuva (alta umidade) ou mais secos (baixa umidade e pouca chuva), o lago continuará extravazando água por seu vertedouro, independente das taxas de evaporação. Lagos deste tipo não propiciam o desenvolvimento de paleossolos ou feições de exposição (gretas, brechas) em suas bordas, uma vez que sua linha de costa praticamente não sofre efeitos de retração

ou expansão (Figura 6.6). Desta forma, no caso da Sequência Balbuena IV, na Sub-bacia de Metán-Alemania, a existência de espessos e frequentes perfis de paleossolos no topo dos pacotes arenosos na borda oeste da bacia (Figura 5.11D) eliminam a analogia com este tipo lacustre.

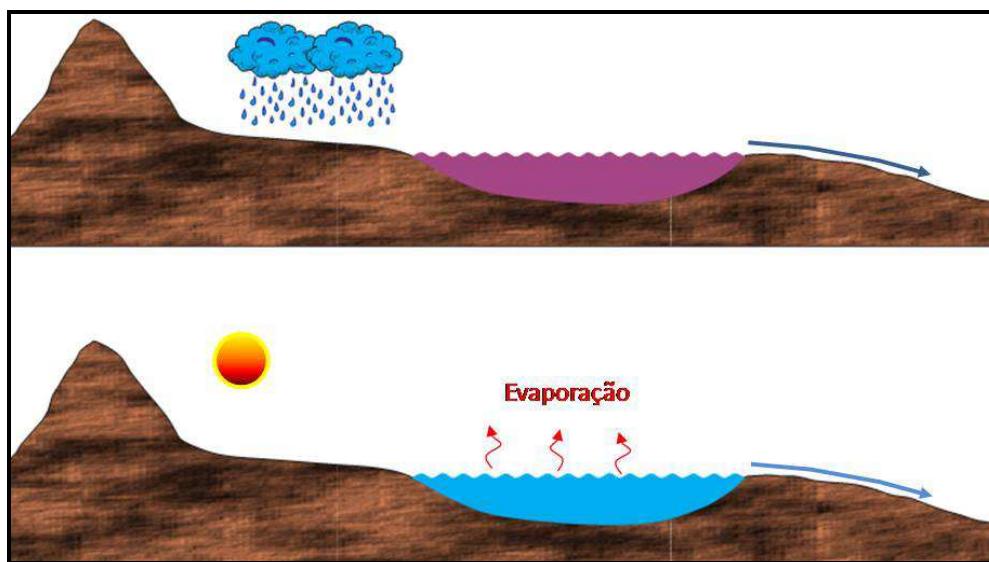


Figura 6.6 – Esquema de um lago tipo *overfilled* (BOHACS *et al.*, 2000). Tanto nos períodos de maior umidade (desenho superior) quanto nos períodos de seca e maior evaporação (desenho inferior) o nível do lago estará ultrapassando o limite do vertedouro.

No outro extremo, um lago tipo ***underfilled*** é aquele em que o volume de água presente não consegue suplantar o vertedouro, mesmo no período de maior umidade (seja pela quantidade insuficiente de água que chega ou devido a elevados níveis de evaporação) (Figura 6.7). Estes lagos são propícios à deposição de evaporitos, uma vez que os íons carreados pelas chuvas para dentro do lago não são removidos do sistema e, portanto, vão se concentrando na água até precipitarem em forma de sal.

Na Sq. Balbuena IV, na Sub-bacia de Metán-Alemania, a presença de evaporitos foi relatada apenas por Marquillas *et al.* (2005), que descreveu algumas camadas descontínuas, esporádicas e extremamente delgadas de gipso e anidrita recobrindo construções estromatolíticas. Contudo, a presença de sal é raríssima

nesta sub-bacia nos registros da Supersequência Balbuena, o que não permite classificá-la como sendo do tipo *underfilled*.

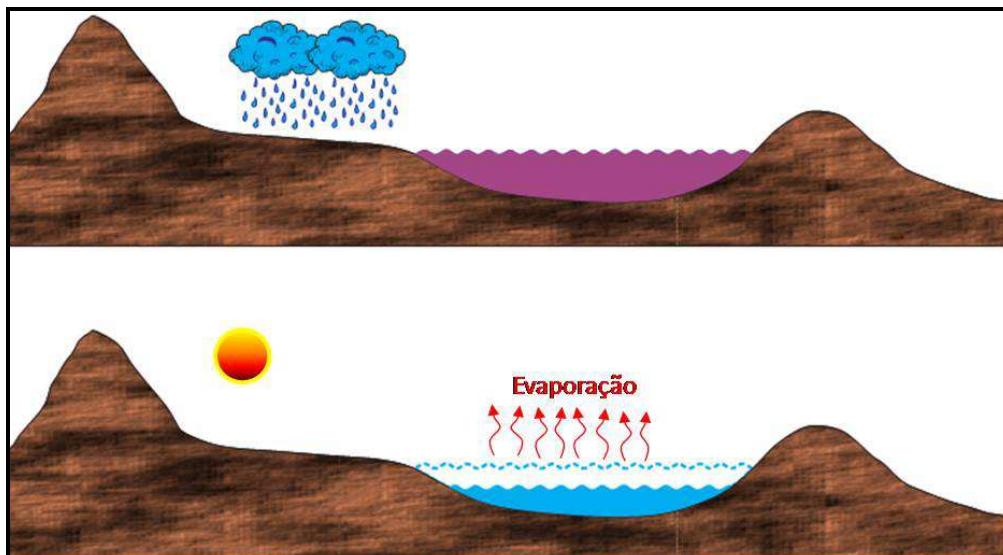


Figura 6.7 – Esquema de um lago tipo *underfilled* (BOHACS *et al.*, 2000). Tanto nos períodos de maior umidade (desenho superior) quanto nos períodos de seca e maior evaporação (desenho inferior) o nível do lago não será ultrapassando além do vertedouro.

Por fim, um lago tipo **balanced-fill** é aquele que nos períodos de maior umidade se comporta como um lago *overfilled* e nos de seca como um lago *underfilled* (Figura 6.8). Um lago *balanced-fill* permite explicar a formação de paleossolos nas bordas do lago durante os períodos de seca, e a ausência de evaporitos no registro sedimentar. Os sais não são precipitados porque os íons que chegam na bacia não serão concentrados durante a fase de maior umidade, quando o lago extravasará pelo vertedouro, reciclando a água e diluindo a concentração de íons presentes. Este tipo de lago é perfeitamente adaptado ao modelo proposto para o ambiente deposicional da Supersequência Balbuena IV (desenvolvimento de paleossolos nas bordas e ausência de evaporitos).

Outro ponto importante deste modelo é a suposição de que, nos períodos em que o lago estivesse cheio, a água estaria turvada pela entrada de siliciclásticos finos (argilas) (BOHACS *et al.*, 2000). Neste contexto, seria possível que o corpo

aquoso ora expandido em suas margens se comunicasse, ainda que muito precariamente, com os lagos do norte da Bacia de Salta (sub-bacias de Lomas de Olmedo e Três Cruces), através dos vertedouros que seriam ultrapassados pelo nível da água. Nestes períodos, haveria uma comunicação momentânea entre as bacias de Metán-Alemania e as águas com influência marinha de Lomas de Olmedo. Esta comunicação temporária e precária explicaria a presença dos raros fósseis marinhos encontrados, neste estudo, apenas nos registros de maior cheia do lago (representados nos intervalos pelíticos siliciclásticos da Sequência Balbuena IV).

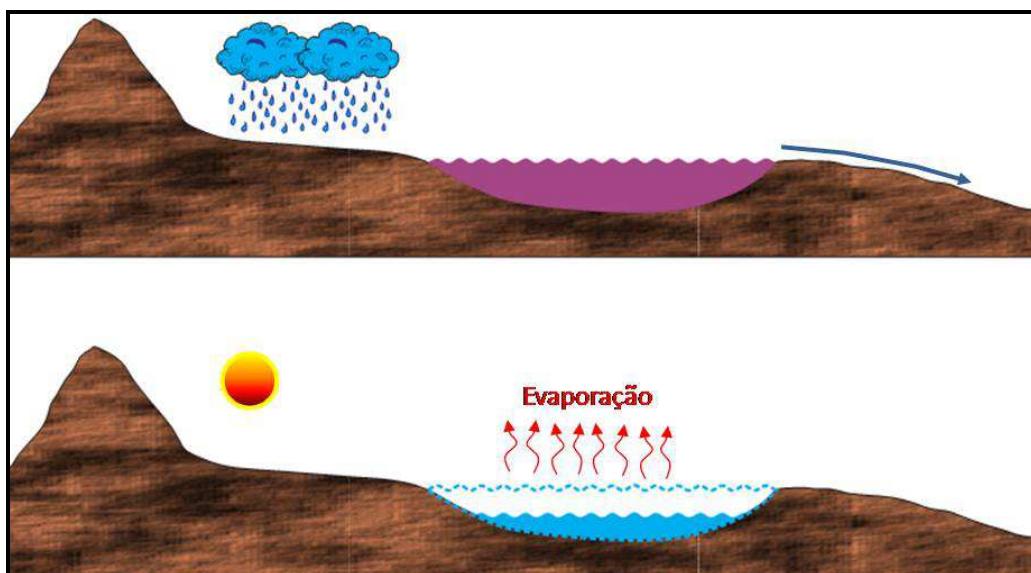


Figura 6.8 – Esquema de um lago tipo *balanced-fill* (BOHACS *et al.*, 2000). Lagos deste tipo permitem o desenvolvimento de paleossolos em suas bordas (períodos de seca) e não propiciam a precipitação de evaporitos devido à diluição e eliminação dos íons nos períodos de maior umidade.

Assim, pelas características e feições observadas ao longo do registro sedimentar da Sequência Balbuena IV (ausência de depósitos evaporíticos, feições de exposição nas bordas do lago e comunicação esporádica eventual com águas com influência marinha), o presente estudo adotará o modelo de lago tipo “**balanced fill**” para a deposição e formação das fácies presentes na Sequência Balbuena IV.

7 SEQUÊNCIA BALBUENA IV – ANÁLISE FACIOLÓGICA

A identificação das fácies observadas no intervalo estratigráfico estudado utilizou como base a classificação de Terra *et al.* (2010). Esta classificação foi desenvolvida para atender à demanda inicial de definição das fácies carbonáticas encontradas nos testemunhos e amostras laterais de rocha obtidos da seção “Pré-Sal” nas bacias de Campos e Santos (Brasil). Ela reúne as principais classificações de rochas carbonáticas desenvolvidas por Folk (1962), Dunham (1962), Carozzi *et al.* (1972), Embry e Klovan (1971), Demmico e Hardie (1994) e Riding (2000) (Quadros 7.1 e 7.2).

Em relação aos estromatolitos, Terra *et.al.* (2010) definiram as seguintes subvariedades texturais, divididas a partir da classificação original de Riding (2000): estromatolito arborescente, estromatolito arbustiforme e estromatolito dendriforme. Estas subvariedades podem gerar controvérsia quanto à origem, uma vez que a textura microbiana que representam é muito semelhante às estruturas encontradas em depósitos de travertinos (CHAFETZ e GUIDRY, 1999).

Subvariedades também foram definidas para os laminitos, modificadas a partir da classificação de Demmico e Hardie (1994): laminito liso e laminito crenulado.

Além destas subvariedades, foi definido um novo litotipo carbonático denominado esferulítito, que corresponde a uma rocha composta por partículas esféricas/subesféricas, geralmente menores que 2mm, ocorrendo amalgamadas ou isoladas. Apresentam uma extinção radial a partir do centro do grão, que, aparentemente, não possui um núcleo definido como os oolitos/oncolitos. A gênese destas partículas ainda é controversa e, juntamente com a origem das sub-fácies estromatolíticas, será analisada posteriormente.

A metodologia adotada por Terra *et.al.* (2010) se torna muito útil ao reunir os diversos conceitos de classificação de rochas carbonáticas em uma única abordagem. Contudo, sua utilização deve ser adotada considerando as devidas precauções de escala. Assim, uma textura definida como estromatolito arbustiforme (escala milimétrica a centimétrica), poderá, na verdade, ser uma parte constitutiva de uma estrutura maior que forma um estromatolito com dimensões decimétricas a métricas (Figura 7.1). Da mesma forma, uma mesma estrutura estromatolítica métrica pode ser composta por diversas subvariedades, como estromatolitos arbustiformes, arborescentes e dendriformes. As mudanças de escala devem ser levadas em consideração, uma vez que a classificação de Terra *et al.* (2010) foi originalmente desenvolvida para a descrição de testemunhos e amostras laterais, onde a limitação da ferramenta prejudica a observação de estruturas de escala maior que o diâmetro da amostragem.

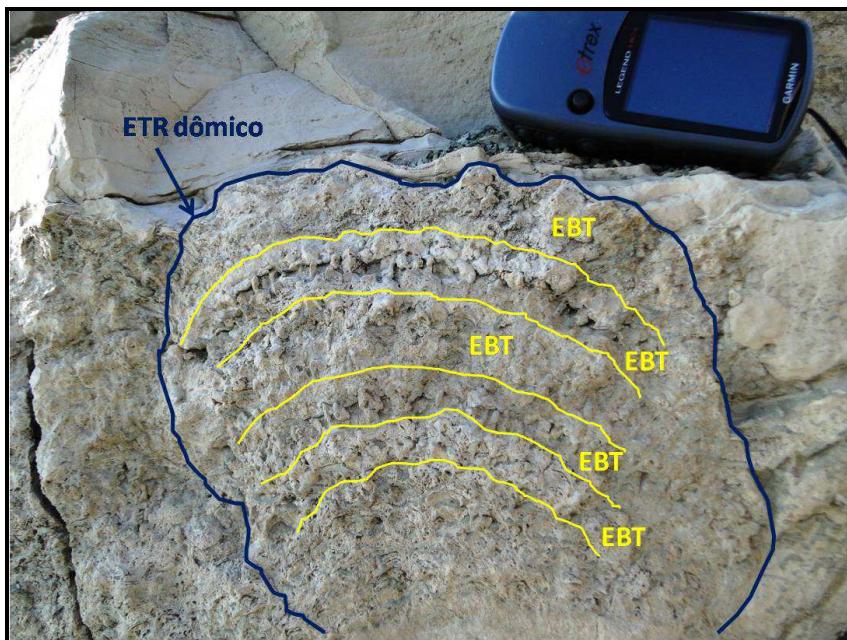


Figura 7.1 – Relação de escalas observada na área estudada. A linha em azul escuro representa um estromatolito (ETR) dômico (escala decimétrica) formado por diversos níveis de estromatolitos arbustiformes (EBT) (escala centimétrica). As mudanças de escala devem ser levadas em consideração no uso da classificação de Terra *et al.* (2010).

Quadro 7.1 – Classificação de rochas carbonáticas (parte 1) adotada neste estudo (adaptação simplificada de Terra *et al.*, 2010)

| | NOMENCLATURA PRINCIPAL | TEXTURA | DEFINIÇÃO | NOMENCLATURA COMPLEMENTAR | REFERÊNCIA OU MODIFICADO DE | TERMOS CORRELATOS |
|--|------------------------|---|--|---|---------------------------------|---|
| Elementos não ligados durante a formação | MUDSTONE |  | Rocha suportada pela matriz com menos de 10% de grãos (tamanho areia ou maior). | COM (Caso ocorram grãos) oolitos, oncolitos, peloides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos ou CALCILUTITO A BIRDSEYES = rocha suportada pela matriz com porosidade fenestral ou lentes de calcita espástica. | Dunham (1962) | Calciulito, Dismicrito, mudstone a birdseyes. |
| | WACKESTONE |  | Rocha suportada pela matriz com mais de 10% de grãos (tamanho areia ou maior). | COM (para os grãos) - oolitos, oncolitos, peloides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos. | Dunham (1962) | |
| | PACKSTONE |  | Rocha suportada pelos grãos com matriz. | "+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclastico, bioclastico, esferulítico; com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito. | Dunham (1962) | Calcarento, oomicrito, biomicrito, pelimicrito, intramicrito |
| | GRAINSTONE |  | Rocha suportada pelos grãos, sem matriz (< 5% de matriz). | "+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclastico, bioclastico, esferulítico; com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito. | Dunham (1962) | Calcarento, ooespatito, bioespatito, pelespatito, intraespatito |
| | FLOATSTONE |  | Rocha suportada pela matriz com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm. | COM (para os grãos) - oolitos, oncolitos, peloides, peloides fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos. Com fragmentos de estromatolitos, trombolitos, laminitos, leiolito, dendrolito. | Embry&Klowan (1971) | |
| | RUDSTONE |  | Rocha suportada pelos grãos com mais de 10% dos grãos maiores que 2 mm. | "+" (composição principal): oolítico, oncolítico, peloidal, peloidal fecal, intraclastico, bioclastico, esferulítico; com fragmentos de estromatolito, trombolito, laminito, leiolito, dendrolito, esferulítito. | Embry e Klowan (1971) | Brecha |
| | BIOACUMULADO |  | Rocha constituída pela dominância de um tipo de organismo sem retrabalhamento (<i>in situ</i>) e granulometria areia ou maior. | "+" organismo formador: ex. ostracodes, bivalvos, macroforaminíferos, crinóides, etc.... | Carozzi (1972) | Coquina |
| | BRECHA |  | Rocha suportada pelos grãos com mais de 50% dos grãos angulosos maiores que 2 mm. | "+" (composição principal): intraclastica; com fragmentos de estromatolito, trombolito, laminito, leiolito, dendrolito, esferulítito. | Flügel (2004); Pettijohn (1974) | Brecha de Colapso, Breccia, Rudstone com clastos angulosos |
| Textura original não reconhecível | CALCÁRIO CRISTALINO |  | Rocha carbonática totalmente recristalizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). CALCARIO MICROCRISTALINO: cristais entre 5 e 50 µm | | Folk (1962), Dunham (1962) | Espatito Microespatito |
| | DOLOMITO |  | Rocha carbonática totalmente dolomitizada não sendo possível identificar sua textura original (deposicional). MICRODOLOMITO: cristais entre 5 e 50 µm | | | Doloespatito Microdoloespatito |

Quadro 7.2 – Classificação de rochas carbonáticas (parte 2) adotada neste estudo (adaptação simplificada de Terra et al., 2010)

| | NOMENCLATURA PRINCIPAL | TEXTURA | DEFINIÇÃO | NOMENCLATURA COMPLEMENTAR | REFERÊNCIA OU MODIFICADO DE | TERMOS CORRELATOS |
|---|---|---|---|--|---------------------------------|--|
| Elementos ligados durante a formação - <i>in situ</i> | BOUNDSTONE |  | Rocha formada <i>in situ</i> cujos componentes da trama original (fábrica original) foram ligados durante a deposição. | “+” principais organismos formadores: ex. coralgal, a rudistas, a estromatoporóides, etc... | Dunham (1962) | Biolito, Bafflestone, Bindstone, Framestone, |
| | ESTROMATOLITO Depósito de estrutura laminada e, em geral, convexa, podendo apresentar feições de crescimento/ramificações internas para o topo. Na maioria das vezes de origem microbial. Pode ser observado em diferentes escalas. |  | ESTROMATOLITO | | | |
| | |  | ESTROMATOLITO ARBORESCENTE - os componentes internos se organizam de forma ramificada divergente e possuem comprimento maior que a largura. | | | |
| | |  | ESTROMATOLITO ARBUSTIFORME - os componentes internos se ramificam ou não desde a base e a razão altura/largura é aproximadamente 1:1. | | | |
| | |  | ESTROMATOLITO DENDRIFORME - os componentes internos se organizam de forma intensamente ramificada divergente em que o comprimento é muito maior que a largura. | | Riding (2000) | |
| | TROMBOLITO |  | Depósito com textura macroscópica coagulada (clotted) , maciça e dômica. Na maioria das vezes de origem microbial. | | | |
| | DENDROLITO |  | Depósito microbial de estrutura dendrítica formada por cianobactérias esqueléticas. | | | |
| | LEIOLITO |  | Carbonato microbial dômico, sem laminação ou coágulos. | | | |
| Elementos ligados ou não | ESFERULITITO |  | Rocha composta por partículas de formas esféricas ou subesféricas de contornos lisos ou lobados (esferulitos) de tamanho geralmente inferior a 2 mm e que podem ocorrer de forma amalgamada ou isolados. | Esferulito-suportado com argila (>10%)= ESFERULITITO COM ARGILA; Argila-suportado, com esferulitos= ARGILITO COM ESFERULITOS; No caso da argila ocorrer em lamelas= ARGILITO LAMELAR COM ESFERULITOS | Este trabalho | |
| | TRAVERTINO & (TUFA) |  | Rocha carbonática bandeada formada pela precipitação em superfície de soluções concentradas em CaCO_3 ao redor de fontes (em geral quentes) devido a perda de CO_2 por evaporação. A variedade mais esponjosa e menos compacta é denominada TUFA . | | Riding (2000); Pettijohn (1957) | |
| Elementos ligados ou não | LAMINITO |  | Rocha carbonática de granulação fina (lamosa e/ou peloidal) formada pela recorrência de laminações delgadas. As laminações tendem a ser plano-paralelas, com superfície lisa (origem microbial ou não) ou crenulada (origem microbial). | LISO | Demicco (1994) | Esteira, esteira microbial, tapete microbial, esteira algal, lamito microbial, biolaminito |
| | | | | CRENULADO | | |

7.1 Fácies sedimentares

Ao longo da Sequência Balbuena IV, na área estudada, foram reconhecidas 16 fácies sedimentares, sendo 10 carbonáticas, 4 siliciclásticas, 1 mista e 1 vulcânica. Contudo, em todas as fácies carbonáticas a presença de silte quartzoso e/ou areia quartzosa/feldspática na fração muito fina é constante.

7.1.1 FÁCIES ARENO-CONGLOMERÁTICA (ACGL)

Encontrada na borda oeste da Bacia de Metán-Alemania, esta fácie é formada por arenitos quartzo-feldspáticos e arenitos conglomeráticos, mal selecionados, com grãos angulosos a subarredondados, compostos predominantemente por quartzo. A textura varia desde areia média a grânulos (Figura 7.2). Os grânulos e seixos são de composição variada, desde fragmentos de arenito até clastos de rochas do embasamento pré-cretácico.

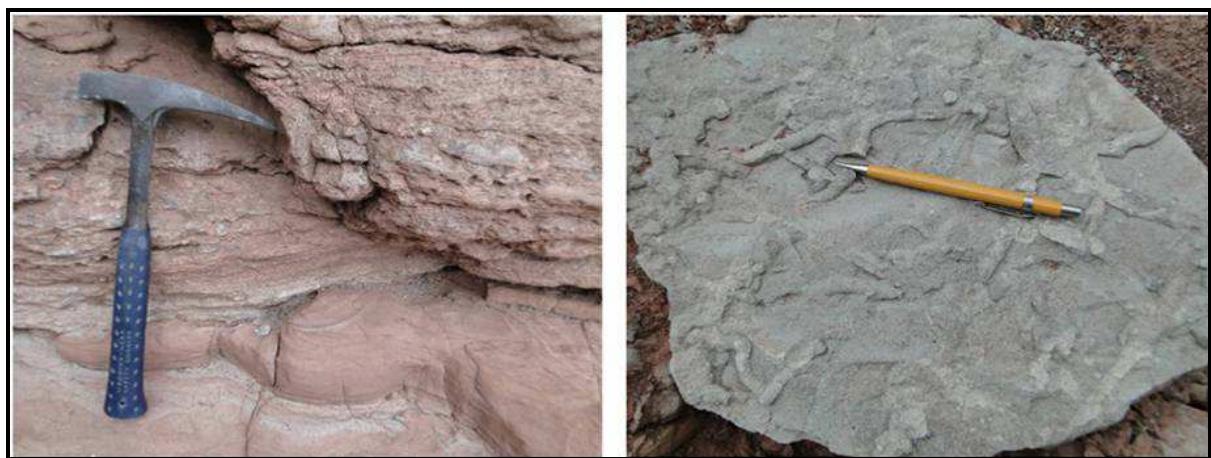


Figura 7.2 – Aspecto macro da fácie ACGL mostrando o aspecto textural e de estrutura (foto à esquerda) e a bioturbação intensa no topo dos corpos arenosos (foto à direita).

Em termos de estrutura, apresenta estratificação cruzada do tipo acanalada a tabular de alto ângulo e a geometria dos corpos são normalmente sigmoides

amalgamados. O topo destes corpos mostra intenso processo de bioturbação (Figura 7.2) e processo de fluidização.

7.1.2 FÁCIES PALEOSSOLO ARENOSO (PAR)

Esta fácie, também identificada na borda oeste da bacia de Metán-Alemania, ocorre com frequência no topo dos intervalos areno-conglomeráticos. É marcada por perfis bem desenvolvidos de silicificação e caliche, com concreções grumosas típicas (Figura 7.3). Também é comum a observação do preenchimento das estruturas de bioturbação por sílica.



Figura 7.3 – Perfis de paleossolo mostrando o aspecto de concreções e tubos formados no topo dos intervalos arenosos da fácie ACGL na borda oeste da Sub-bacia de Metán-Alemania (região de Rio Tonco).

7.1.3 FÁCIES LAMITO (LAM) E ARGILITO (ARG)

Estas duas fácies, encontradas normalmente associadas na porção central da bacia, são formadas por grãos na fração argila (ARG) e silte/argila (LAM). Ambas são essencialmente laminadas. Contudo são comuns também serem encontradas com aspecto maciço apresentando um típico fraturamento conchoidal (Figura 7.4-B). As argilas são predominantemente ilitas e os grãos de silte são principalmente

compostos por quartzo e, secundariamente, feldspato. Também são muito ricos em outros minerais micáceos (principalmente muscovitas). Estas fácies são de coloração que varia de um cinza escuro a claro, esverdeado e avermelhado (Figura 7.4). São facilmente observadas na porção superior da Sequência Balbuena IV, onde se intercalam com as camadas carbonáticas. Nestas fácies, é comum a presença de fragmentos fosfatizados de peixes e, mais raramente, fragmentos de vegetais (Figura 7.5).

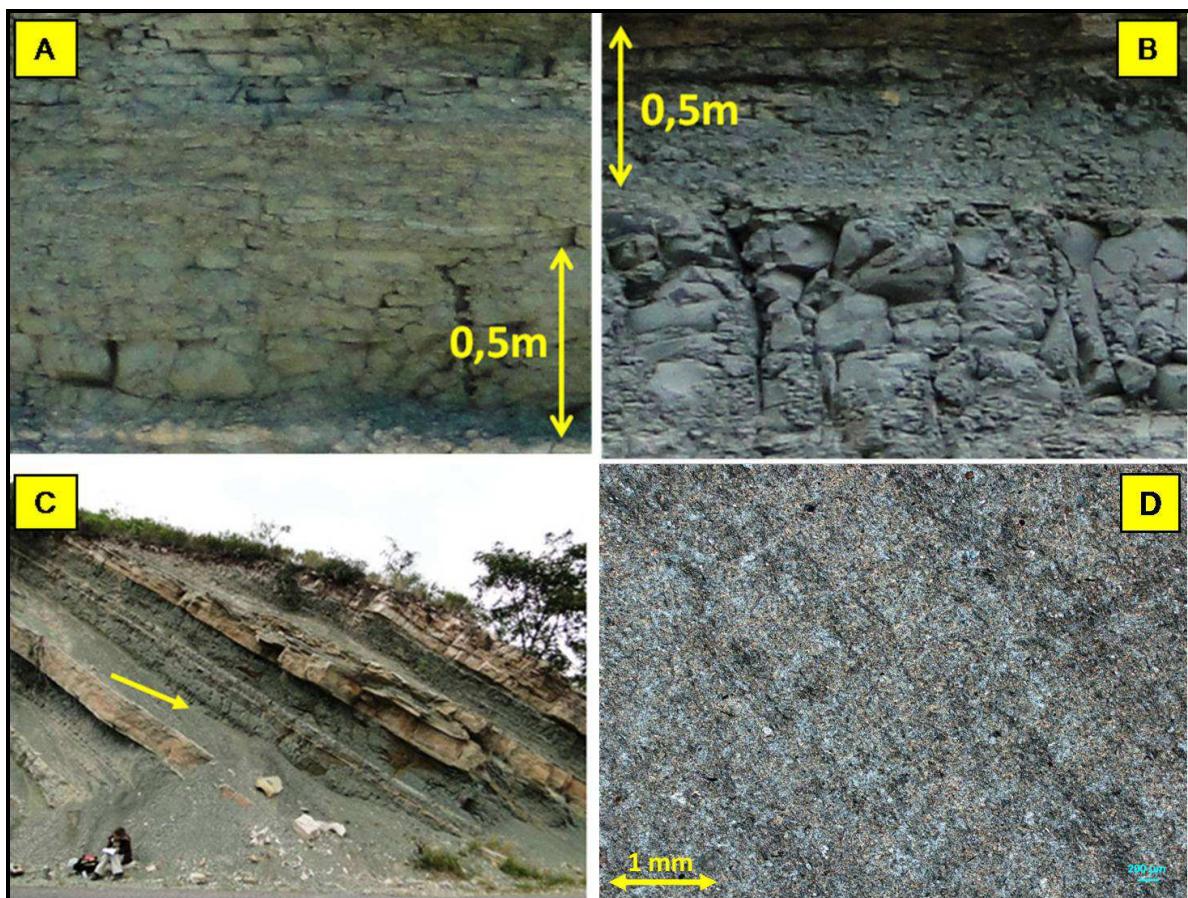


Figura 7.4 – Aspecto macroscópico das fácies LAM (A) e ARG (B), mostrando o aspecto laminado a maciço, por vezes com típico fraturamento conchoidal (B), que apresenta estas fácies. A seta amarela na figura C mostra a posição em que estas fácies ocorrem no registro sedimentar da área analisada, constituindo camadas pelíticas em meio às camadas carbonáticas (cor creme amarelado). A imagem D mostra o aspecto microscópico da fácie ARG (fotomicrografia em luz natural, amostra AM-11 – afloramento Lomito), onde nota-se a granulometria muito fina (argila) e a laminação dada pelos níveis mais escuros (mais ricos em matéria orgânica).



Figura 7.5 – Principais macrofósseis encontrados nas fácies pelíticas siliciclásticas na região estudada. Na figura à esquerda, a lapiseira aponta para um fragmento fosfático de um peixe, encontrado em lamitos na região de Isonza (ponto de controle Víbora Gorda). À direita, uma imagem de fósseis vegetais encontrados em argilitos em contato com carbonatos microbianos no topo do afloramento Viñuales, região do Dique Cabra Corral.

7.1.4 FÁCIES MARGA (MGR)

A fácie marga (composição mista de carbonato e siliciclásticos finos) normalmente está associada às fácies LAM e ARG, constituindo uma variação lateral destas últimas. De coloração cinza esverdeado, pode apresentar granulação desde silitito até argila e normalmente é muito micácea (muscovitas principalmente) e laminada (Figura 7.6). Em alguns casos, são ricas em fragmentos de ostracodes.

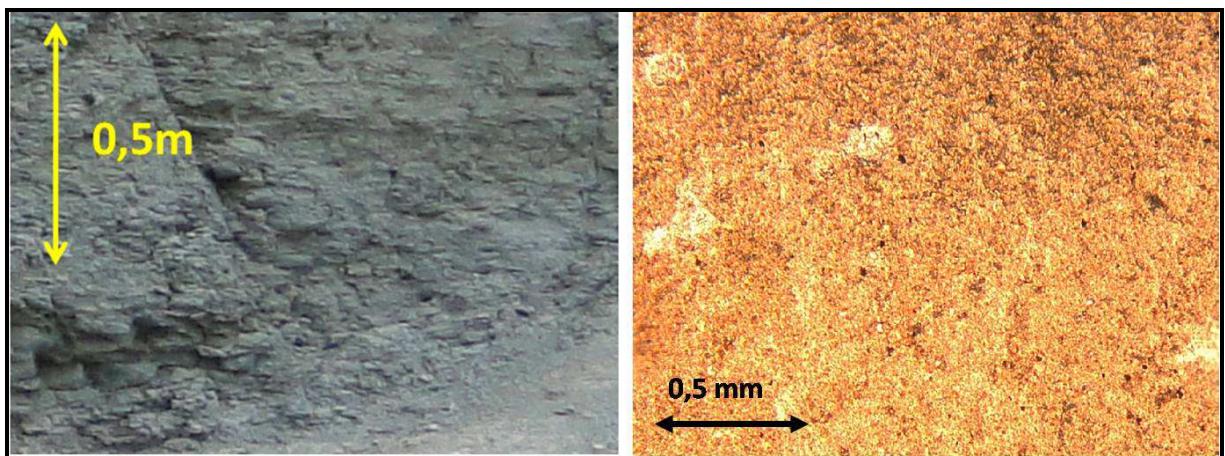


Figura 7.6 – Feição típica da marga observada em afloramento (foto à esquerda). À direita, aspecto microscópico da marga (MGR) mostrando sua textura muito fina (fotomicrografia em luz natural, amostra J-11A – afloramento Jueya).

7.1.5 FÁCIES WACKESTONE (WCK)

A fácie wackestone na área apresenta coloração cinza claro a cinza esverdeado, ocorrendo em níveis intercalados em meio às fácie LAM, ARG e, por vezes, à fácie MRG. Os WCKs são calcários suportados pela matriz contendo mais de 10% de grãos carbonáticos na fração areia ou maior, em acordo com a classificação de Terra *et al.*(2010). Em geral, os aloquímicos são oolitos/oncolitos e bioclastos (Figura 7.7). Estes últimos são formados por fragmentos de ostracodes, gastrópodes, pelóides e fragmentos de peixe. Sua aparência macroscópica pode ser facilmente confundida com as fácie siliciclásticas e mistas lutáceas presentes na área, inclusive apresentando laminação. Sua distinção, quando ocorrem associados a margas e sem oolitos/oncolitos, somente é possível em lâmina delgada.

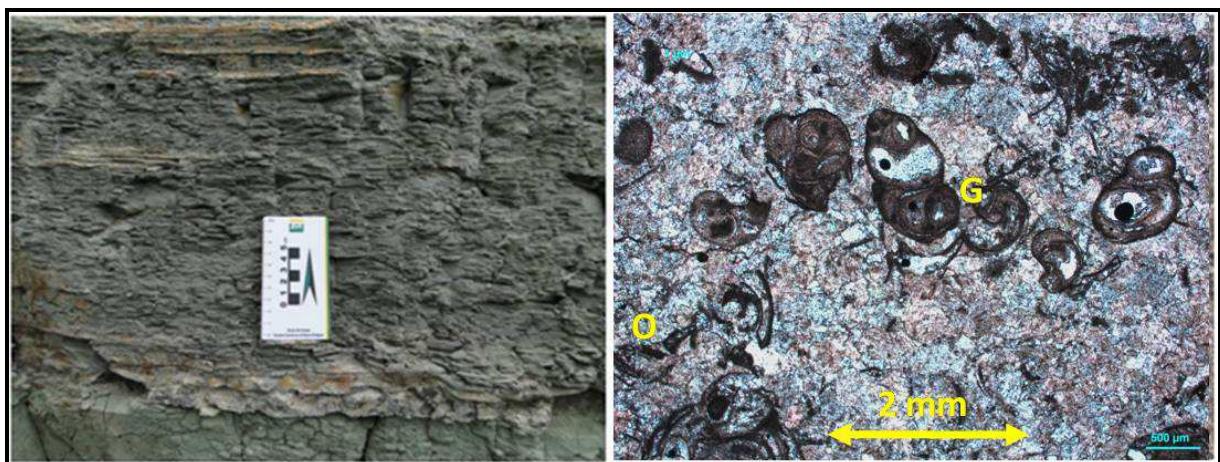


Figura 7.7 – Aspecto macroscópico (à esquerda) da fácie wackestone (WCK) em afloramento. À direita, fotomicrografia em luz natural de um wackestone recristalizado, mostrando a presença muito comum de bioclastos (gastrópodes – G e ostracodes – O) (Amostra J-03, afloramento Jueya).

7.1.6 FÁCIES PACKSTONE (PCK)

Os packstones conformam uma fácie grão-suportada com matriz (Figura 7.8) e correspondem a um calcarenito com matriz. Seu arcabouço é sustentado por

grãos de oolitos e oncolitos nas frações areia fina a muito grossa. São packstones oolíticos/oncolíticos a peloidais com bioclastos. Também ocorrem packstones cujos grãos aloquímicos são fragmentos de laminitos e de estromatolitos. Encontram-se, normalmente, na base dos intervalos francamente carbonáticos, logo acima das fácies lutáceas. Em campo, podem ser confundidos com as fácies de grainstones (descritas a seguir), o que demanda a caracterização em lâmina delgada para a identificação do cimento e/ou da matriz micrítica.



Figura 7.8 – Aspecto macroscópico (à esquerda) e microscópico (à direita – fotomicrografias em luz natural) da fácie PCK. Os principais componentes bioclásticos encontrados nesta fácie são indicados por G (gastrópode – amostra G-3 – afloramento Gauchito Gil) e O (ostradode – amostra J-08 – afloramento Jueya).

7.1.7 FÁCIES MUDSTONE (MUD)

Os mudstones são rochas carbonáticas suportadas pela matriz com menos de 10% de grãos e que correspondem aos calcilutitos. Macroscopicamente, apresenta

coloração branca a acinzentada. É a fácie mais escassa observada na área de estudo. Quando ocorre, está geralmente associada à base dos pacotes siliciclásticos finos ou dispersa em meio às fácies lutáceas (MRG, ARG, LAM), em forma de delgadas camadas. Microscopicamente, apresenta laminação pontuada por níveis mais ricos em grãos de quartzo tamanho silte ou pelóides de granulação areia muito fina (Figura 7.9).

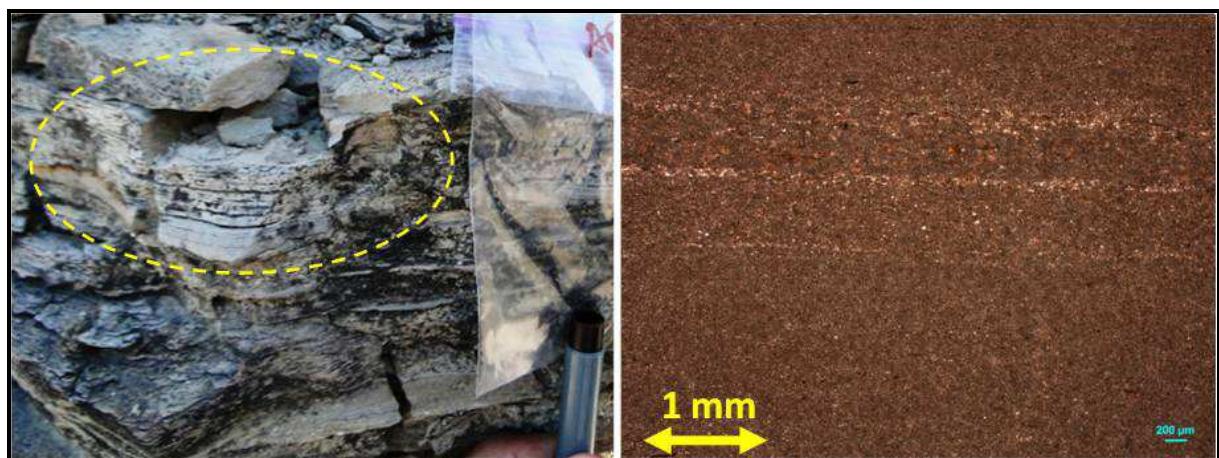


Figura 7.9 – Aspecto macroscópico no afloramento Ablomé da fácie mudstone (MUD) (foto à esquerda). À direita, imagem em lâmina delgada (fotomicrografia em luz natural – amostra G2 – afloramento Gauchito Gil) da fácie MUD. A laminação é realçada pelos níveis mais ricos em grãos de quartzo tamanho silte.

7.1.8 FÁCIES GRAINSTONES (GST)

Entre as fácies carbonáticas, os grainstones, juntamente com os estromatolitos, constituem-se nas rochas mais presentes na área pesquisada. Correspondem aos calcarenitos grão suportados sem matriz. São facilmente identificados em campo e apresentam granulometria que abrange desde a areia muito fina (peloidal) até a areia muito grossa, contudo sendo mais comuns os litotipos calcários constituídos por areia média a grossa. Normalmente são bem a moderadamente selecionados. Em termos de estruturas, os corpos de grainstones podem apresentar estratificação cruzada de baixo a médio ângulo. Quando a rocha

apresenta uma seleção melhor, a estratificação pode tornar-se irreconhecível, podendo ser confundida com uma estrutura tipo maciça (Figura 7.10). Se associados a laminitos, recorrem como um heterolito, formando estruturas do tipo wavy normalmente.

Quanto à geometria os corpos de grainstones podem ser tabulares ou sigmoidais (Figura 7.11) quando ocorrem na base dos intervalos essencialmente carbonáticos; e, neste caso, o topo destes corpos é quase sempre ondulado. Contudo podem assumir formas diversas (lenticulares, cuneiformes e canalizadas) se associados aos estromatolitos do topo desses intervalos, quando preenchem os espaços entre as bioconstruções.

É interessante ressaltar que a ocorrência desta fácie em associação com os estromatolitos pode acontecer de forma concomitante (os grainstones se interdigitam com a laminação dos estromatolitos) ou não (os grainstones tem relação em *onlap* lateralmente aos estromatolitos) (Figura 7.12).

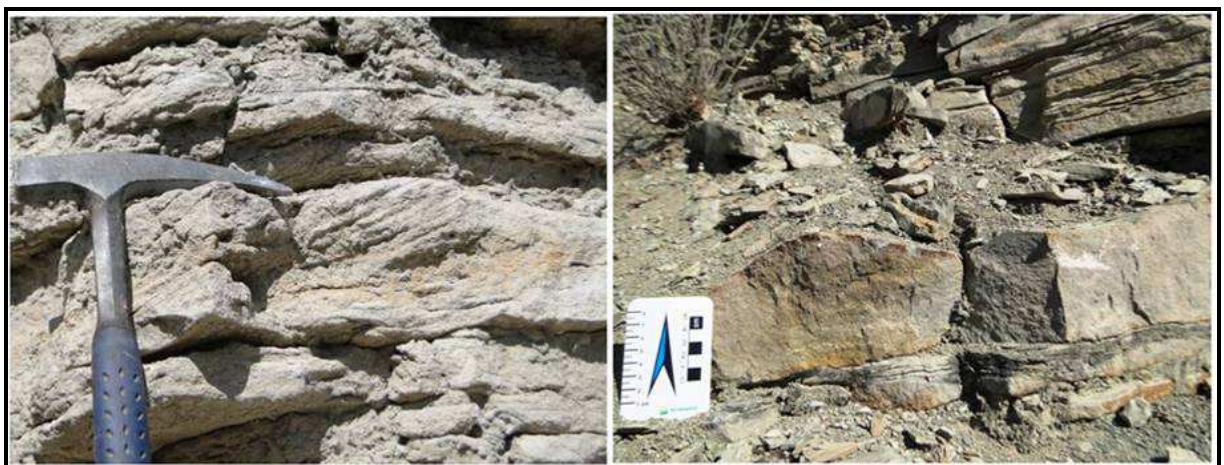


Figura 7.10 – Estrutura interna dos bancos de grainstones. À esquerda, estratificação cruzada levemente tangencial à base. À direita, grainstone com estratificação incipiente (aspecto quase maciço) e topo ondulado.

Composicionalmente, os GSTs são calcários formados essencialmente por oncolitos e oolitos que podem apresentar múltiplas fases de crescimento e de

retrabalhamento, indicando uma complexa história diagenética (dissolução, cimentação) (Figura 7.13). A presença de fragmentos de laminitos e de estromatolitos é muito comum (Figura 7.14). Estes fragmentos microbianos podem conter diatomáceas preservadas. Os bioclastos mais comuns são os de ostracodes, e, mais raramente, gastrópodes e algas (principalmente carófitas).



Figura 7.11 – Geometria dos corpos de grainstone encontrados na área de estudo. À esquerda aspecto sigmoidal dos corpos. À direita, geometria tabular com base plana (ponta da lapiseira) e topo levemente ondulado.

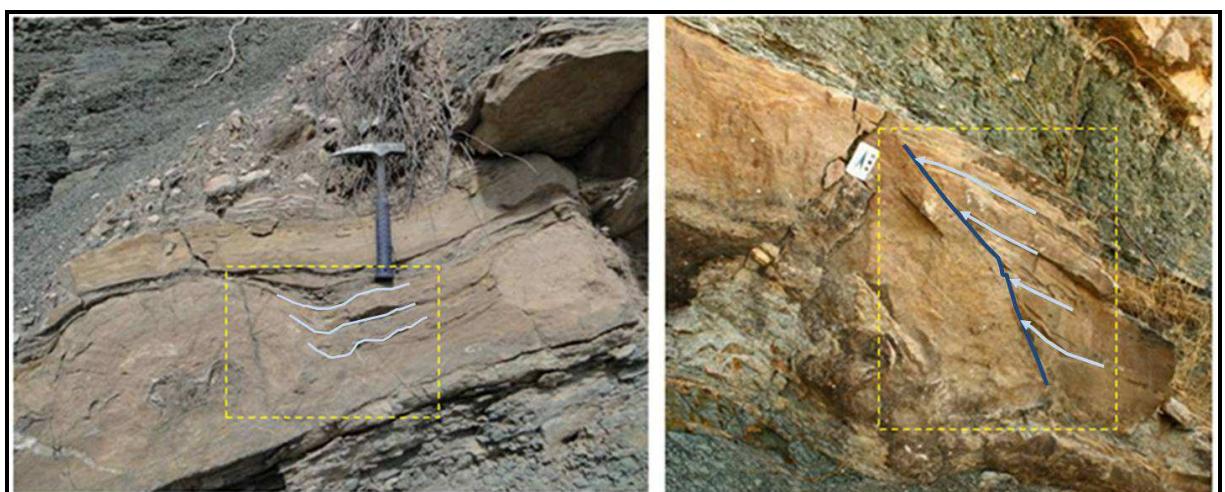


Figura 7.12 – Relação de contato entre os grainstones e as bioconstruções estromatolíticas. Dentro dos retângulos pontilhados: à esquerda, relação de crescimento concomitante entre o estromatolito e os níveis de grainstone; à direita, *onlap* das camadas de grainstones contra o estromatolito.

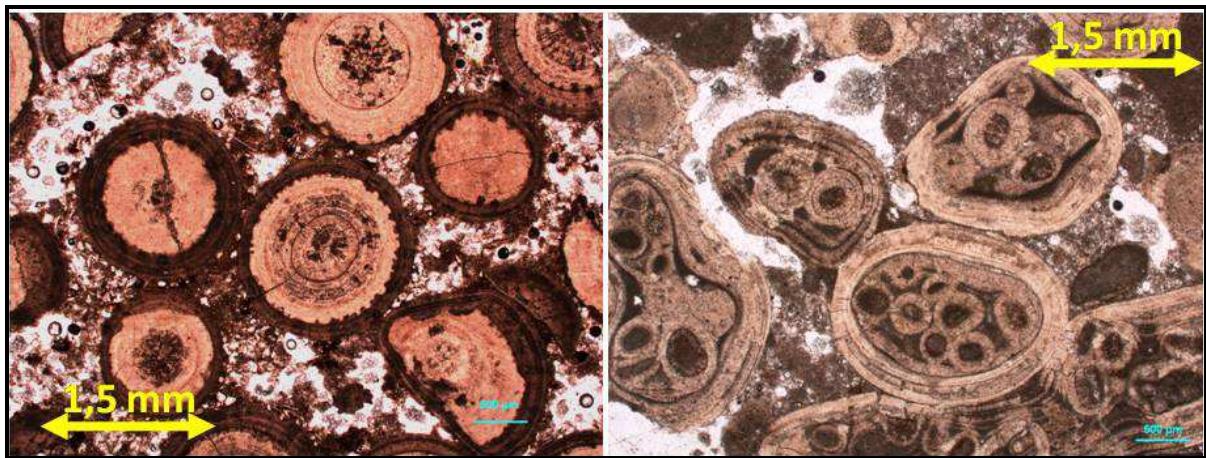


Figura 7.13 – Aspecto petrológico da fácie GST (fotomicrografias em luz natural). Observar, na imagem à esquerda, a complexa história diagenética da rocha, onde o arcabouço apresenta fases de dissolução, retrabalhamento e cimentação em fases distintas (amostra T13 – afloramento Tilián). Na imagem da direita, notar os aglomerados de oolitos envelopados por filmes microbianos, formando os chamados “grapestones” (amostra AB-15 – afloramento Ablomé).

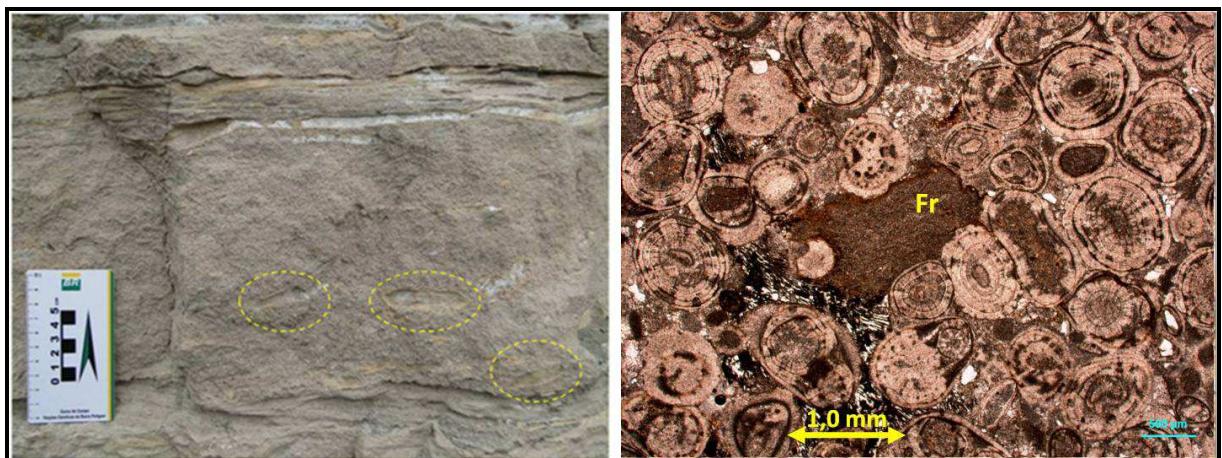


Figura 7.14 – Grainstone com fragmentos de laminito, visualizados macroscopicamente (notar círculos pontilhados na fotografia à esquerda) e microscopicamente (imagem à direita onde o fragmento microbiano é indicado por Fr – fotomicrografia em luz natural – amostra G1 – afloramento Gauchito Gil).

7.1.9 FÁCIES HETEROLITO (HTL)

A fácie heterolito é comumente formada pela associação, através de intercalação vertical, das fácies de grainstones e/ou packstones com laminitos, em proporções semelhantes. Os grainstone e os packstones tendem a formar estruturas do tipo *wavy* (Figura 7.15) ou lentes isoladas, que podem ter comprimento de onda centimétrico a métrico. Também podem ser encontrados como camadas que se

intercalam verticalmente em níveis tabulares entre laminitos e grainstones/packstones.



Figura 7.15 – Aspecto macroscópico da fácie heterolito. À esquerda, os grainstones se intercalam com os laminitos, dando origem a estruturas “wavy”. À direita, lentes de packstone em meio ao laminito crenulado.

7.1.10 FÁCIES ESTROMATOLITO (ETR)

Os estromatolitos formam as fácies mais complexas e mais emblemáticas do processo de sedimentação microbiana encontradas no campo. O presente trabalho não visou caracterizar cada uma das sub-fácies identificáveis de forma sistemática, o que demandaria um trabalho exclusivo e à parte, devido à riqueza do assunto. Em geral, conforme definido por Kalkowski (1908), são rochas que apresentam laminação reconhecida macroscopicamente ou em lâmina delgada e constituem estruturas organossedimentares, compostas principalmente por calcita.

Em termos de dimensões, os estromatolitos da área podem variar desde alguns poucos centímetros à escala métrica (Figura 7.16). Quanto à geometria externa, os corpos estromatolíticos variam desde formas: i) dômicas (predominante); ii) em colchete (dômico achatado); iii) em almofadas; e iv) de baixa curvatura

(praticamente planar) (Figura 7.17). Embora a classificação geométrica utilizada por Logan *et al.* (1964) tenha sido desenvolvida como uma forma de relacionar a morfologia dos estromatolitos com o nível relativo do mar, ela pode se adaptada ao ambiente lacustre associando-se a geometria dos corpos estromatolíticos com o nível do lago, ou ainda, ao espaço disponível para o crescimento destas estruturas, o que será discutido posteriormente. De forma geral, pela classificação de Logan *et al.* (1964), os estromatolitos colchete e almofadados representariam os tipos SH-C, enquanto os dômicos se assemelhariam aos tipos SH-V, porém também podendo ser do tipo SH-C. Já os estromatolitos de baixa curvatura estariam associados aos tipos LLH-C.

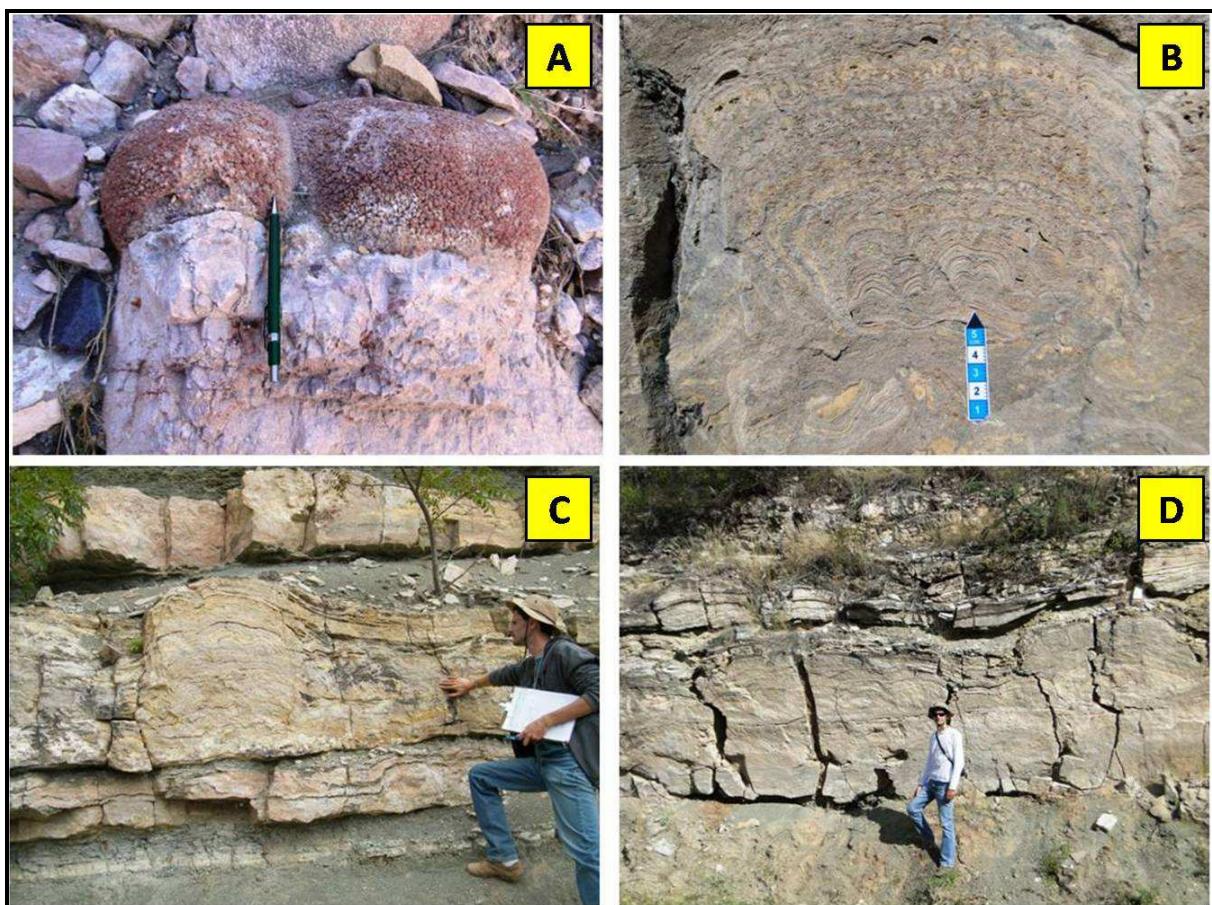


Figura 7.16 – Dimensões encontradas para a fácie estromatolito na área de estudo: A – escala centimétrica (foto no afloramento Jueya); B – escala decimétrica (imagem no afloramento Dique Compensador); C (foto no afloramento Lomito) e D (imagem no afloramento Gauchito Gil) – escala métrica.

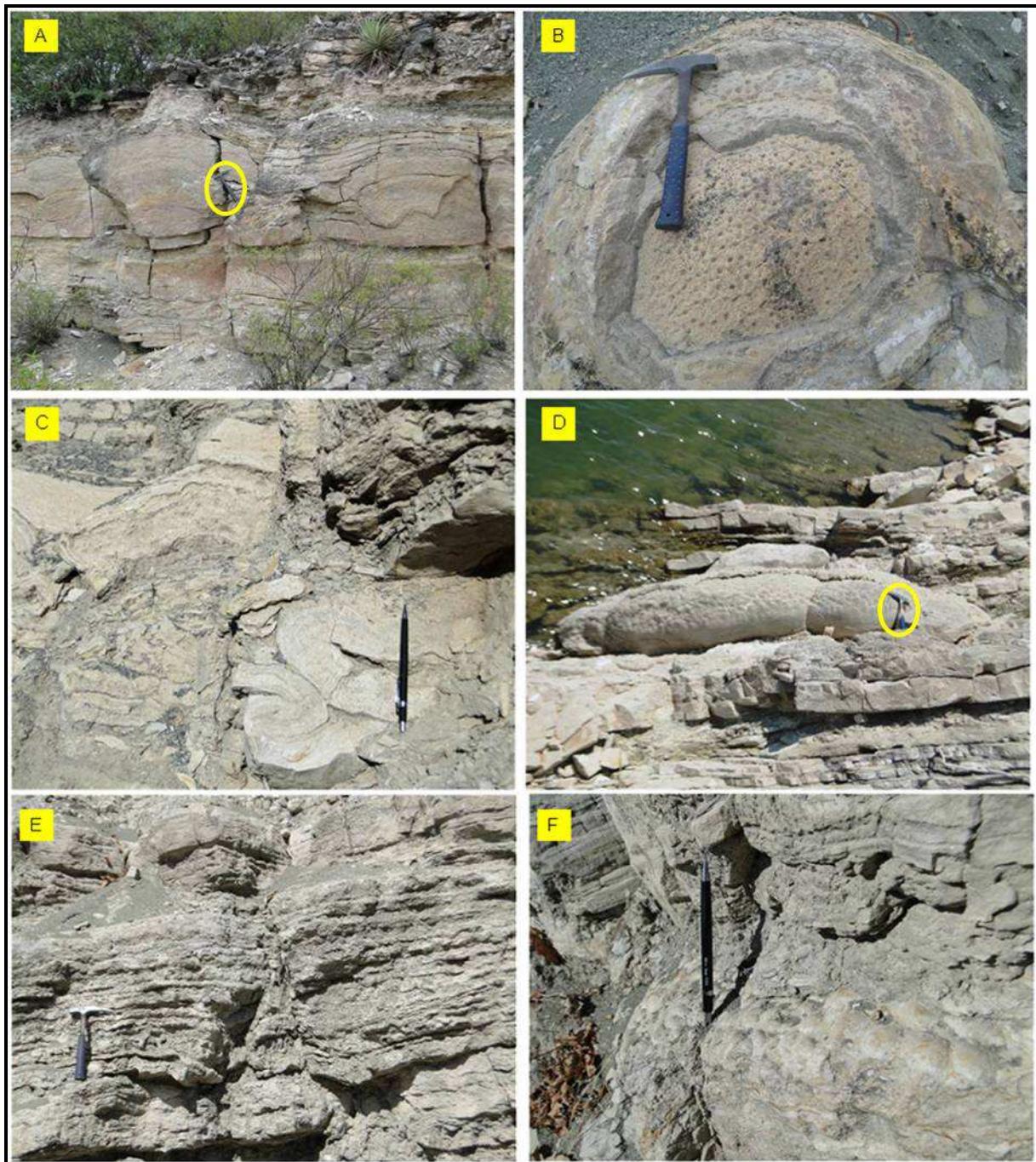


Figura 7.17 – Geometria dos estromatolitos da região do Dique Cabra Corral: A e B - visão em corte e em planta, respectivamente, de estromatolito dômico, nos afloramentos Lomito (A) e Viñuales (B); C – visão em corte de estromatolito com geometria em colchete no afloramento Dique Compensador; D – visão tridimensional de estromatolito almofadado no afloramento Cerro del Fuerte; E e F – visão em corte e na superfície, respectivamente, de estromatolito de baixa curvatura no afloramento Abloomé. Os círculos em amarelo nas imagens A e D indicam o posicionamento da escala (um martelo geológico).

Internamente, os estromatolitos podem apresentar estruturas, classificadas segundo Terra *et al.* (2010) pela razão largura/altura (ver quadro 7.2) dos

componentes, como: i) arborescentes (EAR); ii) arbustiformes (EBT); e iii) dendriformes (EDD). Também são observados aqueles denominados de estromatolitos *sensu strictu* (ETR) (Figura 7.18).

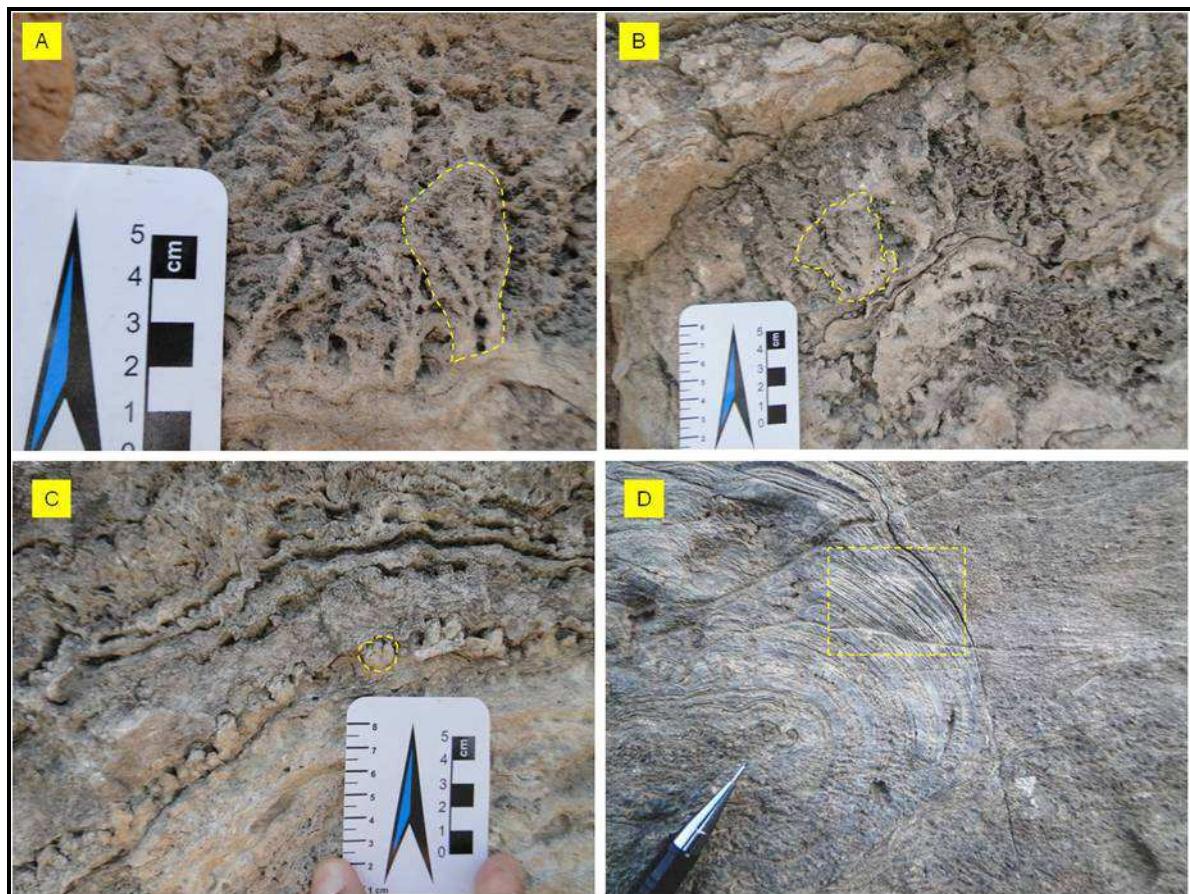


Figura 7.18 – Estrutura interna dos estromatolitos encontrados na região do Dique Cabra Corral (linhas amarelas pontilhadas). A: estromatolito dendriforme (EDD); B: estromatolito arborescente (EAR); C: estromatolito arbustiforme (EBT) e D: estromatolito *sensu strictu* (ETR). As imagens A, B e C foram obtidas no afloramento Gauchito Gil, enquanto a foto D, no afloramento Dique Compensador.

7.1.11 FÁCIES LAMINITO (LMT)

A fácie laminito corresponde a intervalos carbonáticos, finamente laminados, com granulometria muito fina (lama carbonática ou pelóides) até a fração areia fina (quando aglutinam grainstones oncolíticos/oolíticos). Correspondem aos depósitos formados pelos carpetes algais, quando sua gênese é comprovadamente atribuída à atividade microbiana. Sua composição é essencialmente micrítica, podendo

preservar material carbonoso. Podem conter níveis ricos em ostracodes (retrabalhados ou não). As laminationes são praticamente plano-paralelas. A morfologia da superfície destas lâminas identifica as subvariedades do LMT. Assim, lâminas com morfologia lisa caracterizam os laminitos lisos (LML), enquanto lâminas micronduladas caracterizam os laminitos crenulados (LMC) (Figura 7.19). Existem controvérsias acerca da origem dos laminitos lisos, que podem ser bioinduzidos ou apenas formados por decantação (DUPRAZ *et al.*, 2009; Terra *et al.*, 2010). Feições de bioturbação foram observadas em seção delgada na sub-fácie lisa. Segundo Terra *et al.* (2010), os laminitos crenulados tem origem tipicamente microbiana.

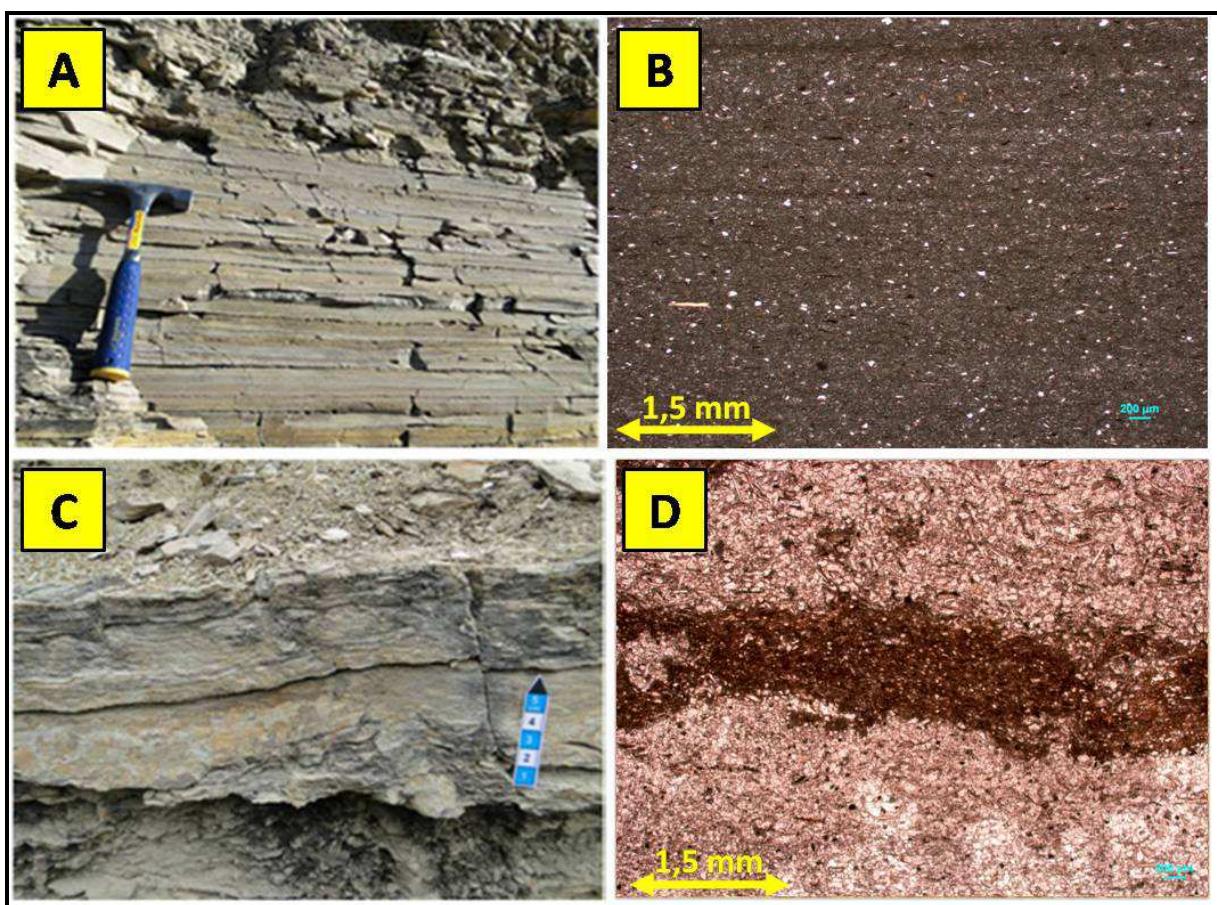


Figura 7.19 – Feições típicas da fácie laminito. A e B: aspecto macroscópico e em seção delgada (fotomicrografia em luz natural – amostra ABL-09 – afloramento Ablomé), respectivamente, do laminito liso (LML). C e D: laminito crenulado (LMC) mostrado macroscopicamente e em lâmina delgada (fotomicrografia em luz natural – amostra AM-09 – afloramento Lomito). Na imagem D, as porções mais claras são ricas em valvas desarticuladas de ostracodes. Na imagem B, a laminatione fica nítida pela alternância de delgados filmes mais ricos em matéria orgâica (mais escuros) e níveis com maior concentração de grãos quartzosos na fração silte (pontos em branco na imagem).

7.1.12 FÁCIES RUDSTONE (RUD)

A fácie rudstone corresponde a intervalos carbonáticos compostos por mais de 10% de grãos maiores que 2mm suportados pelos grãos (Figura 7.20). Correspondem aos calciruditos suportados pelos clastos, os quais são compostos por fragmentos de laminitos e de estromatolitos, além de grainstones, packstones e/ou wackestone. São encontrados normalmente recobrindo estromatolitos ou no topo das seções lutáceas. Os rudstones também podem estar preenchendo os espaços entre as bioconstruções estromatolíticas, as quais podem, eventualmente, englobar partes deste verdadeiro conglomerado carbonático para nuclear o crescimento de estruturas microbianas.



Figura 7.20 – Aspecto da fácie rudstone em campo (à esquerda). A imagem da direita representa a fácie rudstone em lâmina delgada (fotomicrografia em luz natural – amostra DC-04 – afloramento Dique Compensador).

7.1.13 FÁCIES BRECHA (BRC)

A fácie brecha se assemelha texturalmente à fácie rudstone, diferenciando desta última por ser formada por mais de 50% de fragmentos angulosos maiores que 2mm com uma origem *in situ* (sem transporte). As brechas são associadas a processos de dissolução ou mesmo colapso. Formam camadas delgadas no topo

dos estromatolitos e normalmente são encontradas em zonas mais carstificadas (Figura 7.21).



Figura 7.21 – Aspecto em campo de uma brecha carbonática na área de estudo, associada a uma zona de carste (foto: ponto de controle Pumamarca, na Província de Jujuy).

7.1.14 FÁCIES BIOACUMULADO (BAC)

A fácie bioacumulado é grão suportado, formada basicamente por bioclastos de gastrópodes, bivalvos e ostracodes (Figura 7.22). Correspondem aos calcarenitos ou mesmo calciruditos com matriz e constituídos por grãos essencialmente bioclásticos.

Estratigraficamente ocorre na mesma posição dos rudstones ou da brecha ao longo do intervalo estudado, sempre no topo das camadas de estromatolitos e base dos intervalos pelíticos.

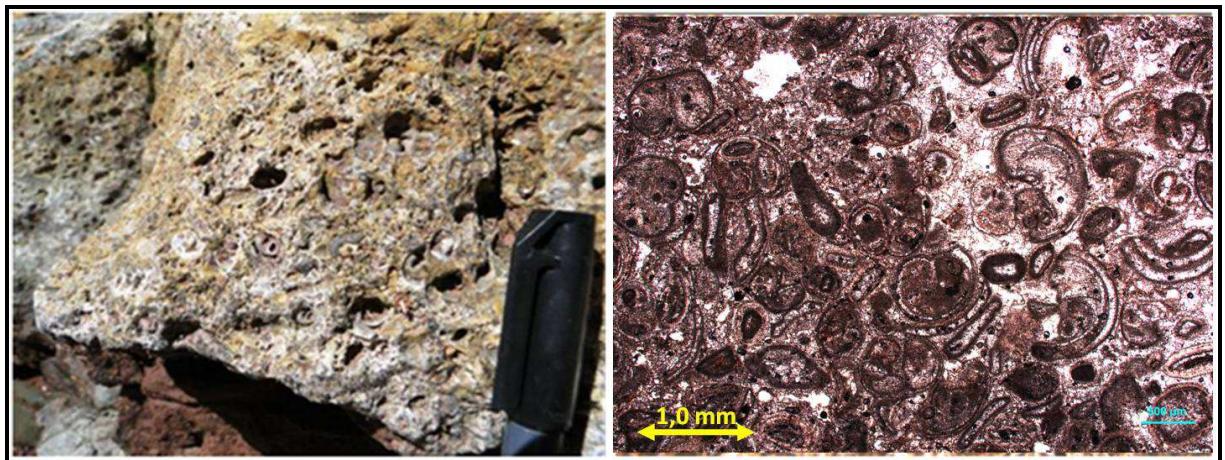


Figura 7.22 – Feição macroscópica (à esquerda) e em lâmina delgada (à direita, fotomicrografia em luz natural – amostra J-07 – afloramento Jueya) da fácie bioacumulado.

7.1.15 FÁCIES TUFO (TUF)

O tufo vulcânico ocorre na área em forma de camadas de 15 a 20cm de espessura, contínuas e tabulares. Apresenta coloração esbranquiçada com granulometria muito fina (cinza vulcânica), textura inequigranular fina com cristais hipidiomórficos de feldspatos (predominante) e fragmentos líticos, inseridos numa matriz fina composta de material vitrófiro. Essas camadas constituem-se em excelentes marcos estratigráficos, sendo que um dos níveis encontrados na área de estudo marca a transição entre as sequências Balbuena III e IV (Figura 7.23). Outros níveis de tufo dentro do intervalo estratigráfico correspondente à Sq. Balbuena IV são encontrados no topo, juntamente à porção inferior de alguns intervalos francamente carbonáticos (Figura 5.2). Porém, quando encontrado no topo, apresenta-se como um material retrabalhado que incorpora fragmentos de estromatolitos, laminitos e clastos de grainstones, packstones e mesmo litoclastos extrabacinais (como fragmentos líticos de rochas do embasamento Paleozóico e Pré-Cambriano).



Figura 7.23 – Detalhe do tufo vulcânico na área do Dique Cabra Corral. A imagem da esquerda mostra o aspecto tabular do nível de tufo (seta amarela) esbranquiçado e tabular em meio ao intervalo de argilito (no canto direito da imagem, detalhe do quadrado vermelho da fotografia ampla). A imagem da direita apresenta o aspecto em lâmina do tufo vulcânico (fotomicrografia em luz natural – amostra AM-05 – afloramento Assado), mostrando os diversos cristais de quartzo e feldspato, além de material vítreo (regiões mais escuras).

7.2 Inferências sobre os processos de formação dos estromatolitos

Os estromatolitos são estruturas organossedimentares formadas por processos de organomineralização (DUPRAZ *et al.*, 2009). Este processo consiste na precipitação mineral em uma matriz orgânica, gerando uma estrutura bioinduzida. Esta matriz é normalmente constituída por cianobactérias (JAHNERT e COLLINS, 2011). A grande maioria dos estromatolitos é formado por carbonato de cálcio (CaCO_3) em ambientes lacustres (ABELS *et al.*, 2009).

Na Sub-bacia de Metán-Alemania, os estromatolitos são construídos a partir do processo de aglutinação “*trapping and binding*” (BLACK, 1933, NOFFKE *et al.*, 2003) (Figura 7.24), onde cianobactérias filamentosas aprisionam os sedimentos presentes nas correntes de água que passam por entre as colônias (NOFFKE *et al.*, 2003) e os envelopam sobre os filmes microbianos. Os filamentos destas bactérias, protegidos pelo EPS (*Extracellular Polimeryc Substance*), “capturam” as partículas flutuantes do meio. A granulometria do material aprisionado dependerá da

competência das bactérias filamentosas (que está relacionada com a espécie do organismo) em capturar o sedimento, mas principalmente será determinada pela disponibilidade deste sedimento transportado pela energia do meio.

Na área de estudo, a granulometria das partículas agregadas pelos estromatolitos influencia diretamente no arcabouço poroso, seja ele primário ou secundário (formado por processos diagenéticos posteriores, como a dissolução) (Figura 7.25). Estromatolitos que aglutinam material na fração mais grossa (e.g. fragmentos de laminitos, de estromatolitos e grainstones) são mais propícios a desenvolver um arcabouço poroso mais aberto. Já os estromatolitos que aglutinam material de granulometria fina (e.g. matriz micrítica) tendem a apresentar um arranjo poroso mais fechado.

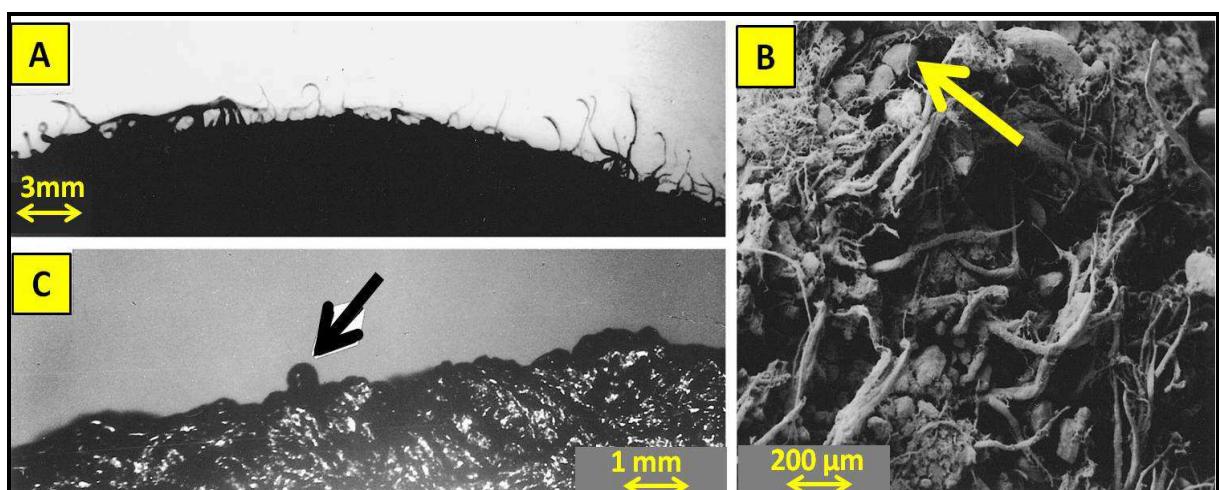


Figura 7.24 – Colônias de cianobactérias bentônicas (recente): A – observar os filamentos de *Microcoleus chthonoplastes* orientados perpendicularmente à superfície da esteira microbiana. Os filamentos funcionam como pequenos obstáculos à corrente do meio aquoso; B – grãos minerais (seta amarela) capturados passivelmente pelas cianobactérias devido a redução da velocidade da corrente do meio causada pelos filamentos microbianos (processo de “trapping”); C – grão mineral (seta preta) envelopado pelo crescimento da esteira microbiana (processo de “binding”). Fotos A e C obtidas por um microscópio ótico. Foto B obtida por um M.E.V. (modificado de Noffke et al., 2001).

Por outro lado, estruturas internas aos estromatolitos, como os estromatolitos arborescentes, arbustiformes e dendriformes, geram ainda discussões sobre sua gênese. Estruturas semelhantes são descritas em travertinos em diversas partes do

mundo (CHAFETZ e GUIDRY, 1999), denominadas de “*shrubs*” (Figura 7.26).

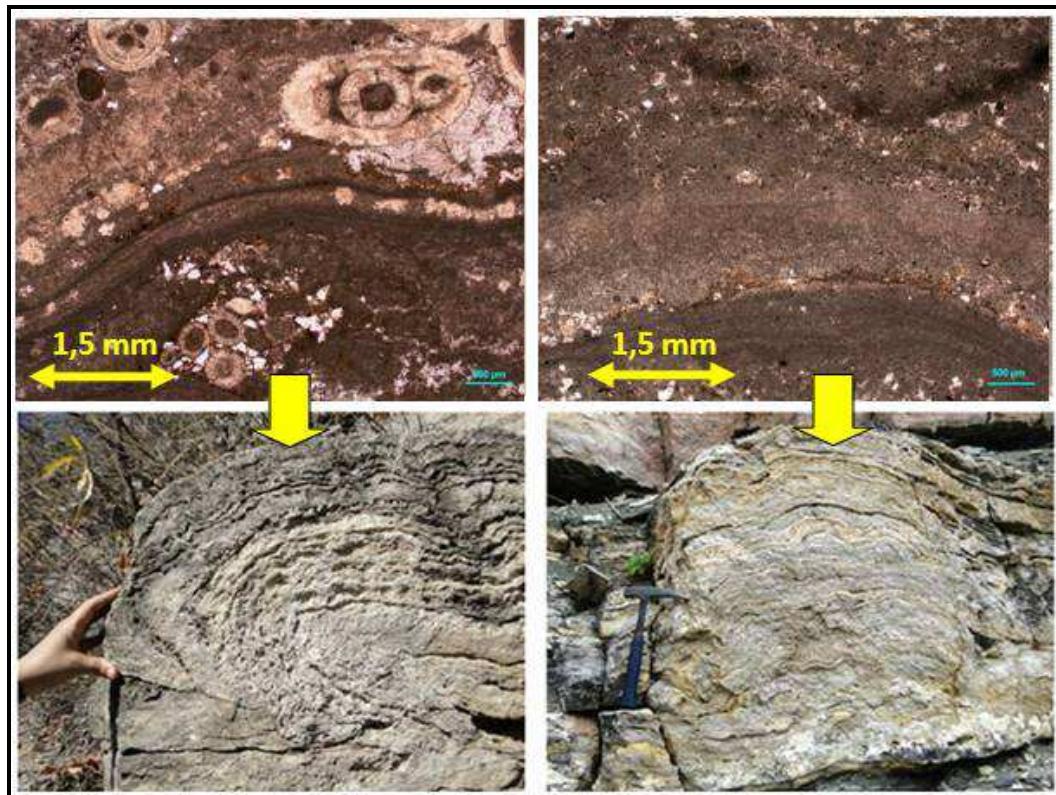


Figura 7.25 – Relação entre os aspectos microscópicos (fotomicrografias em luz natural) (imagens no topo da figura) e a porosidade macroscópica visualizada em campo (imagens da porção inferior da figura) nos estromatolitos. Enquanto processos que aglutinam material grosso (fragmentos de laminito e grainstones) permitem o desenvolvimento/preservação de uma porosidade mais alta, estromatolitos que aglutinam material fino (principalmente matriz carbonática) tendem a desenvolver uma porosidade menor. Fotos de lâmina: amostra AM-12 – afloramento Lomito (fotomicrografia no canto superior esquerdo) e amostra PB-04 – afloramento Piedras Blancas (fotomicrografia no canto superior direito).

Embora os *shrubs* tenham uma gênese atribuída a processos físico-químicos que promovem a degaseificação de CO₂ do sedimento (gás carbônico) (CHAFETZ e GUIDRY, 1999), Dupraz *et al.* (2009) atribuem o início da precipitação do carbonato de cálcio nos travertinos a processos de mineralização biologicamente influenciados.

Os estromatolitos arborescentes (EAR), arbustiformes (EBT) e dendriformes (EDD) observados na área estudada correspondem a estruturas internas que constróem uma estrutura organossedimentar (Figura 7.26), com formação atribuída a processos de mineralização biologicamente induzidos (DUPRAZ *et al.*, 2009).

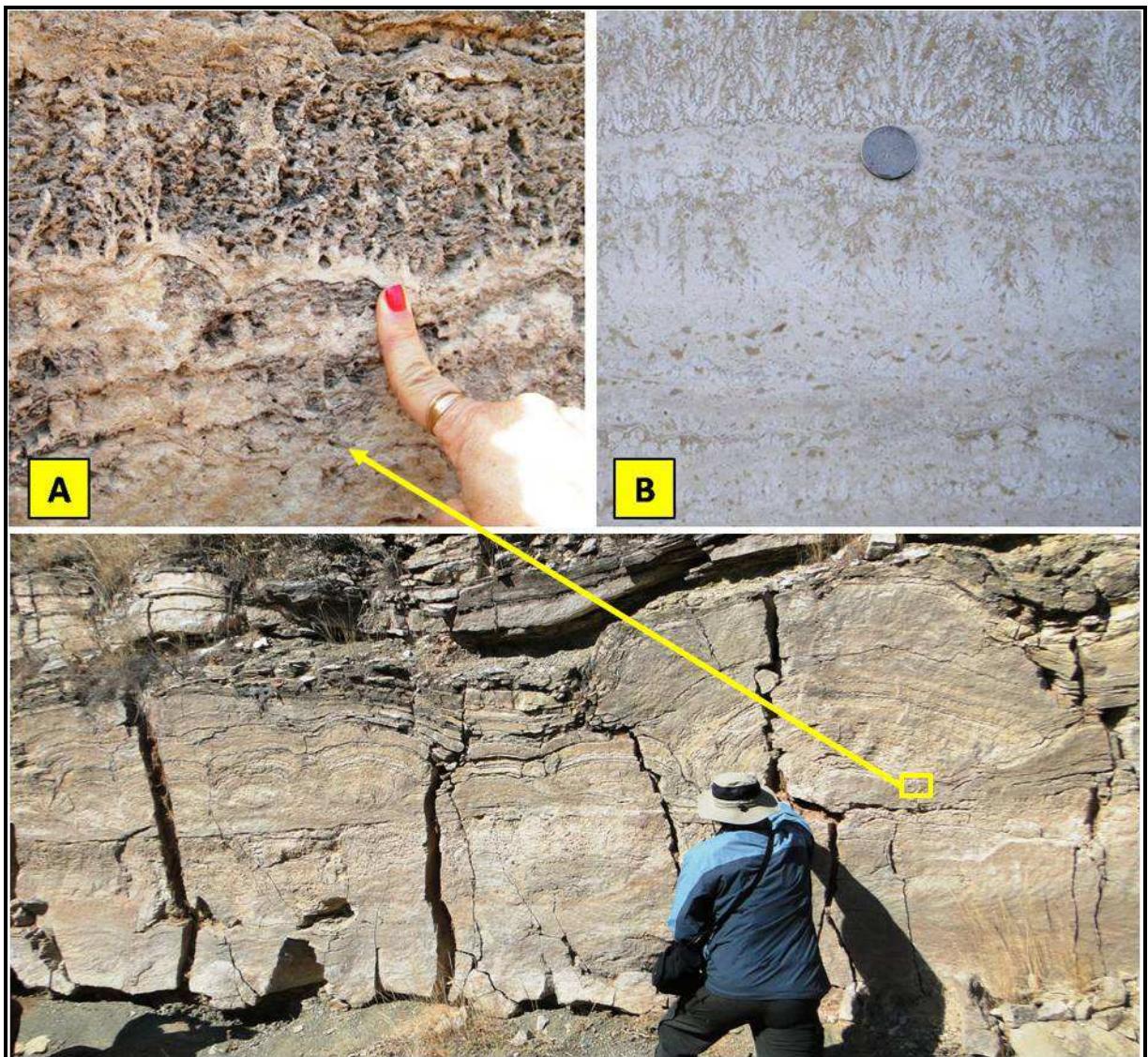


Figura 7.26 – Semelhança de morfologias observadas: A – estromatolito dendriforme no afloramento Gauchito Gil na região do Dique Cabra Corral (notar que faz parte da estrutura interna de um típico estromatolito); B – spherulites em travertinos em Muscate – Omã. Notar que, embora parecidos, A é formado por processos de bioindução e B é gerado por processos de precipitação química (CHAFTEZ e GUIDRY, 1999) e/ou bioinfluenciados (DUPRAZ et al. 2009).

Os EAR, EBT e EDD são parte integrante destas estruturas e - diferentemente dos travertinos clássicos - não são formados por processos de precipitação química ou bioinfluenciados. As variações de morfologia (EAR, EBT e EDD) podem estar associadas a variações físico-químicas do meio (salinidade, temperatura, concentração de íons, lâmina d'água, etc), que permitem o maior ou menor desenvolvimento de um tipo de bactéria em relação à outra. Diferenças na

morfologia dos estromatolitos, causadas por fatores como lâmina d'água e diferentes espécimes de bactérias, podem ser observadas, atualmente, na região de Shark Bay, na Austrália (JAHNERT e COLLINS, 2011).

Embora morfologicamente *shrubs* e estromatolitos dendriformes/arborescentes possam se assemelhar, claramente há de se convir que a semelhança entre as estruturas, como as observadas na Figura 7.26, levam a aventurear que possa haver uma coexistência de processos que possibilitem, mesmo em um ambiente predominantemente bioinfluenciado, ocorrerem processos bioinduzidos (em alguns momentos) e vice-versa.

A figura 7.27 apresenta o um perfil colunar de toda a Sequência Balbuena IV com o posicionamento estratigráfico de onde foram coletadas as amostras e confeccionadas as lâminas delgadas cujas fotomicrografias foram apresentadas até o tópico 7.2 deste capítulo.

Também, o quadro 7.3 apresenta uma síntese de todas as principais fácies encontradas na área de estudo, incluindo a descrição diagnóstica para todas elas em escala macroscópica e em lâmina delgada (microscópica) (para a maioria das fácies), além de inferir sobre os principais processos que geraram as mesmas. A interpretação de cada uma destas fácies será feita posteriormente, em capítulo à parte, integrando-as no arcabouço sedimentológico e estratigráfico.

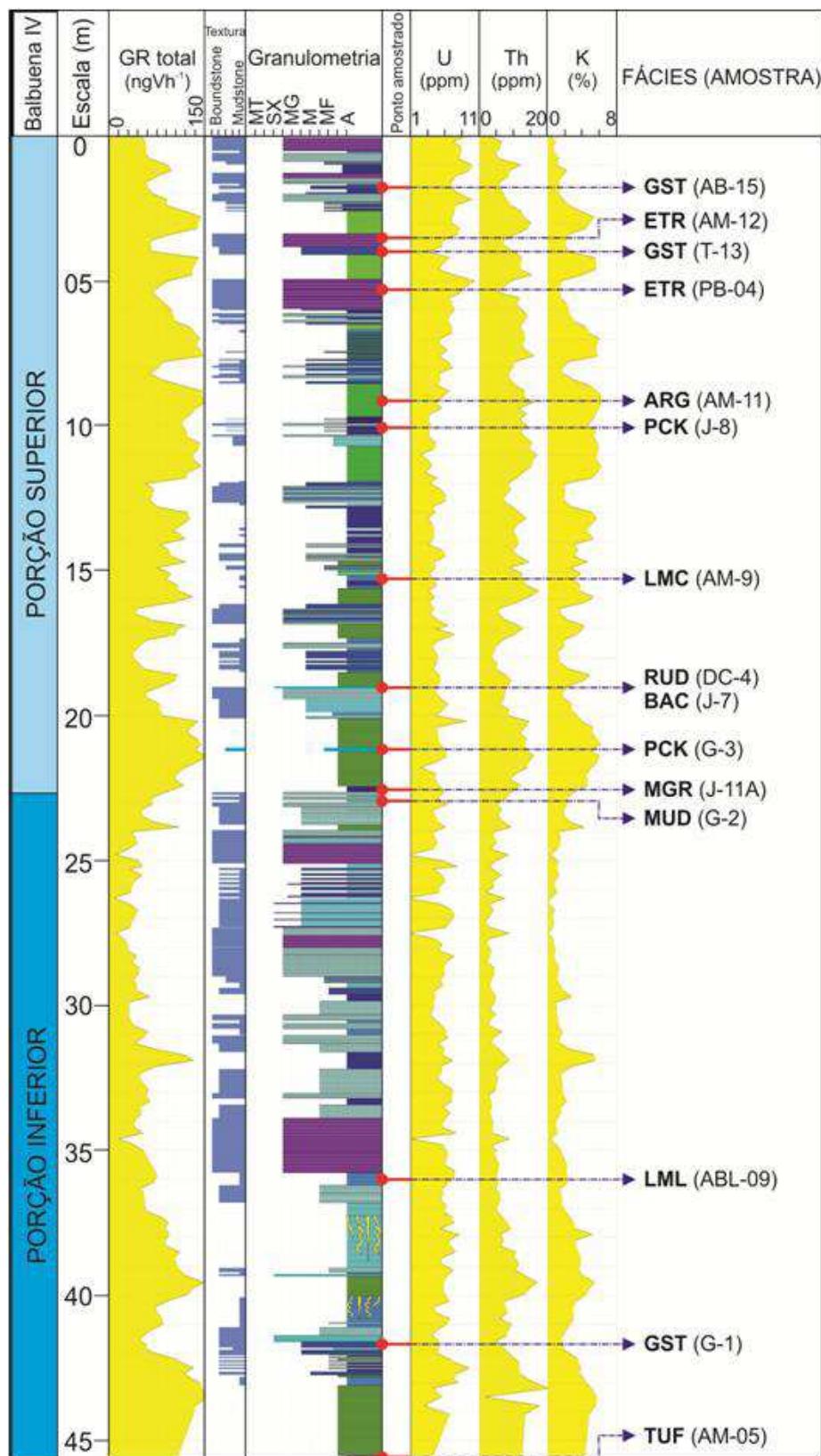
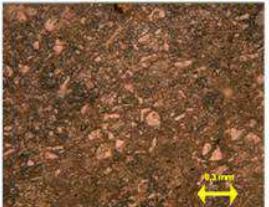
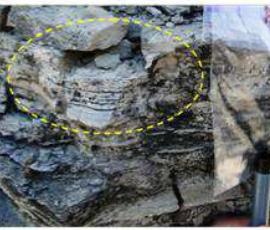
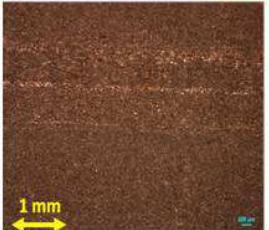
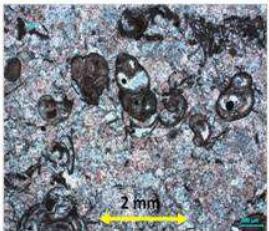
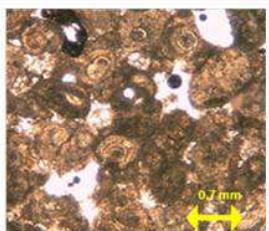


Figura 7.27 – Posicionamento estratigráfico ao longo da Sequência Balbuena IV relativo aos pontos onde foram coletadas as amostras para confecção das lâminas delgadas cujas fotomicrografias foram apresentadas na caracterização de fácies deste trabalho.

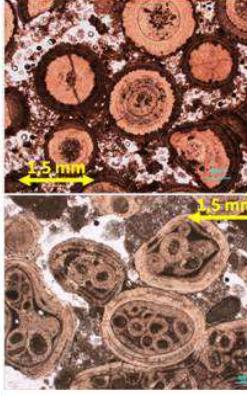
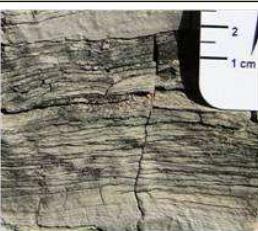
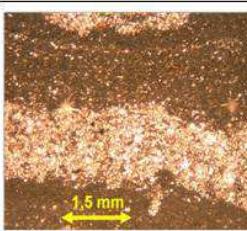
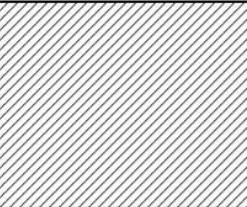
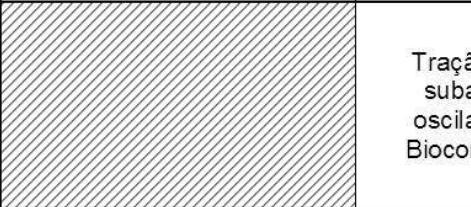
Quadro 7.3 – Principais fácies da área estudada, características e processos deposicionais.

| FÁCIES MISTA e SILICICLÁSTICAS | CARACTERIZAÇÃO | | | PROCESSO PRINCIPAL | |
|--------------------------------|----------------|---|--------------|--|--|
| | MACROSCÓPICA | | MICROSCÓPICA | | |
| Areno-conglomerática (ACGL) | | Arenito quartzo-feldspático a litico, mal selecionado, granulometria fina/média a conglomerática, estratificação cruzada acanalada a de baixo ângulo com geometria sigmoidal métrica. Muito bioturbado. | | Grãos subangulosos a angulosos, desde areia muito fina a muito grossa, compostos por feldspatos e quartzo. Muscovita e biotita ocorrem subordinadamente. | Tração (fluxo unidirecional subaquoso) |
| Paleossolo arenoso (PAR) | | Arenito com perfis edáficos de silicificação e caliche identificados pela coloração esbranquiçada e em forma de concreções tubulares a grumosas. | | | Pedogênese |
| Lamito (LAM) | | Rocha pelítica na fração silte/argila, coloração cinza claro a esverdeado, aspecto laminado ou maciço com fraturamento conchoidal. Pode conter fragmentos fósseis de peixes e vegetais. | | | Decantação subaquosa |
| Argilito (ARG) | | Rocha pelítica na fração argila, coloração cinza escuro a esverdeado, aspecto laminado a maciço, com fraturamento conchoidal. Pode conter fragmentos fósseis de peixes e vegetais. | | Petrologicamente nota-se a laminação deposicional dada pela orientação dos filossilicatos (muscovitas e subordinadamente biotitas). | Decantação subaquosa |
| Marga (MRG) | | Ocorre em meio ou substituindo as fácies ARG e LAM. Coloração cinza esverdeado. Aspecto normalmente laminado. Composição mista | | Em lâmina delgada observa-se micrita associada a argilas. Subordinadamente, ocorre a presença de silte quartzoso. Bioclastos de ostracodes são comuns. | Decantação subaquosa |

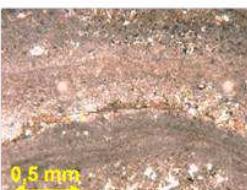
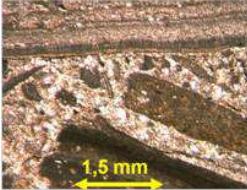
Quadro 7.3 (continuação) – Principais fácies da área estudada, características e processos deposicionais.

| FÁCIES VULCÂNICA | CARACTERIZAÇÃO | | | PROCESSO PRINCIPAL | |
|-------------------------|---|--|---|--|--------------------------|
| | MACROSCÓPICA | | MICROSCÓPICA | | |
| Tufo (TUF) |  | Rocha afanítica, coloração esbranquiçada a cinza esbranquiçado em camadas tabulares com espessura máxima de 30 cm. Pode conter fragmentos líticos siliciclásticos e carbonáticos. |  | Textura inequigranular fina com cristais hipidiomórficos de feldspatos (predominante) e fragmentos líticos, inseridos numa matriz fina composta de material vitrificado. | Precipitação física |
| FÁCIES CARBONÁTICAS | CARACTERIZAÇÃO | | | PROCESSO PRINCIPAL | |
| | MACROSCÓPICA | | MICROSCÓPICA | | |
| Mudstone (MUD) |  | Granulometria argila, coloração branco a cinza escuro em delgadas camadas finamente laminadas e tabulares. Quando alterado, apresenta textura tipo "talco". |  | Constituído por mais de 90% de laminação carbonática. A laminação é marcada pela alternância de níveis mais e menos concentrados de silte quartzoso ou peloides. | Decantação subaquosa |
| Wackestone (WCK) |  | Rocha pelítica de granulometria argila, finamente laminada, cinza claro a esverdeado com oncolitos/oolitos, bioclastos e peloides. |  | Suportada pela matriz micrítica com mais de 10% de grãos na fração areia fina a média formados por oncolitos, oolitos, fragmentos de gastrópoda/ostracodes. | Decantação subaquosa |
| Packstone (PCK) |  | Constituída por onco/oolitos e, por vezes, peloides, de granulometria areia fina a muito grossa, com fragmentos de laminitos e estromatólitos, maciços ou com estraificação cruzada de baixo ângulo. |  | Arcabouço grão suportado (onco/oolítico ou peloidal) com matriz micrítica. Muito rica em bioclastos de gastrópodes e ostracodes. | Tração (fluxo subaquoso) |

Quadro 7.3 (continuação) – Principais fácies da área estudada, características e processos deposicionais.

| FÁCIES CARBONÁTICAS | | CARACTERIZAÇÃO | | | PROCESSO PRINCIPAL | |
|--------------------------|-----------------|---|---|---|---|---|
| | | MACROSCÓPICA | | MICROSCÓPICA | | |
| Grainstones (GST) | |  | <p>De composição oncolítica /oolítica, por vezes peloidal, seleção moderada a média com granulometria areia muito fina a muito grossa. Normalmente são ricos em fragmentos de laminitos e mudstone. Mostram aspecto maciço ou com estratificação cruzada de baixo ângulo a tabular, formando corpos sigmoidais, lenticulares e tabulares com topo ondulado.</p> |  | <p>Rocha suportada pelos grãos, sem matriz. Composta predominantemente por oncolitos/oolitos ou pelóides. Os grãos podem se agrupar em aglomerados formando os chamados "grapestones". Fragmentos de laminitos e mudstone são comuns.</p> | <p>Tração (fluxo subaquoso oscilatório) e bioconstrutivo (organomineralização bioinduzida (DUPRAZ <i>et al.</i>, 2009))</p> |
| Laminito (LMT) | Liso (LML) |  | <p>Rocha com laminação lisa, extremamente tabular. Formada pela intercalação de lâminas mais ricas e menos ricas de silte quartzoso/grainstone muito fino e lama carbonática.</p> |  | <p>Intercalação de lâminas mais ricas e menos ricas em matéria orgânica (filmes microbiais).</p> | <p>Bioconstrutivo (organomineralização bioinfluenciada (DUPRAZ <i>et al.</i>, 2009)) (?) / Precipitação química</p> |
| | Crenulado (LMC) |  | <p>Rocha com laminação micro-crenulada, muito tabular. Formada pela intercalação de lâminas mais ricas e menos ricas de silte/grainstone muito fino e lama carbonática.</p> |  | <p>Intercalação de lâminas mais ricas e menos ricas em matéria orgânica (filmes microbiais). As lâminas tem aspecto crenulado. Bioclastos de ostracodes e bioturbação podem estar presentes.</p> | <p>Bioconstrutivo (organomineralização bioinduzida (DUPRAZ <i>et al.</i>, 2009)) + trapping and binding (BLACK, 1933)</p> |
| Heterolito (HTL) | |  | <p>Associação entre grainstones e laminitos em proporções semelhantes. Os grainstones formam lentes ou estruturas do tipo wavy's.</p> |  |  | <p>Tração (fluxo subaquoso oscilatório) + Bioconstrutivo</p> |

Quadro 7.3 (continuação) – Principais fácies da área estudada, características e processos deposicionais.

| FÁCIES CARBONÁTICAS | CARACTERIZAÇÃO | | | PROCESSO PRINCIPAL | |
|----------------------------|---|--|--|---|---|
| | MACROSCÓPICA | | MICROSCÓPICA | | |
| Estromatolito (ETR) |  | Depósito sedimentar laminado, normalmente convexo, com estruturas (dendriforme, arbustiforme, arborescente) e ramificações internas com crescimento para o topo. Apresenta geometrias diversas (dômico, colchete, almofadado, baixa curvatura) em diversas escalas. Podem ocorrer associados lateralmente às fácies laminito, grainstone, wackestone e rudstone. |   | Laminação evidente contendo material aglutinado desde lama carbonática até grãos de oncolitos/oolitos, silte quartzoso/feldspálico, fragmentos de laminito e, mais raramente, bioclastos de ostracodes e gastrópodes. | Bioconstrutivo (organomineralização bioinduzida (DUPRAZ et al., 2009)) + trapping and binding (BLACK, 1933) |
| Rudstone (RUD) |  | Rocha suportada pelos grãos, mal selecionada, contendo fragmentos de laminito e de estromatólito, oncolitos/oolitos e silte/areia fina a média siliciclastica de forma subordinada. |  | Em lâmina delgada, apresentam um arcabouço extremamente mal selecionado, grãos angulosos e sem matriz. Mais de 10% dos grãos são maiores que 2mm. | Tração (fluxo subaquoso oscilatório a turbulento) |
| Bioacumulado (BAC) |  | Acumulado clasto suportado formado por bioclastos, na maioria de gastrópodes e, subordinadamente bivalves e ostracodes. Extremamente cimentado. |  | Com carapaças íntegras preservadas em meio a matriz micrítica. Bioclastos possuem uma seleção boa a moderada. Cimento calcítico. | Biodeposição "in situ" |
| Brecha (BRC) |  | Composta por mais de 50% de grãos angulosos, má seleção e granulometria maior que seixo. Recobrem os estromatólitos e, mais raramente, o topo dos pacotes de laminitos. |  |  | Dissolução/colapso |

7.3 Fácies de ocorrência rara

Duas fácies de ocorrência rara na região foram observadas em lâminas delgadas obtidas de amostras coletadas em afloramentos na Sub-bacia de Metâ-Alemania e de Três Cruces. O motivo de serem apresentadas separadamente das demais fácies é fato de que os processos formadores destas não podem ser determinados dentro do contexto estratigráfico e deposicional da área estuda, uma vez que foram encontradas isoladamente.

Contudo, merecem ser retratadas aqui pelo fato de que, em estudos de maior detalhamento ao longo da Supersequência Balbuena IV, poderão vir a ser identificadas no contexto estratigráfico preciso em que estas fácies ocorrem e, assim, determinar seus processos formadores.

7.3.1 FÁCIES ESFERULITITO (ESF)

A fácie esferulitito, definida por Terra *et al.* (2010), foi observada em uma única lâmina delgada obtida de uma amostra do afloramento Dique Compensador.

Trata-se de um dos fragmentos que compõem um rudstone e que, portanto, sofreu um transporte, mesmo que não distante de sua área fonte, por processos trativos.

Neste fragmento de esferulitito foram observados grãos subesféricos amalgamados com extinção radial, imersos em uma matriz fina lamosa (Figura 7.28).

A gênese dos esferulitos ainda é controversa. Dupraz *et al.* (2009) relacionam a origem dessas partículas a processos de organomineralização bioinfluenciada, sem

a participação direta de organismos vivos para sua precipitação (mineralização passiva). A geração e a cristalização dos esferulitos dependeriam, portanto, da existência de uma matriz orgânica, a qual influenciaria na morfologia e composição das partículas.

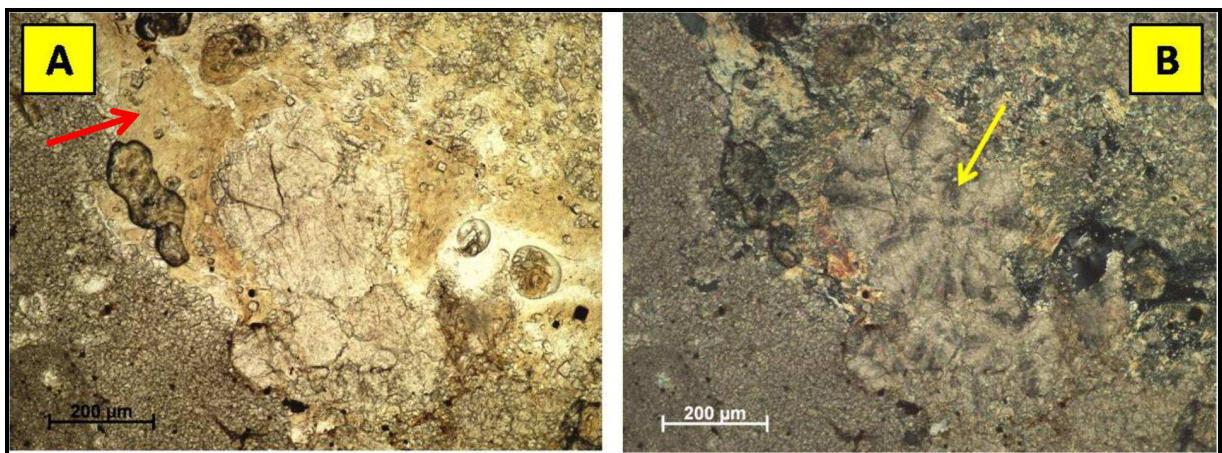


Figura 7.28 – Fotomicrografia obtida de um fragmento de esferulito encontrado em uma amostra de rudstone (amostra DC-04) no afloramento Dique Compensador. A: em luz natural; B: em luz polarizada. Notar, em A, a matriz argilosa (seta vermelha) em que os esferulitos (seta amarela na imagem B) encontram-se imersos.

7.3.2 FÁCIES ESTROMATOLITO “FASCICULADO” (EFC)

Amostrada em dois pontos - um na região do “Espinazo del Diablo” (região sul da Sub-bacia de Três Cruces) e outro na área do Dique Cabra Corral - a fácie estromatolito “fasciculado” foi observada no intervalo estratigráfico da Supersequência Balbuena.

Esta fácie constitui uma feição interna encontrada em estromatolitos muito cimentados (cimentação por sílica, na amostra do Espinazo del Diablo (Figura 7.28); cimentação calcítica, nas amostras do Dique Cabra Corral). A extinção fasciculada (Figura 7.29) dos cristais pode ser atribuída tanto a um efeito do mecanismo de cristalização primário (seja ele microbiano ou puramente químico) (CHAFETZ e GUIDRY, 1999) ou mesmo a processos diagenéticos posteriores, como a própria

cimentação ou recristalização.

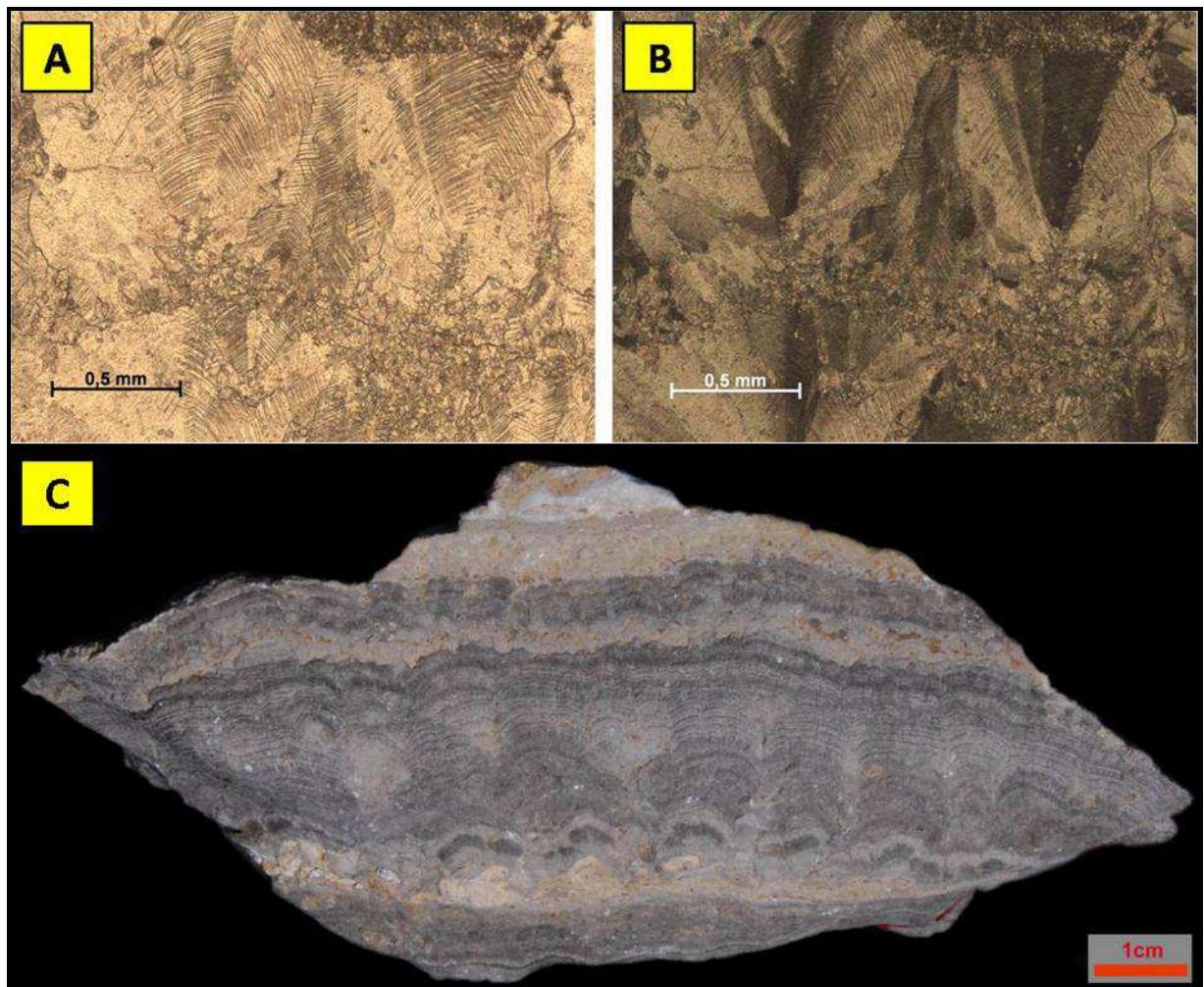


Figura 7.29 – Fotomicrografia (A e B) e da fácie estromatolito “fasciculado” (amostra Salta-06 – foto C) encontrado na região do Espinazo del Diablo (Bacia de Três Cruces). A: em luz natural; B: em luz polarizada (mesmo campo ótico que a imagem A). Notar, em B, a extinção fasciculada que dá origem ao nome da fácie.

7.4 Feições de exposição subaérea

Além da brecha, já descrita anteriormente, estruturas de exposição subaérea foram observadas na seção estratigráfica analisada. Estas estruturas são cruciais para a determinação dos limites dos ciclos estratigráficos e, em casos específicos, como marcos que auxiliaram na individualização entre as sequências Balbuena III e Balbuena IV, o que será detalhado em capítulo à parte.

As principais feições descritas foram as gretas de ressecamento. Em especial, na base da Sequência Balbuena IV, dois níveis de gretas são marcantes, ocorrendo no topo das duas camadas mais espessas de laminitos de toda a seção descrita. Por serem observados na maioria dos pontos detalhados na área da Sub-bacia de Metán-Alemania (somente não foram observados quando a base da Sequência Balbuena IV encontrava-se encoberta), atingindo, inclusive, a Sub-bacia de Lomas de Olmedo, estes dois níveis foram adotados como marcos estratigráficos regionais para localização da seção superior da Formação Yacoraite (Sequência Balbuena IV) em estudo. A gênese destas gretas será discutida posteriormente. Estes dois níveis representam os eventos de ressecamento mais bem desenvolvidos e caracterizados em toda a Sequência Balbuena IV (Figura 7.30).

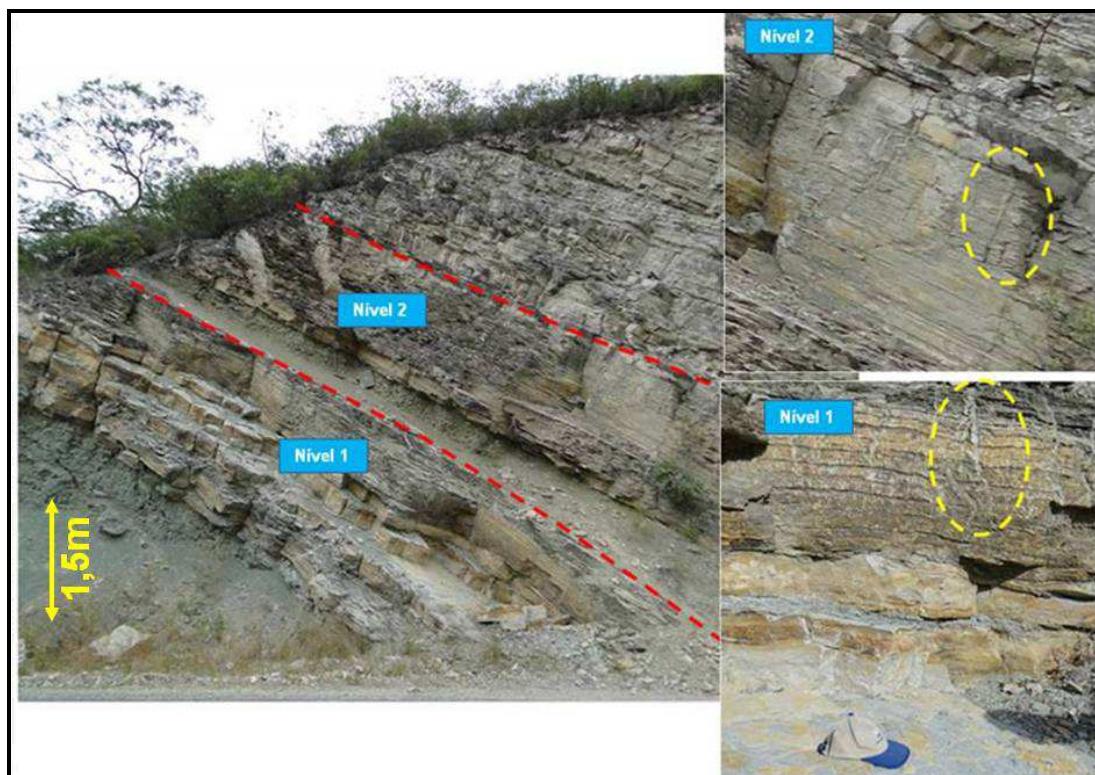


Figura 7.30 – Níveis 1 e 2 de gretas anômalas encontradas na base da sequência Balbuena IV. O nível 1 é formado por laminitos crenulados, enquanto o nível 2 é composto por laminitos lisos.

Além destes dois intervalos, diversas sucessões de estromatolitos apresentam gretas de exposição no topo (que variam de alguns milímetros a poucos centímetros

de profundidade), assim como brechas (e por vezes paleossolos) e desenvolvimento de carste, completando o quadro de feições de exposição identificadas na área (Figura 7.31).

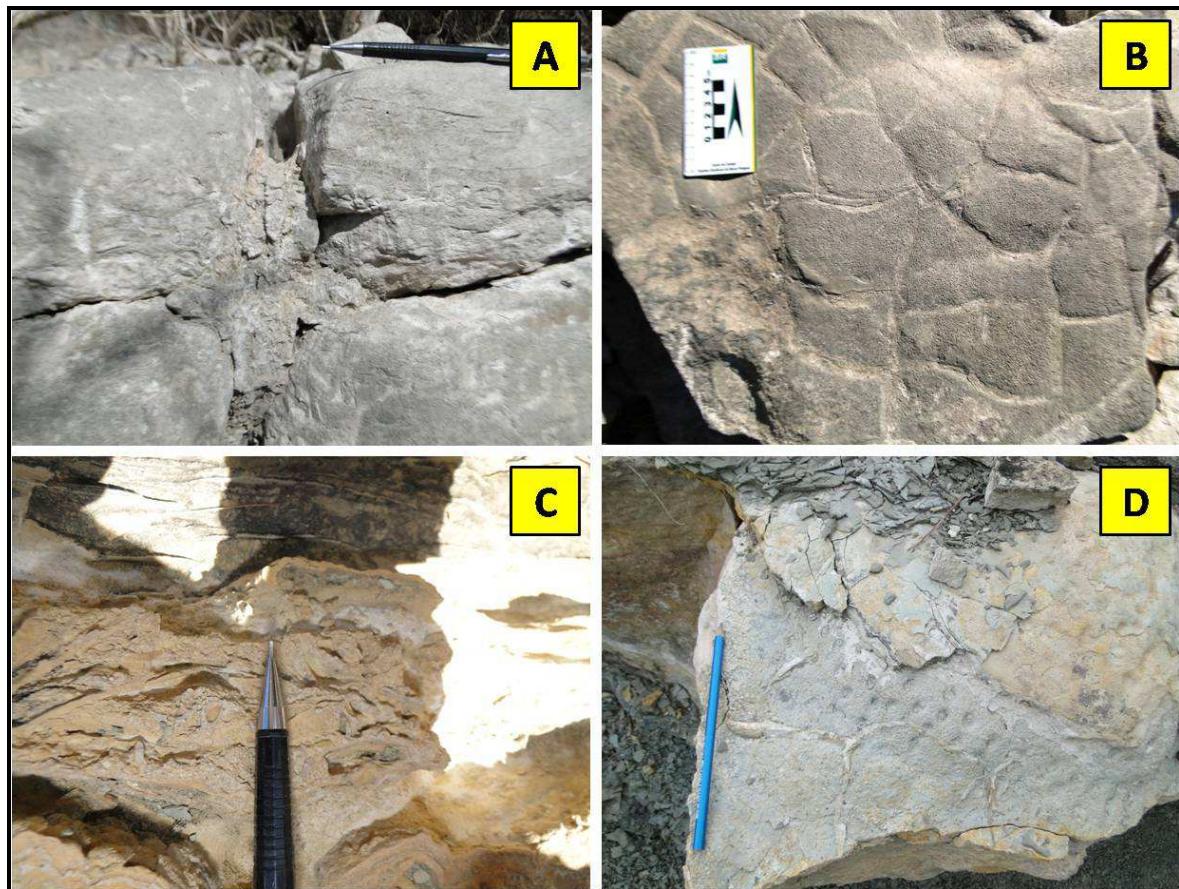


Figura 7.31 – Principais feições de exposição observadas ao longo da seção estudada: A – carste desenvolvido no topo de um intervalo estromatolítico (afloramento Ensenada Guachipas Norte); B – gretas de ressecamento pouco profundas (afloramento Ensenada Guachipas Norte); C – brecha carbonática/paleossolo o topo de estromatolitos (afloramento Punta Cabeza); D – gretas de ressecamento no topo de um estromatolito (afloramento Viñuales).

Associados aos topos destas feições ocorrem normalmente camadas milimétricas a centimétricas de rudstone. Em todos os pontos visitados neste estudo, não foi observada a presença de evaporitos, cuja ocorrência mais provável seria estar associada com as estruturas típicas de ressecamento.

7.5 Microbially Induced Sedimentary Structures (MISS)

Noffke (2003 e 2007) define MISS (“*Microbially Induced Sedimentary Structures*”) como sendo estruturas sedimentares primárias, de escala milimétrica a métrica (observadas em lâminas delgadas até afloramentos), geradas pela interferência de biofilmes e/ou esteiras microbianas na dinâmica dos processos sedimentares físicos e/ou químicos do meio onde foram formadas, em lâmina d’água rasa. Estes biofilmes e/ou esteiras microbianas são constituídos principalmente (mas não exclusivamente), por cianobactérias. Assim, originalmente, as MISS foram definidas para diversos ambientes de diferentes zonas climáticas (ambiente evaporítico, carbonático, siliciclástico). Estas estruturas foram identificadas no registro geológico siliciclástico desde o Arqueano e Proterozóico (e.g. Grupo Nama, do Neoproterozóico Superior na Namíbia e no Supergrupo Witwatersrand, de 2.9 G.a.) (NOFFKE, 2002; NOFFKE *et al.*, 2002 e 2006) até em ambientes modernos rasos (supramaré) (e.g. estuário da Baía Blanca, Argentina) (CUADRADO *et al.*, 2011).

MISS são formadas por processos de bioestabilização, “nívelamento” ou por processos de “*trapping and binding*” (NOFFKE *et al.*, 2001). O primeiro processo consiste no recobrimento dos sedimentos por uma esteira microbiana que impede que a velocidade da corrente construa as estruturas sedimentares típicas que normalmente seriam encontradas para aquele determinado regime de fluxo (Figura 7.32 – A). O “nívelamento” ocorre pelo recobrimento, por esteiras microbianas, de estruturas sedimentares primárias inconsolidadas, previamente construídas, gerando formas “amarrotadas” (*wrinkle marks*) (Figura 7.32 – B).

Por fim, o processo de “*trapping and binding*” é aquele já descrito no item 7.2 deste capítulo.

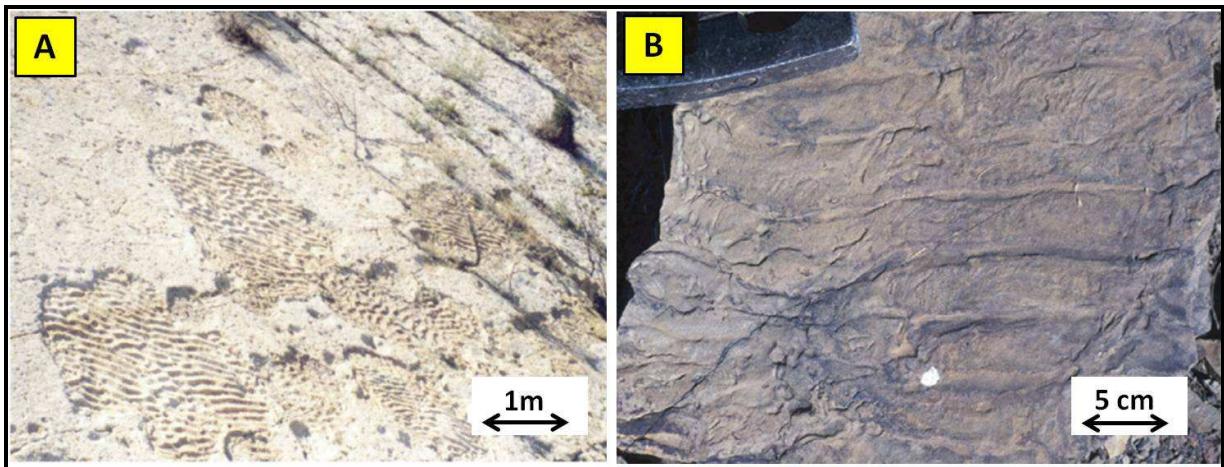


Figura 7.32 – Diferentes tipos de MISS observadas em afloramento: A – estrutura de erosão diferencial causada pelo processo de bioestabilização do sedimento por esteiras microbianas. Notar que as porções que não foram recobertas pelas esteiras, durante o processo de sedimentação, apresentam estruturas trativas (*ripples*) de corrente (Foto do Arenito Dakota, de idade cretácea nos EUA); B – estrutura tipo *wrinkle* observadas em arenitos do Grupo Nama, do Neoproterozóico da Namíbia. A interpretação desta estrutura é que as *ripples*, logo após sua formação, foram recobertas por uma esteira microbiana que deu origem ao padrão “amarrotado” da estrutura, caracterizando o processo de “nivelamento” (Modificado de Noffke (2009)).

Embora Noffke (2003) tenha definido inicialmente as MISS como passíveis de ocorrerem em todos os ambientes (sejam eles siliciclásticos, evaporíticos ou carbonáticos), esta pesquisadora passou a adotar a nova classe de estruturas sedimentares primárias preferencialmente para ambientes siliciclásticos (NOFFKE et al., 2006). Com isto, os estromatolitos carbonáticos e os laminitos de origem microbiana foram excluídos desta classificação.

Tomando-se o significado de MISS como sendo uma estrutura sedimentar primária resultante da interferência de biofilmes ou esteiras microbianas sobre a dinâmica do meio sedimentar, o presente trabalho identificou algumas feições sugestivas desta interação entre o meio físico e elementos microbianos em fácies de grainstones/rudstones (excluindo-se, como já dito, os estromatolitos e os laminitos).

As MISS encontradas em alguns grainstones na área estudada apresentam-se como estruturas morfológicamente semelhantes a um estromatolito estratiforme (Figura 7.33, A, B e C). Contudo a classificação textural da rocha que apresenta

estas estruturas seria, tanto em lâmina delgada como em afloramento, descrita como sendo a de um grainstone oolítico/oncolítico.

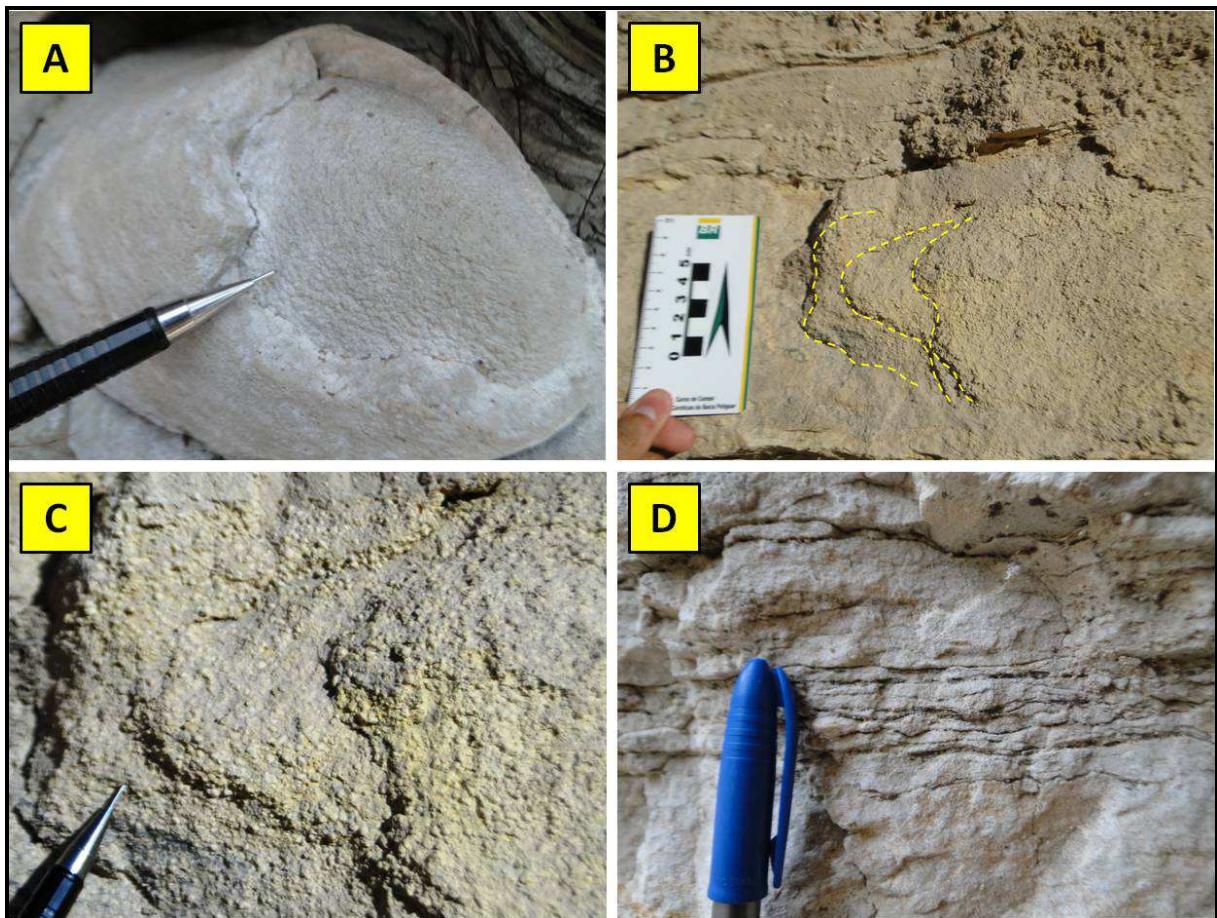


Figura 7.33 – Estruturas tipo MISS reconhecidas na área de estudo: A – MISS formando um núcleo estromatolítico composto por grainstone (afloramento Ensenada Guachipa Sul); B e C (detalhe) – MISS em grainstone conformando uma estrutura semelhante a um estromatolito estratiforme (paredão da estrada ao lado da represa do dique compensador); D – MISS observada em grainstones no afloramento Cantera La Merced. Notar os filmes de material escuro que provavelmente são resquícios preservados dos paleofilmes microbianos.

Além disso, são identificadas como MISS, na área de estudo, as estruturas que apresentam preservados níveis mais ricos em material carbonoso (provavelmente resquícios dos antigos filmes microbianos) em meio ao grainstone (Figura 7.33 – D). Estes biofilmes também foram observados em meio a arenitos quartzosos de granulometria areia muito fina e siltitos marcando a laminação destas rochas (Figura 7.34).

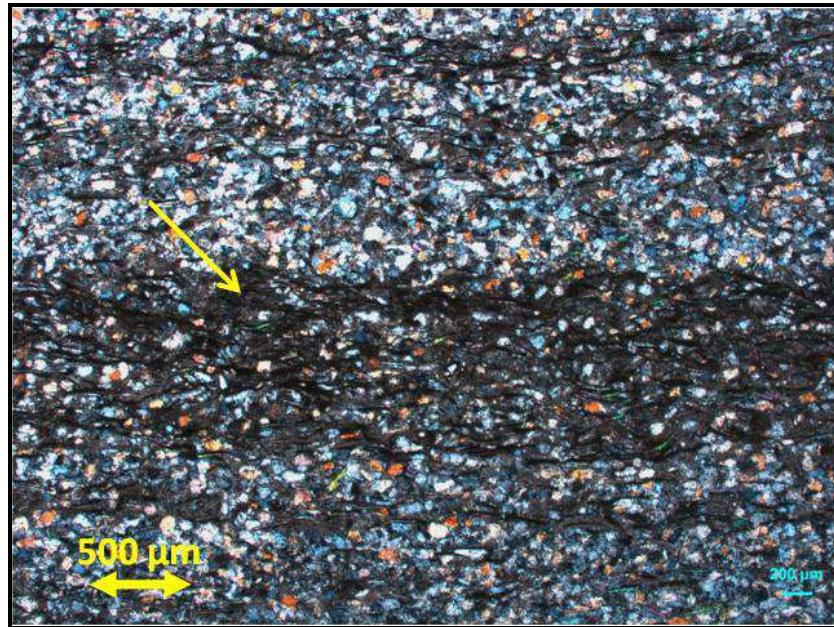


Figura 7.34 – Biofilmes escuros (seta amarela) representando as estruturas tipo MISS observadas marcando a laminação do arenito quartzoso muito fino/siltito na amostra CED-01 19918 (afloramento Cedamavi).

8 ARCOUÇO ESTRATIGRÁFICO DA SEQUÊNCIA BALBUENA IV

8.1 Organização estratigráfica em alta frequência da Sequência Balbuena IV

A Sequência Balbuena IV apresenta um registro estratigráfico construído a partir do empilhamento de ciclos básicos ou ciclos elementares (Figura 8.1). Estes ciclos demonstram uma recorrência no registro geológico que indica uma periodicidade dos fatores controladores da deposição e formação dos sedimentos que os compõem.



Figura 8.1 – Ciclos básicos ou ciclos elementares (setas amarelas) identificados na porção superior da Sequência Balbuena IV (Foto: afloramento Lomito).

Cada ciclo fundamental é constituído na base por um intervalo de sedimentos “finos” (com predomínio de siliciclásticos) sobreposto por um intervalo de rochas carbonáticas (com predomínio de microbialitos) que representam o topo do ciclo.

Os ciclos elementares são facilmente distintos na porção superior da seção

estudada (Figura 8.1). Contudo, na porção inferior, o intervalo de “finos” torna-se muito reduzido ou até mesmo inexistente, ocorrendo a sobreposição dos intervalos carbonáticos (Figura 8.2).

O topo dos intervalos francamente carbonáticos normalmente apresenta feições de exposição típicas, tais como gretas de ressecamento, brechas ou carste, normalmente ocorrendo sobre estromatolitos ou laminitos. Estas feições são muito comuns na seção inferior da Sequência Balbuena IV, sendo menos abundantes na porção superior. Além disso, delgadas camadas de rudstone, recobrindo o topo dos ciclos básicos, estão quase sempre associadas. Assim, a individualização dos limites de cada ciclo pode ser feita pela observação das feições de exposição ou pela presença da camada de rudstone que se associam recobrindo os mesmos.

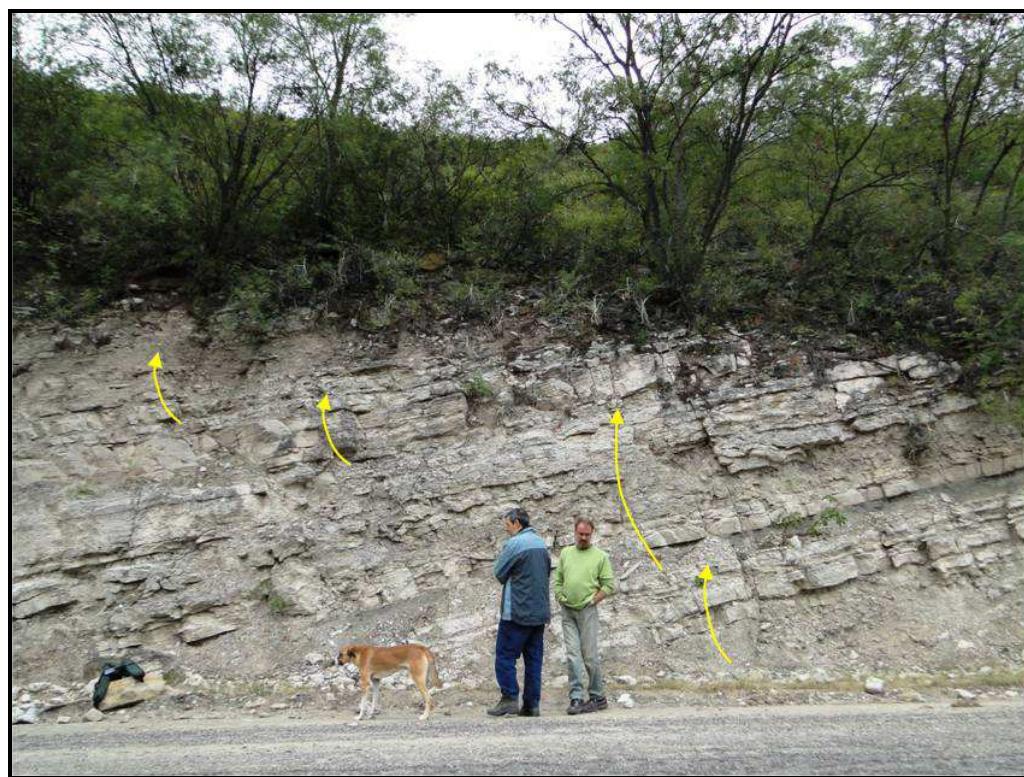


Figura 8.2 – Ciclos básicos ou ciclos elementares (setas amarelas) identificados na porção inferior da Sequência Balbuena IV (Foto: afloramento Lomito). Notar o predomínio dos intervalos carbonáticos.

Os ciclos elementares permitem individualizar cada intervalo carbonático de forma que alguns deles foram designados por nomes genéricos informais, para

maior agilidade de correlação em campo entre os afloramentos (Figura 8.3).

A porção inferior da Sequência Balbuena IV inicia-se na base da camada de tufo basal (que tem entre 20 e 30 cm de espessura) e culmina no marco estratigráfico definido como “Maradona”. Este marco representa uma superfície posicinada na base do primeiro nível pelítico mais expressivo em espessura do intervalo estratigráfico focado. Ele determina a transição entre a porção inferior (predominantemente carbonática) da porção superior da Sequência Balbuena IV. Na porção superior aparecem os espessos intervalos de sedimentos “finos” compostos por rochas pelíticas (LAM, ARG, MGR) e/ou carbonáticas com matriz (MUD, WCK e PCK) e que também estão presentes na base da seção estudada, conforme definida por Hernández *et al.* (1999), separando as sequências Balbuena III e IV.

Dois níveis guias, associados ao predomínio de fácies bioconstruídas e utilizados para o reconhecimento da porção inferior na área estudada, foram individualizados: o intervalo “colchetes” (assim denominado pela presença de estromatolitos com geometria em colchete) e o intervalo “intermediário” (definido por encontrar-se entre o “colchetes” e a porção superior da Sequência Balbuena IV).

A camada de tufo basal, segundo Hernández *et al.* (1999), é um marco estratigráfico para reconhecimento da base da Sequência Balbuena IV, porém esta camada nem sempre encontra-se exposta na área estudada. Além do tufo basal, dois níveis de laminitos com profundas gretas são reconhecidos em toda a extensão da bacia nos afloramentos estudados, próximos à base da Sequência Balbuena IV. Estes foram denominados de 1º nível (mais basal) e 2º nível de gretas. As gretas chegam a ter até 1,5 metros de profundidade e podem cortar, em alguns pontos, toda a camada de laminitos onde ocorrem.

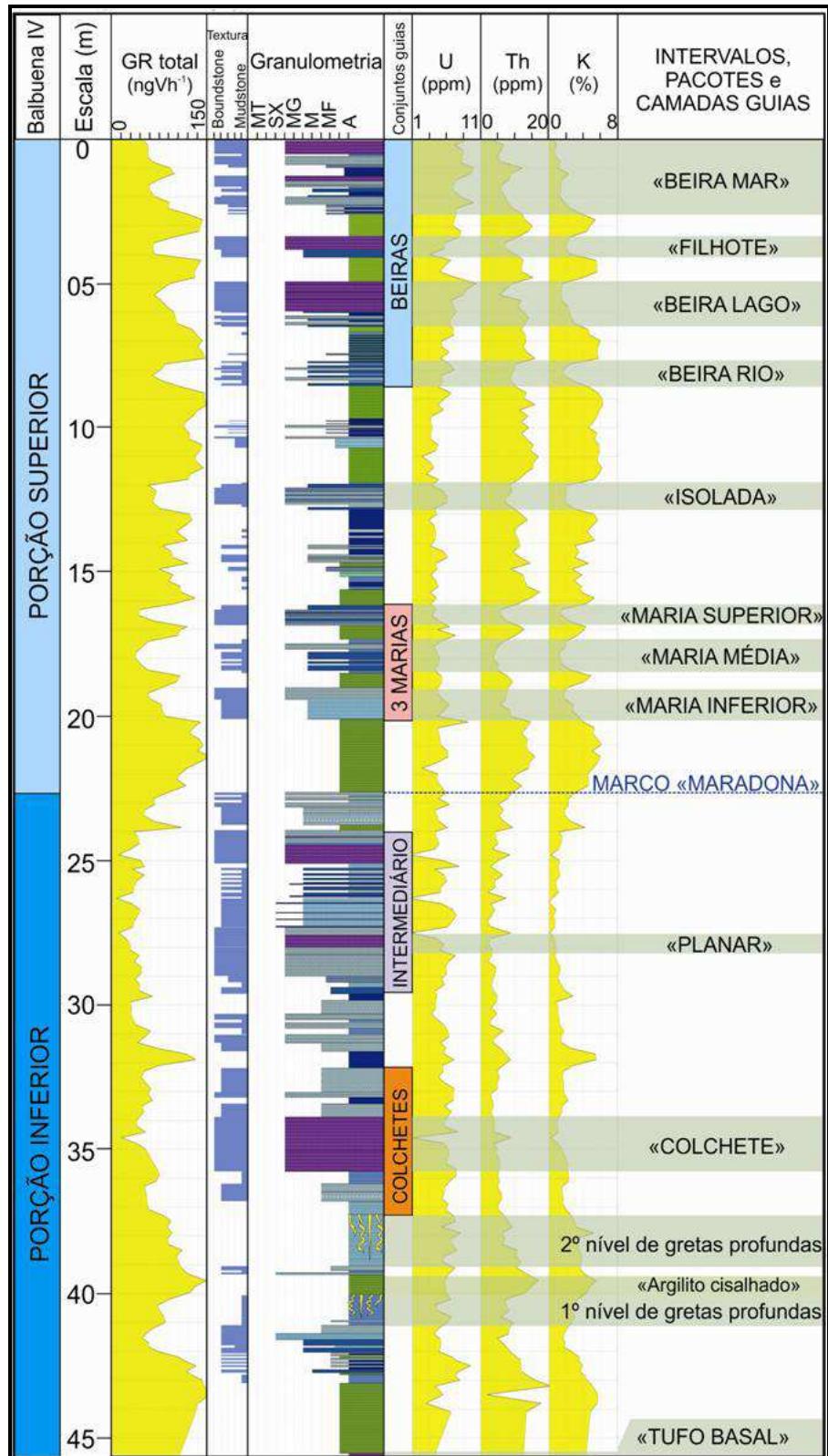


Figura 8.3 – Perfil estratigráfico do afloramento Lomito mostrando os principais intervalos carbonáticos e sua designação genérica utilizada para o reconhecimento em campo.

O 1º nível de gretas encontra-se em um pacote de laminitos crenulados (LMC) com espessura entre 1 e 1,5 metros. Este pacote é formado por ciclos de

altíssima frequência (Figura 8.4) que poderiam ser correlacionáveis aos chamados “millennial-scale cycles” definidos por Tucker *et al.* (2009). As gretas do 1º nível apresentam padrões “radiculares” (Figura 8.4). Além disso, são observadas gretas de ressecamento com profundidades muito rasas (entre 1 a 3cm), ao longo de vários planos no topo dos diversos ciclos de altíssima frequência que compõem este 1º nível. Estes vários planos gretados indicam uma exposição recorrente ao longo do desenvolvimento do pacote de laminitos, demonstrando um ambiente raso que era frequentemente exposto.

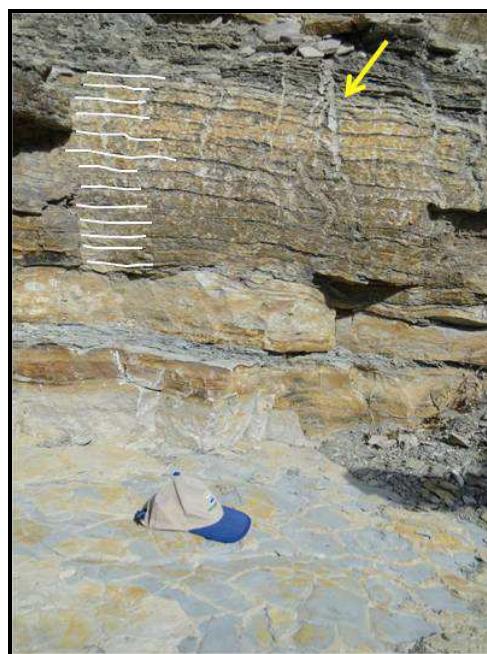


Figura 8.4 – 1º nível de gretas observado na base da Sequência Balbuena IV no afloramento Cedamavi. Notar o padrão “radicular” das gretas (seta amarela) e os ciclos de altíssima frequência presentes neste intervalo (linhas brancas).

O 2º nível de gretas é formado por um pacote espesso de laminitos lisos (LML) que alcança mais de dois metros em diversos pontos visitados. O espaçamento das gretas é menor que no primeiro nível, porém podem atingir até 1m de profundidade em alguns afloramentos (Figura 8.5). Os ciclos de altíssima frequência também estão presentes neste pacote de laminitos lisos.



Figura 8.5 – 2º nível de gretas observado na base da Sequência Balbuena IV no afloramento Abloomé. Observar o padrão pontiagudo da estrutura (marcada pela linha pontilhada amarela).

Para a gênese destas gretas nos dois intervalos foram descartadas as hipóteses de serem: a) gretas de sinerese (PRATT, 1998); ou b) gretas de diastase (COWAN e JAMES, 1992). Para tanto, considerou-se a espessura, a morfologia e o contexto paleoambiental de formação dessas estruturas. Os diversos níveis de gretas de ressecamento observados ao longo do primeiro nível apontam para um ambiente lacustre muito raso no período em que estas foram geradas, sendo o sedimento frequentemente exposto. Assim, não haveria sobrecarga suficiente causada pela lâmina d'água sobre o pacote de laminitos (LMT) que permitisse o rompimento mecânico de suas camadas. Outro ponto a ser considerado é o fato de que se houvesse uma variação de salinidade extrema (o que não é comum em um lago do tipo “*balanced fill*” (BOHACS, 2000)) ao final da deposição do intervalo de laminitos, seria altamente favorecida evidências de saturação salina no topo deste pacote (e.g. evaporitos associados ou cristais de sais em lâmina delgada), o que não ocorre.

Uma hipótese para a formação de gretas tão profundas e com padrões não convencionais pode ser dada como efeito de eventos de ressecamento extremos ao

final da formação do primeiro e do segundo pacote de laminitos. Para tanto, seria necessário que os LMTs não estivessem consolidados por completo, favorecendo o processo de gretamento durante o período em que o topo do pacote fosse completamente exposto. O padrão “radicular” das gretas, principalmente no 1º nível, seria dado pela junção dos planos de fraqueza dos diversos níveis de gretamentos (formados, talvez, por processos semelhantes ao das gretas de sinerese, porém sem que houvesse variações extremas de salinidade) gerados ao final de cada ciclo de altíssima frequência. A união destes planos no processo de ressecamento final ocorreria verticalmente, porém não em um processo linear (Figura 8.6), dando origem à morfologia observada nestas feições de ressecamento anômalas.

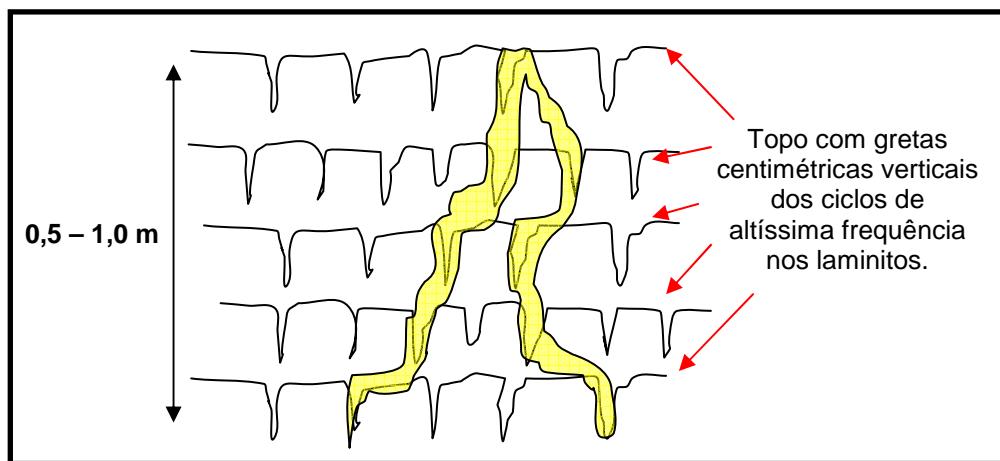


Figura 8.6 – Esquema mostrando o processo de formação do padrão “radicular” das gretas de ressecamento no 1º nível de gretas na base da Sequência Balbuena IV (as gretas de ressecamento nos níveis de altíssima frequência foram exageradas verticalmente para esta representação).

Embora não seja usual a utilização de superfícies de exposição como marcos estratigráficos, a recorrência destes dois níveis de gretas rigorosamente na mesma posição estratigráfica e ao longo de toda a área estudada permite adotar estes dois pacotes como guias confiáveis para a definição da base da Sequência Balbuena IV.

Acima do 2º nível de gretas até o Marco Maradona, são identificados ciclos básicos, determinados pela ocorrência, da base para o topo, de margas (ou wackestones)/argilitos/lamitos, grainstones, laminitos (por vezes heterolitos de

packstones/grainstones e laminitos), e estromatolitos (Figura 8.7). Estes ciclos variam de espessura entre 1,0 e 2,5m.

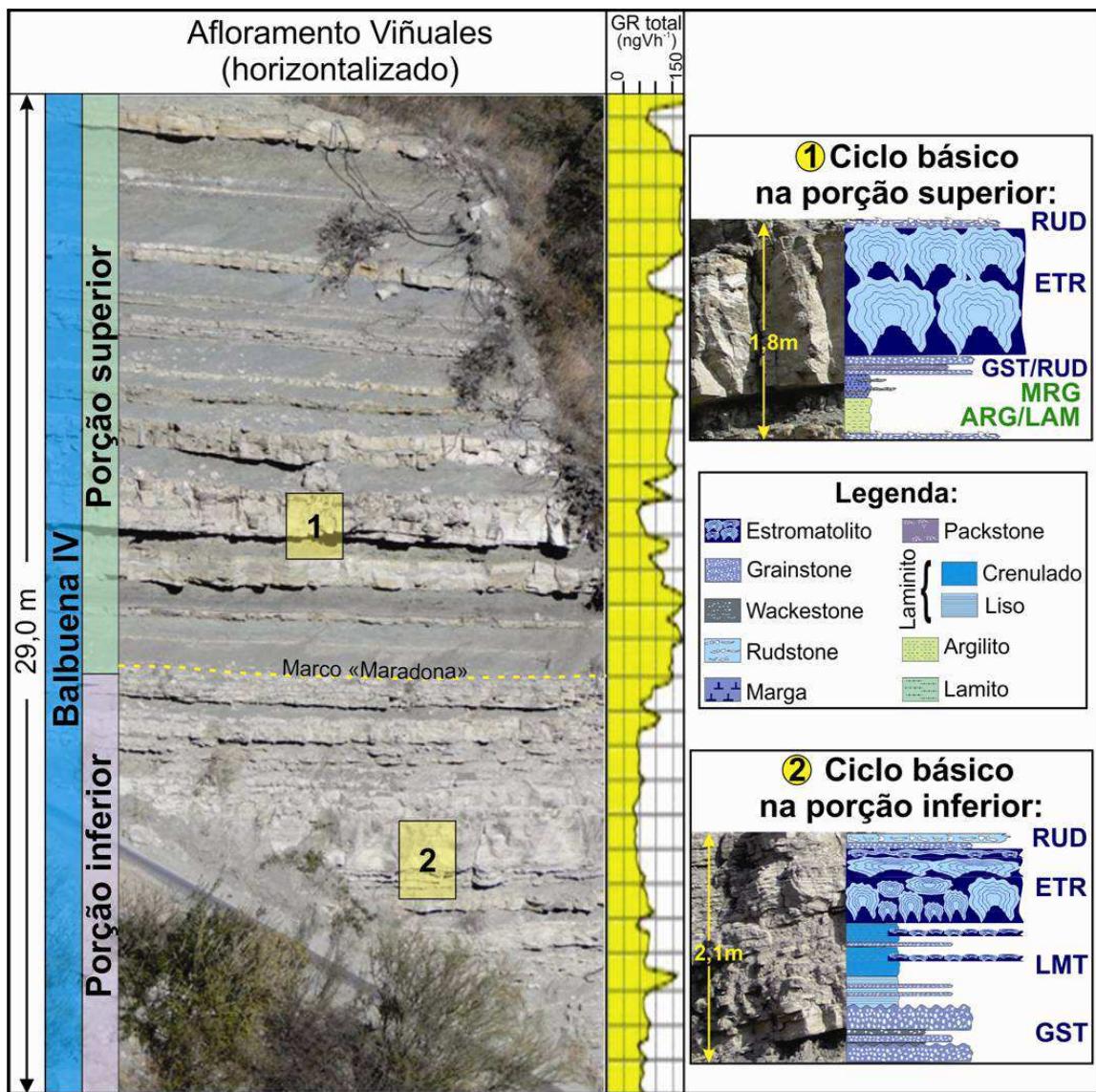


Figura 8.7 – Exemplos de ciclos básicos encontrados na porção superior (ciclo 1) e na porção inferior (2) da Sequência Balbuena IV. Os quadros em amarelo na fotografia do afloramento representam a localização de cada ciclo descrito à direita da figura.

No topo dos ciclos da porção inferior, são frequentes as feições de exposição, tais como gretas de ressecamento (Figura 8.8) ou brechas carbonáticas. Estas feições se implantam sobre os estromatolitos ou sobre os laminitos que ocorrem no espaço entre os corpos estromatolíticos. Este espaço entre os corpos estromatolíticos será definido neste trabalho como “interbioconstrução” e que,

frequentemente, também pode ser ocupado por grainstones (GST) oncolíticos/oolíticos. Os grainstones e os laminitos interbioconstrução colmatam a camada, aplanando o topo dos ciclos básicos. Esta morfologia quase tabular dos intervalos carbonáticos microbianos tende a dar uma falsa impressão de “*layer cake*”, o que será discutido mais adiante.

Recobrindo o topo dos ciclos, é comum a ocorrência de um delgado nível de rudstone (RUD) composto principalmente por fragmentos de estromatolitos e de laminitos. Em alguns intervalos da porção inferior da Sequência Balbuena IV, os ciclos básicos são mais claramente definidos devido à intercalação dos litotipos carbonáticos anteriormente citados com pacotes de marga (MGR) e/ou wackestones (WCK). Estes pacotes de sedimentos finos variam entre 20 e 50 cm de espessura e podem ser observados na figura 8.3 entre os conjuntos guias “colchete” e “intermediário”. Porém, nesta porção inferior da Sequência Balbuena IV, os ciclos básicos nem sempre irão apresentar os pacotes de sedimentos finos basais, que poderão estar ausentes.

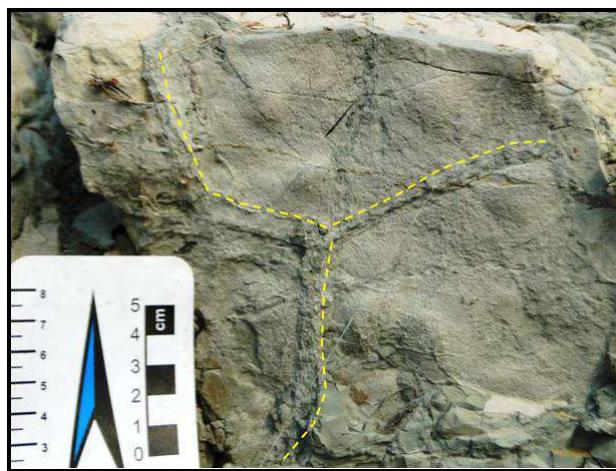


Figura 8.8 – Gretas de ressecamento no topo de estromatolitos na porção inferior da Sequência Balbuena IV, em um dos ciclos dentro do intervalo guia “intermediário” (afloramento Punta de Isla).

A porção superior da Sequência Balbuena IV inicia-se a partir do Marco “Maradona” e termina no topo do intervalo carbonático denominado de “Beira Mar”,

o qual representa a discordância regional reconhecida por Hernández *et al.* (1999) e que separa a Supersequência Balbuena da Supersequência Santa Bárbara.

Dois conjuntos guias foram individualizados na porção superior: “3 Marias” (formado por 3 pacotes carbonáticos) e o conjunto “Beiras” (composto por 4 ou 5 pacotes carbonáticos) (Figura 8.3). É possível identificar nesta porção, de forma muito clara a mesma ciclicidade, que aqui é marcada sempre pela intercalação de rochas pelíticas (ARG, LAM, MRG) e carbonáticas (MUD, WCK, PCK) com rochas formadas predominantemente por grainstones oncolíticos/oolíticos (GST), laminitos (LMT) e estromatolitos (ETR). Em alguns casos o GST da base do ciclo pode estar substituído por rudstone (RUD). A espessura destes ciclos varia entre 1,5 a 3,5m (Figura 8.7). Da mesma forma que na porção inferior da Sequência Balbuena IV - porém menos frequentes - feições de exposição podem ocorrer no topo dos estromatolitos (Figura 8.9).



Figura 8.9 – Gretas de ressecamento no topo de estromatolitos na porção superior da Sequência Balbuena IV da camada guia “Beira Rio” (Afloramento Viñuales).

Como material interbioconstrução, os grainstones oncolíticos/oolíticos e os rudstones constituem o principal sedimento a preencher estes espaços. Porém, o interbioconstrução pode também ser constituído por rudstones, laminitos e, muito mais raramente, por wackestones (Figura 8.10). Este material entre os corpos

estromatolíticos, da mesma forma que na porção inferior, colmata e aplaina o topo dos ciclos básicos. Por fim, recobrindo os ciclos ocorre uma fina camada de rudstone, sempre rico em fragmentos de estromatolitos e de laminitos (Figura 8.11).

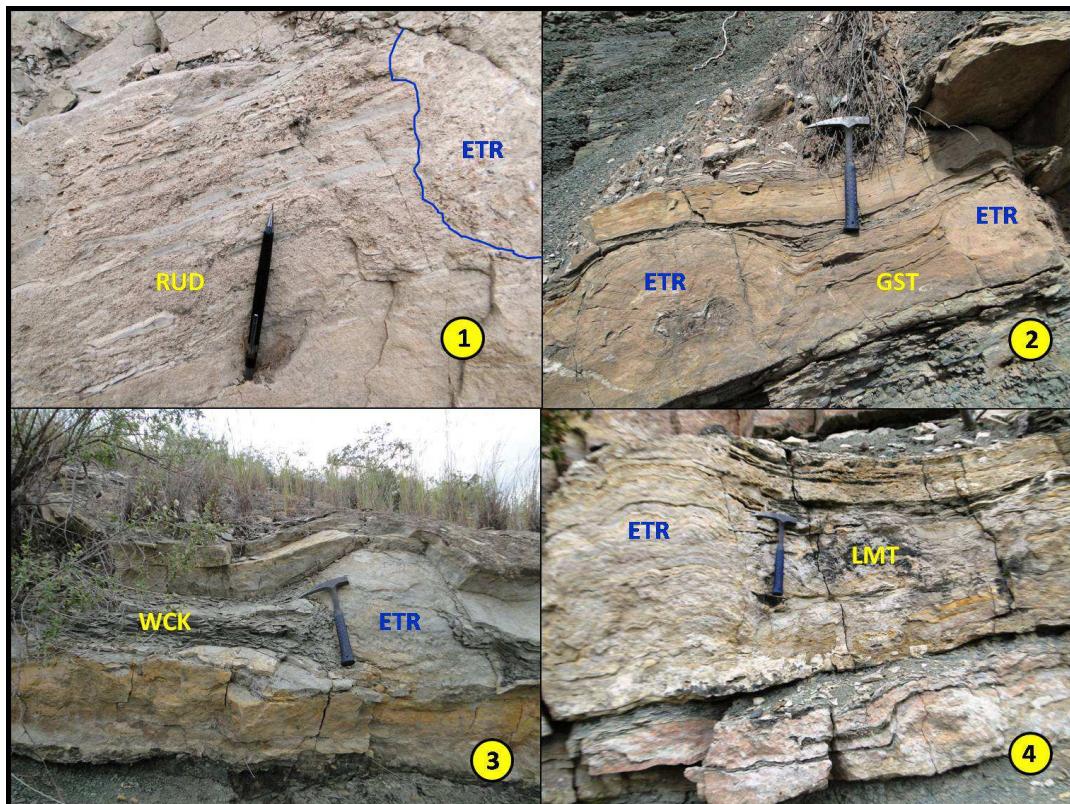


Figura 8.10 – Exemplo na porção superior da Sequência Balbuena IV do material interbioconstrução que preenche os espaços entre os corpos estromatolíticos: 1 – rudstone (RUD) rico em fragmentos de laminitos; 2 – grainstone (GST) oncolítico/oolítico; 3 – wackestone e 4 – laminito. Fotos: 1 e 2 – afloramento Dique Compensador; 3 – afloramento Viñuales e 4 – afloramento Lomito.



Figura 8.11 – Rudstones (textura mais grossa na porção centro-superior da foto) sobre uma camada de laminitos (textura laminada na base da camada). As setas amarelas indicam alguns fragmentos de laminito e estromatolitos observados nesta fácie.

8.2 Relações estratigráficas dos grainstones

Os grainstones (GST) são os litotipos mais comuns encontrados na porção inferior da Sequência Balbuena IV. Mesmo na porção superior desta sequência, constituem a segunda rocha mais descrita em meio às fácies carbonáticas, sendo superadas apenas pelos estromatolitos. Em termos gerais, os grainstones mais frequentes são oncolíticos/oolíticos. A ocorrência de fragmentos de laminitos/mudstones e mesmo de estromatolitos em meio às camadas de GST é também comum.

Porém, apesar de a composição em termos gerais ser muito homogênea, as relações estratigráficas dos grainstones relativas à sua posição nos ciclos básicos permite inferir sobre três famílias distintas deste litotipo.

A primeira família é constituída pelos grainstones da base (GST_b) dos ciclos (Figura 8.12 – nº 1) e que formam corpos mais contínuos horizontalmente, com base plana e topes frequentemente ondulados. Apresentam aspecto maciço ou com estratificação cruzada de baixo ângulo. Representam o primeiro registro da sedimentação dos ciclos carbonáticos e seriam formados em um ambiente de maior energia e com atuação de ondas, evidenciado pelas marcas onduladas no topo de suas camadas.

A segunda família de grainstones apresenta uma relação estratigráfica sincronismo com os corpos estromatolíticos (Figura 8.12 – nº 2). Estes grainstones (GST_s) formam um material interbioconstrução que se interdigita lateralmente com os níveis de crescimento dos estromatolitos (ETR), mostrando uma contemporaneidade clara com o desenvolvimento microbiano dos ETRs e promovendo a comunicação efetiva direta entre estes corpos.

Por fim, a terceira família de grainstones (GST_p) é distinguida pela relação discordante em forma de *onlap* contra as bordas dos corpos estromatolíticos (Figura 8.12 – nº 3), demonstrando uma clara deposição pós-crescimento dos ETRs. Além disso, o GST_p tende a preencher todo o espaço interbioconstrução residual e, em alguns casos, chega a recobrir os estromatolitos. Ao final, o GST_p colmata os ciclos básicos, peneplanizando o topo destes e tornando-os praticamente tabulares.

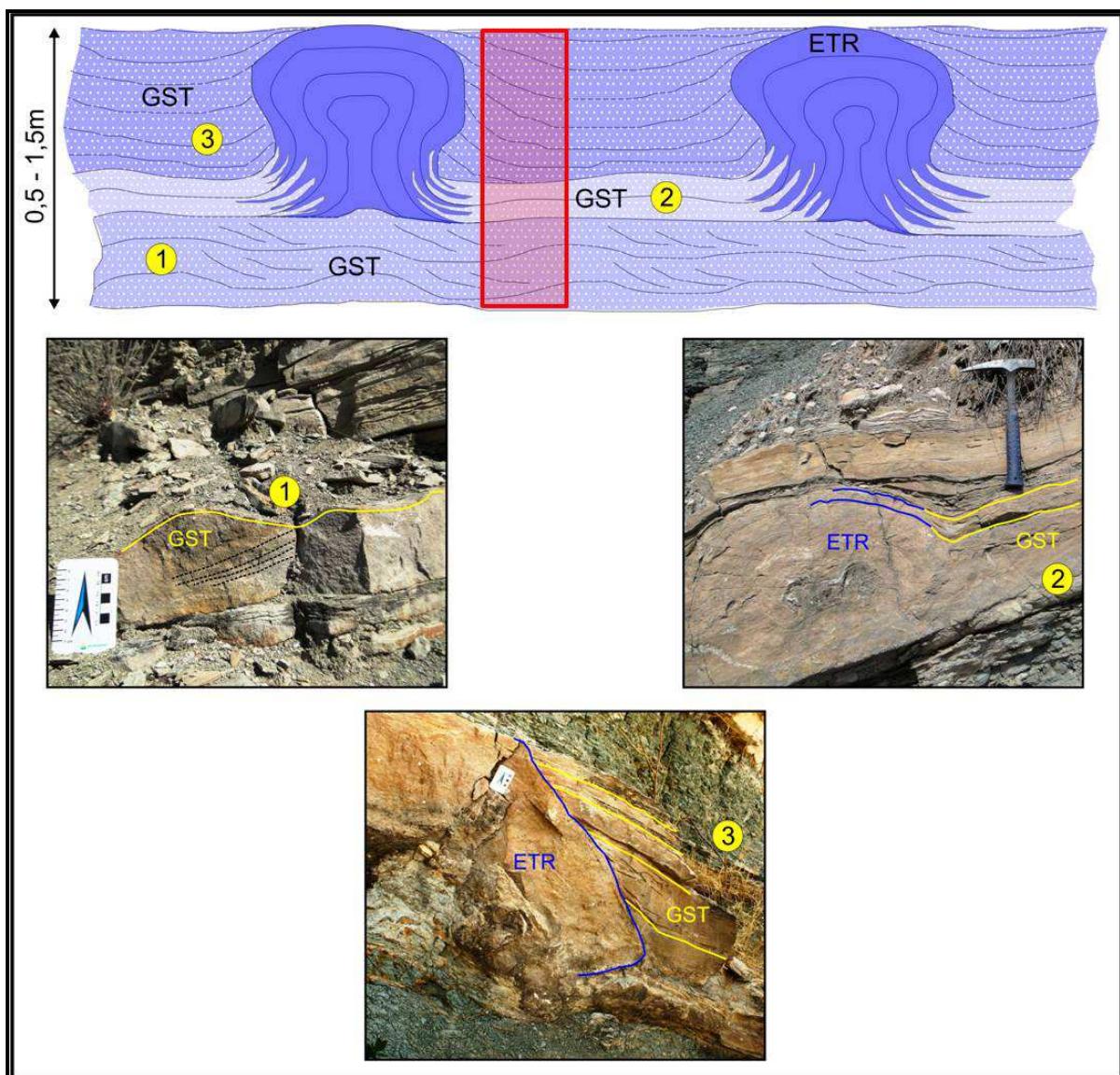


Figura 8.12 – Esquema representando as famílias de grainstones identificadas pela relação estratigráfica nos ciclos básicos: 1 – grainstone da base de ciclo (GST_b) com topo ondulado e estratificação cruzada de baixo ângulo (linhas pretas pontilhadas), encontrado no afloramento Ablomé; 2 – grainstone interbioconstrução sin-crescimento estromatolítico (GST_s) observado no afloramento Dique Compensador; 3 – grainstone interbioconstrução pós-crescimento estromatolítico (GST_p) presente no afloramento Cedamavi. O retângulo vermelho representa a situação onde os diferentes tipos de grainstones encontram-se empilhados sem a presença de corpos estromatolíticos.

Os grainstones da terceira família (GST_p) foram também formados em condições de lâmina d'água mais rasa que os grainstones da base, uma vez que encontram-se colmatando estruturas estromatolíticas com feições de exposição claras (gretas de ressecamento, brechas carbonáticas ou carstes). Note-se que estes estromatolitos já estão nucleados e fixados sobre o GST_b .

Embora as três famílias sejam facilmente distinguidas por suas relações estratigráficas nos ciclos básicos, nem sempre podem ser individualizadas quando os ciclos carbonáticos não apresentam estas relações tão claras. Esta situação ocorre, por exemplo, quando as camadas de GST_b , GST_s e GST_p encontram-se sobrepostas sem a presença de estruturas estromatolíticas (Figura 8.12 – retângulo vermelho). Para tanto, será necessário futuramente um estudo mais detalhado sobre a gênese, deposição e composição destes litotipos, de forma que os grainstones também possam ser distinguidos por critérios petrográficos e petrológicos inerentes a cada uma das famílias a que pertencem.

8.3 Fácies x posicionamento estratigráfico x paleobatimetria do lago

Os ciclos básicos que compõem a Sequência Balbuena IV são frequentemente coroados pelas feições de exposição sobre as fácies estromatolíticas ou pelo topo dos laminitos do interbioconstrução. Na área estudada não foi observada em nenhum afloramento a ausência total ou parcial de ciclos por fatores erosivos. Apesar de as fácies de retrabalhamento (representadas pelos rudstones (RUD) compostos por oncolitos/oolitos e fragmentos de estromatolitos/laminitos) ocorrerem recobrindo o topo peneplanizado dos ciclos básicos - inclusive no interbioconstrução - não foram observadas estruturas erosivas de grande expressão que permitisse a

ausência de seção de um ciclo básico. Os fragmentos microbianos encontrados no rudstone foram provavelmente originados pela atuação de correntes e ondas no lago sobre pequenas partes proeminentes nos estromatolitos (Figura 8.13) e nas esteiras microbianas.

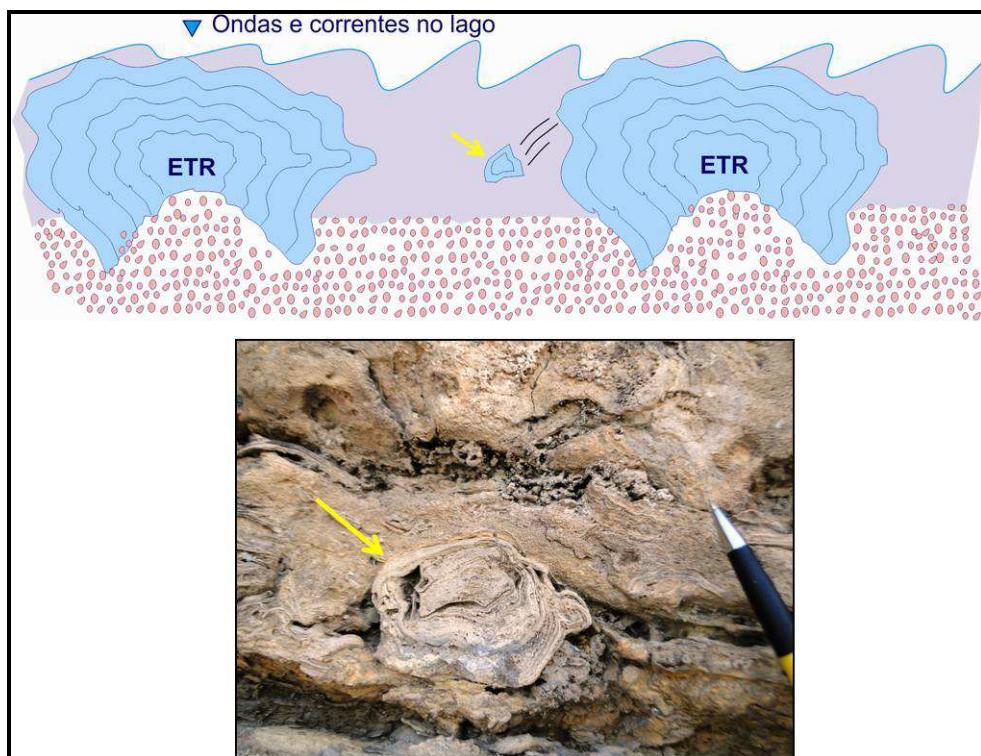


Figura 8.13 – Representação do processo de fragmentação mecânica devido a atuação de correntes e ondas no lago sobre partes mais proeminentes de estromatolitos (ETR). Os fragmentos originados (seta amarela) por este processo são comumente encontrados nos rudstones (RUD) da área estudada. Foto do topo da seção Balbuena IV no afloramento Cedamavi.

A presença de fragmentos estromatolíticos em meio ao rudstone indica que os estromatolitos eram formados na zona de atuação da base das ondas no lago. Outro aspecto que permite especular-se sobre a paleobatimetria do ambiente deposicional da Sequência Balbuena IV refere-se à geometria externa dos grainstones e às fácies a que se associam. Os grainstones de base de ciclo (GST_b) apresentam-se em sua geometria externa como grandes bancos com tops normalmente ondulados, às vezes convexo, evidenciando a influência de ondas durante a deposição e formação destes corpos. Por outro lado, as fácies de topo

dos ciclos - representadas pelos estromatolitos e/ou laminitos crenulados - apresentam normalmente brechas, gretas de ressecamento ou mesmo carste, conformando uma superfície peneplanizada, demonstrando assim a completa exposição destas fácies.

A geometria dos estromatolitos, bem como a espessura das camadas formadas por estas estruturas, permite inferir sobre a acomodação disponível no paleoambiente deposicional.

Cabe aqui destacar que o conceito de acomodação utilizado no presente estudo é uma adaptação da acomodação *sensu strictu* definida por Jervey (1988). Este pesquisador definiu a acomodação como o espaço disponível para a sedimentação levando em consideração uma variação relativa do nível de base. Esta variação relativa combina os efeitos do clima, do tectonismo e da variação do nível do mar. Contudo, no presente estudo, tomando-se em consideração o contexto tectônico da bacia sag (subsidiência constante e contínua) (PROSSER, 1993, ARMITAGE e ALLEN, 2010) e o tempo envolvido na formação dos ciclos de alta frequência (discutidos mais a frente), a acomodação irá se referir a uma variação absoluta da lâmina d'água no lago, ou seja, ao espaço residual que é efeito das variações do nível do lençol freático e da sedimentação (extra-basinal/inter-bacinal).

O crescimento das estruturas microbianas também depende de condições específicas de luminosidade, temperatura e salinidade. Variações nestes fatores implicam em modificações morfológicas e na velocidade de crescimento destes organismos (JONE e DESROCHERS, 1992; NOFFKE *et al.*, 2003; JAHNERT e COLLINS, 2011). Considerando a temperatura média constante na água, os ETRs tenderão a acompanhar as variações de lâmina d'água (que implica no deslocamento do ponto ótimo de luminosidade para o crescimento microbiano). Este

processo foi bem definido por Jone e Desrochers (1992) observando o registro de carbonatos em plataformas marinhas rasas. Estes pesquisadores notaram um padrão típico de “*catch-up*” onde as estruturas carbonáticas, como os corais e estromatolitos, tendem a acompanhar a taxa de subida do nível do mar buscando sempre crescerem a partir do nível ótimo de luminosidade para cima.

Nos ciclos básicos analisados, principalmente na porção inferior da Sequência Balbuena IV, o padrão geométrico nos estromatolitos observados evidencia que, em direção ao topo do ciclo, estas estruturas passam de dômicas para colchetes, terminando em ETRs de baixa curvatura (Figura 8.14).

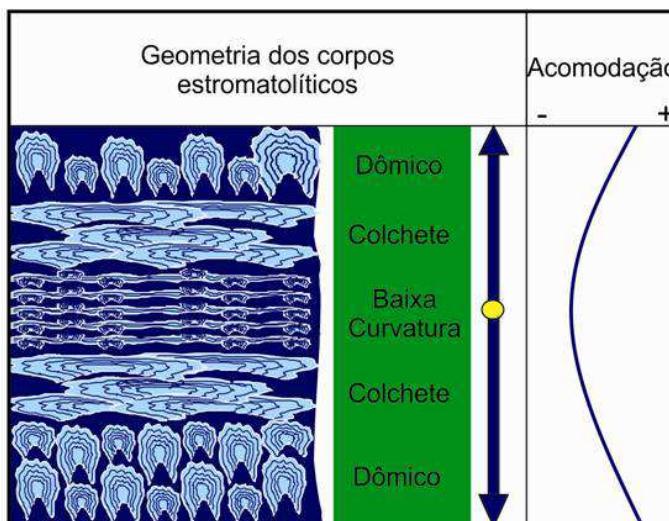


Figura 8.14 – Esquema mostrando a variação de morfologia dos estromatolitos de acordo com a acomodação resultante da conjugação, em uma vertical, da taxa de crescimento microbiano e da taxa de diminuição do nível absoluto do lago.

Adaptando os conceitos de “*catch up*” (JONE e DESROCHERS, 1992) para um ambiente lacustre “*balanced fill*” - onde os carbonatos microbianos cresceriam em direção ao topo da lâmina d’água, enquanto esta diminuiria gradativamente - pode-se dizer que este padrão demonstra claramente uma redução no espaço vertical disponível para o crescimento microbiano devido à diminuição do nível absoluto do lago. Esta diminuição na acomodação vertical forçaria o crescimento lateral das colônias microbianas em direção ao centro da bacia. Assim, a acomodação dos

sedimentos carbonáticos no lago diminuiria tanto devido à velocidade de crescimento microbiano quanto à taxa de queda do nível absoluto do lago até o ponto em que o nível d'água se encontrasse com o topo dos estromatolitos, quando se formariam as feições de exposição observadas. Além disso, a variação na morfologia dos ETRs pode também estar associada às variações de salinidade na água do lago à medida que o corpo aquoso retraísse.

A variação de espessura das camadas carbonáticas estromatolíticas é outra forma de se inferir sobre a acomodação no lago. Uma gradativa diminuição na espessura das camadas estromatolíticas (*thinning upward*) demonstra a menor disponibilidade de espaço vertical disponível para o crescimento destas estruturas microbianas (Figura 8.15). De forma inversa, um espessamento gradativo das camadas de estromatolitos (*thickening upward*) é indicativo de um aumento gradual na acomodação no lago.

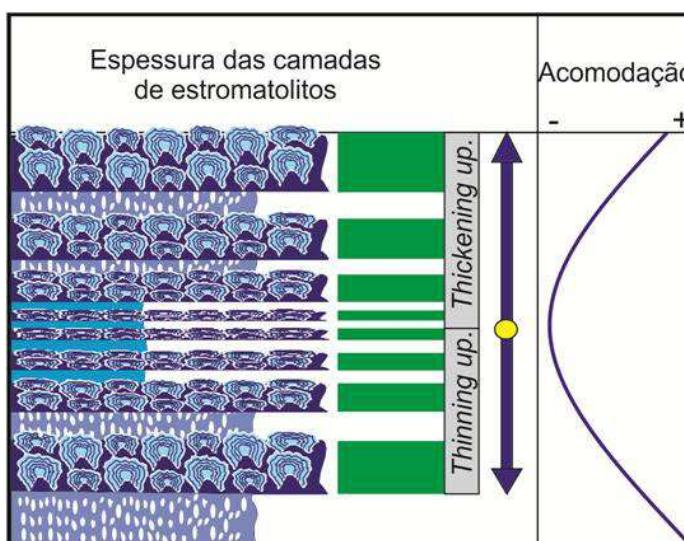


Figura 8.15 – Esquema mostrando a relação entre a variação de espessura das camadas de estromatolitos e a curva de acomodação no lago.

Quanto aos laminitos, existe um consenso de que os laminitos crenulados (LMC) têm uma gênese tipicamente microbiana (TERRA *et al.*, 2010). Na área estudada, os LMCs ocorrem normalmente como depósitos interbioconstrução ou,

em alguns casos, recobrindo os ETRs. Quando estão próximos ao topo dos ciclos, os laminitos crenulados apresentam feições de exposição, principalmente gretas de ressecamento. Com menos frequência, os LMCs podem ocorrer como substrato para os estromatolitos se desenvolverem, e, neste caso, não apresentam feições de exposição.

Por outro lado, os laminitos lisos (LML) ainda geram controvérsias sobre sua gênese como sendo biológica ou simplesmente formados por precipitação química. Além disso, feições de exposição não são comumente encontradas nestas rochas. Os LMLs estão posicionados verticalmente entre os grainstones da base (GST_b) e os estromatolitos/laminitos crenulados (Figura 8.16). Em termos de paleobatimetria, o LML pode ser analisado conforme suas relações estratigráficas com as demais fácies carbonáticas no ciclo básico. O intervalo “colchetes” (Figura 8.16) ilustra bem estas relações, conforme descrito a seguir.

Acima do grainstone da base (GST_b) o laminito liso ocorre intercalado com camadas de grainstones que vão gradativamente diminuindo em frequência até o início do aparecimento dos primeiros níveis delgados (espessura centimétrica) de estromatolitos. Estes níveis vão aumentando em frequência até o ponto em que são observados os estromatolitos dônicos que passam a uma geometria em “colchetes” no topo do ciclo. O desaparecimento gradual dos níveis de grainstones e o surgimento dos níveis de estromatolitos em meio ao LML sugerem que o laminito liso foi formado em condições de lâmina d’água mais rasa que os grainstones da base e mais profunda que os estromatolitos.

Em relação à paleobatimetria em que as fácies carbonáticas foram formadas, pode-se inferir, pela relação estratigráfica dos litotipos no ciclo básico, que os grainstones da base (GST_b) foram depositados em uma lâmina d’água mais

profunda que os laminitos lisos.

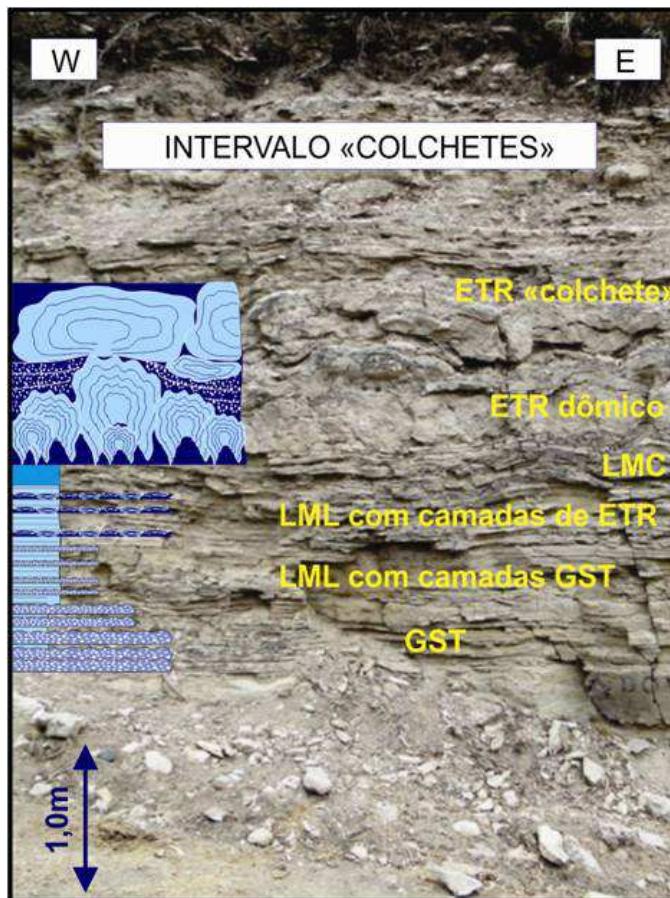


Figura 8.16 – Perfil esquemático em parte do intervalo “colchetes” na porção inferior da Sequência Balbuena IV, afloramento Lomito. Notar a relação estratigráfica das fácies LMC e LML no ciclo representado.

Enquanto isso, as fácies estromatolíticas (que podem se iniciar pelos LMCs) seriam geradas em uma lâmina d’água mais rasa que os LML. Em relação aos grainstones pós-crescimento (GST_p), uma hipótese é que os grãos oncolíticos e oolíticos que compõem este litotipo tivessem sua gênese como grainstones sincrescimento (GST_s) sendo formados entre o interbioconstrução. Contudo a energia das ondas e correntes transportaria estes grãos para porções mais rasas atrás das estruturas estromatolíticas. Esta relação de depósitos rasos pode ser visualizada no afloramento da Canteira La Merced (Figura 8.17), onde os grainstones ocorrem associados a estruturas do tipo MISS (NOFFKE *et al.*, 2001; NOFFKE, 2002), indicando um ambiente com lâmina d’água rasa (NOFFKE, 2007).

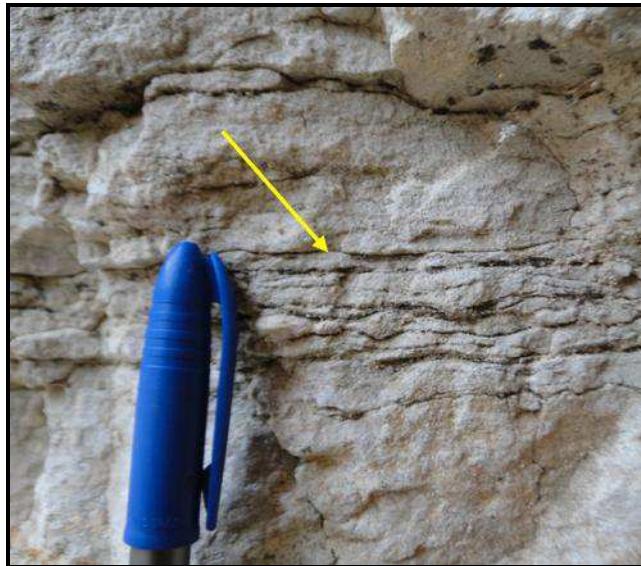


Figura 8.17 – Estruturas do tipo “MISS” encontradas nos grainstones oncolíticos/oolíticos no afloramento da Cantera La Merced. A seta amarela indica os paleofilmes das esteiras microbianas.

À medida que ocorria o raseamento do lago, os GST_ps migrariam, por transporte lateral, em direção às posições antes ocupadas pelas fácies estromatolíticas. Com isto, os grainstones ocupariam o espaço interbioconstrução e aplinando o topo dos ciclos carbonáticos.

8.4 Modelo deposicional

A Sequência Balbuena IV foi depositada em um ambiente tipicamente lacustre, como discutido no capítulo 6 deste trabalho. Pelas características observadas no registro estratigráfico desta sequência, o lago pode ser classificado como sendo do tipo “*balanced fill*”.

A profundidade da lâmina d’água durante a deposição das fácies observadas na Sequência Balbuena IV pode ser inferida a partir das isópacas dos ciclos básicos. Estes ciclos, na porção superior, variam de espessuras entre 1,5 e 3,5m. Mesmo considerando-se as taxas de compactação dos intervalos de sedimentos “finos”, algumas fácies proporcionam uma indicação paleobatimétrica. Grainstones

oolíticos são formados, em ambientes marinhos, em profundidades menores ou iguais a 5m (DRAVIS, 1983), onde existe energia suficiente para a atuação das correntes oscilatórias. Adaptando as observações de Dravis (1983), e trazendo o mesmo perfil energético para o ambiente lacustre, a presença de oolitos nos grainstones oncolíticos/oolíticos observados nos ciclos da Sequência Balbuena IV sugere que a profundidade máxima de água disponível no lago para a formação das fácies carbonáticas estava em torno dos 5m. Os GST_b constituem a primeira fácie carbonática acima dos intervalos de sedimentos “finos”. Portanto, os sedimentos siliciclásticos presentes nos ciclos básicos foram depositados em lâmina d’água superior a 5m. Adaptando as taxas de compactação de solos, obtidas por ensaios de laboratório (e.g. DIAS JUNIOR e ESTANISLAU, 1999), pode-se inferir uma compactação aproximada variando entre 35% e 55% do volume original para argilitos úmidos para secos. Assim, com base nas espessuras dos intervalos pelíticos na região estudada, supõe-se que a lâmina d’água - durante a deposição dos sedimentos siliciclásticos mais espessos – teria uma variação entre 10 e 15m.

A dinâmica do lago não segue os mesmos padrões deposicionais observados nos sistemas marinhos siliciclásticos (*downstream control*) e que foram utilizados na construção dos conceitos da estratigrafia sequencial clássica, conforme sintetizados por Catuneanu (2006). Lagos são sistemas controlados principalmente por fatores climáticos (*upstream control*) (ABELS *et al.*, 2009), os quais influenciam diretamente na acomodação. Estes fatores são principalmente a precipitação pluviométrica e a evaporação. Períodos com altas taxas de precipitação pluviométrica (períodos úmidos) permitem a elevação do nível freático e, por consequência, da lâmina d’água no lago. Além disso, a entrada de água no lago através dos rios que deságuam na bacia é o principal mecanismo de aporte siliciclástico nestes sistemas

(BOHACS *et al.*, 2000), com os finos espalhando-se e decantando-se em setores do lago mais distantes no sentido *strike* e *dip* das áreas de aporte.

Por outro lado, em períodos em que a taxa de chuvas é superada pela taxa de evaporação (períodos de seca), a água das chuvas não é suficiente para manter o nível freático e, por consequência, o nível do lago tende a rebaixar gradativamente. Apesar de ocorrerem chuvas, a água que chega ao solo logo é infiltrada. Com isso, a taxa de infiltração aumenta a tal ponto que os rios tornam-se cada vez mais intermitentes e, desta forma, o aporte sedimentar para dentro do lago será também menor.

Períodos de umidade no lago turvam a água devido ao aporte de argilas para dentro do corpo aquoso. Enquanto os sedimentos mais grossos são depositados nas bordas (arenitos grossos, arenitos conglomeráticos), o centro do lago recebe apenas sedimentos argilosos (BOHACS *et al.*, 2000), que avançam lago adentro por meio de plumas hipopicnais até decantarem no fundo da bacia. Quanto mais distal se estiver da borda do lago, menor será o volume de sedimentos siliciclásticos arenosos que se depositarão. Períodos de umidade são propícios para o desenvolvimento de organismos pastadores, tais como os gastrópodes. A água turva inibe que organismos como cianobactérias promovam a fotossíntese, impedindo que ocorra o desenvolvimento de estruturas carbonáticas microbianas, tais como os estromatolitos, os laminitos e os grainstones oncolíticos. Também, a existência de predadores (e.g. gastrópodes que “pastam” os organismos microbianos) inibe a formação dos microbialitos calcários.

No caso da Sub-bacia de Metán-Alemania, especificamente durante a deposição da Sequência Balbuena IV, os períodos de umidade do lago estão registrados pelos intervalos de sedimentos “finos”, compostos pelos argilitos (ARG),

lamitos (LAM), margas (MGR) e/ou wackestones (WCK) com mudstone (MUD) subordinado. Estes depósitos são claramente observados na região do Dique Cabra Corral (Figura 8.18).

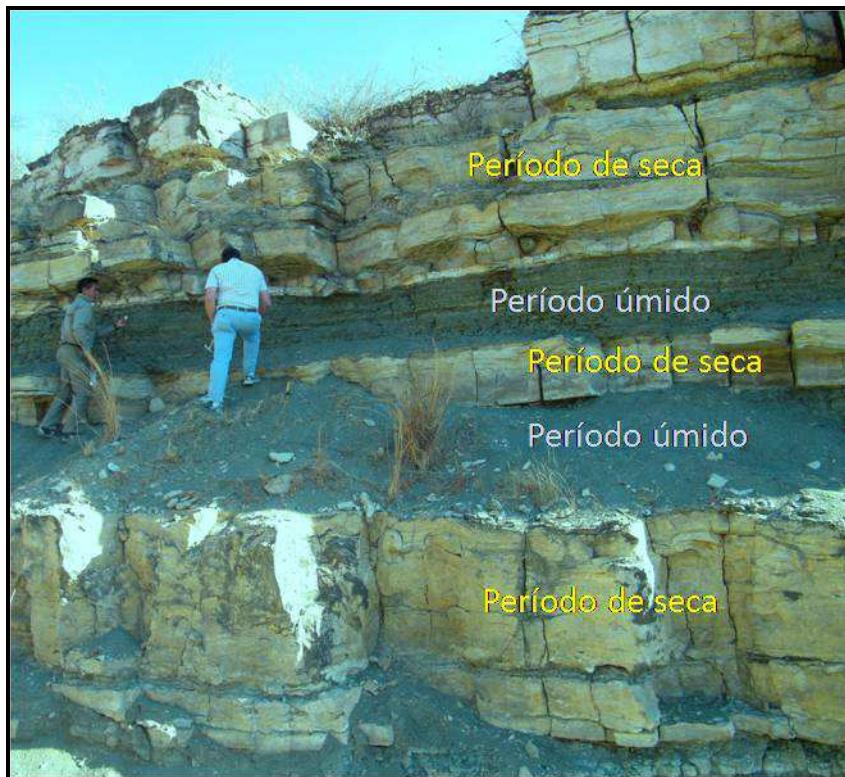


Figura 8.18 – Períodos úmidos e de seca visualizados na porção superior da Sequência Balbuena IV no afloramento Gauchito Gil.

Contemporaneamente à deposição dos sedimentos “finos” na região mais central, a borda oeste/sudoeste da Sub-bacia de Metán-Alemania - onde encontra-se a região da cidade de Cachi - recebia o aporte de arenitos e arenitos conglomeráticos que se depositavam por meio de deltas em uma lâmina d’água rasa (evidenciada pela compensação lateral das barras arenosas) (Figura 8.19).

Paleoaltos herdados de estruturas da fase rifte da bacia, como o Umbral de Guachipas (Figura 3.3), poderiam influenciar o limite da deposição dos arenitos, formando uma espécie de barreira que impediu que as areias siliciclásticas chegassesem até porções mais centrais do paleo-lago (correlações inferidas a partir das observações de Hernández *et al.*, 1999).



Figura 8.19 – Depósitos arenosos observados na borda oeste/sudoeste da Sub-bacia de Metán-Alemania, região da cidade de Cachi.

Contudo, no centro da sub-bacia, raros exemplos de arenito quartzo-felspático micáceo, de granulometria fina a muito fina, podem ser observados esporadicamente em meio aos pacotes pelíticos. Isto evidencia que em alguns períodos, onde a taxa de chuvas era mais elevada, havia a chegada de areias até porções mais distais à borda do lago onde ocorria o aporte de siliciclástico (Figura 8.20).

Fósseis de vegetais superiores (Figura 8.21) foram observados no topo do intervalo pelítico que forma a base da camada guia “Beira Rio”, no afloramento Viñuales. Estes fósseis demonstram que havia o desenvolvimento de vegetação na borda do paleolago na fase de maior umidade durante a deposição da Sequência Balbuena IV. Fragmentos destes vegetais seriam transportados flutuando na lâmina d’água até afundarem em regiões mais centrais da bacia.

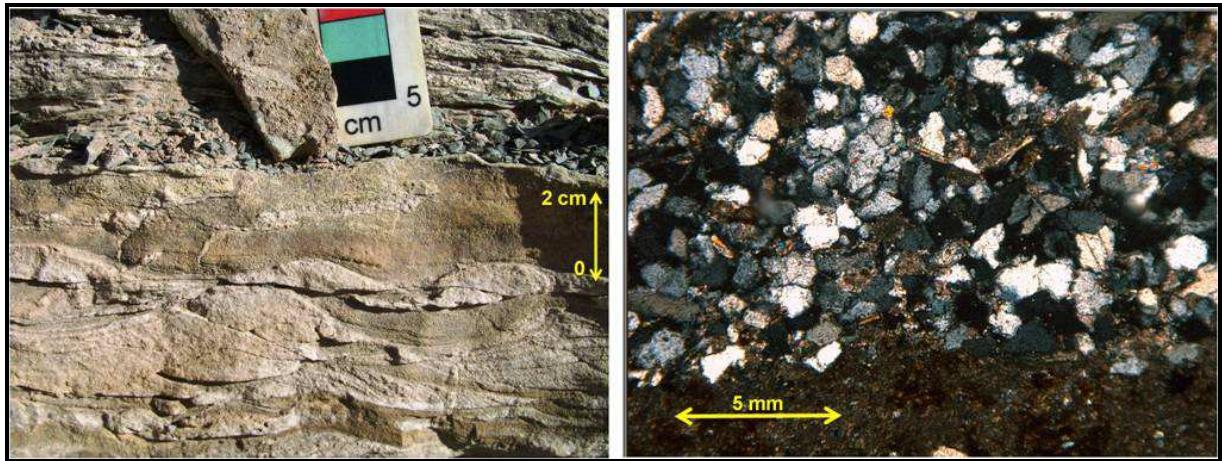


Figura 8.20 – Estruturas semelhantes a wavys compostas por areia fina arcoseana rica em micas (muscovita). Estas estruturas são observadas no intervalo pelítico entre os pacotes carbonáticos guias “Beira Lago” e “Filhote” no afloramento Dique Compensador. Foto da direita: imagem microscópica do arenito (luz polarizada).



Figura 8.21 – Fósseis de fragmentos de vegetal superior encontrados no topo do pacote pelítico e base do intervalo carbonático “Beira Rio” (afloramento Viñuales).

A figura 8.22 apresenta o blocodiagrama esquemático para o ambiente deposicional durante um período de umidade de um ciclo básico da porção superior da Sequência Balbuena IV. Este esquema representa o período de expansão do lago, quando a lâmina d’água estaria em constante elevação até que o nível atingisse o vertedouro da bacia de deposição ou a taxa de evaporação suplantasse a taxa de precipitação pluviométrica.

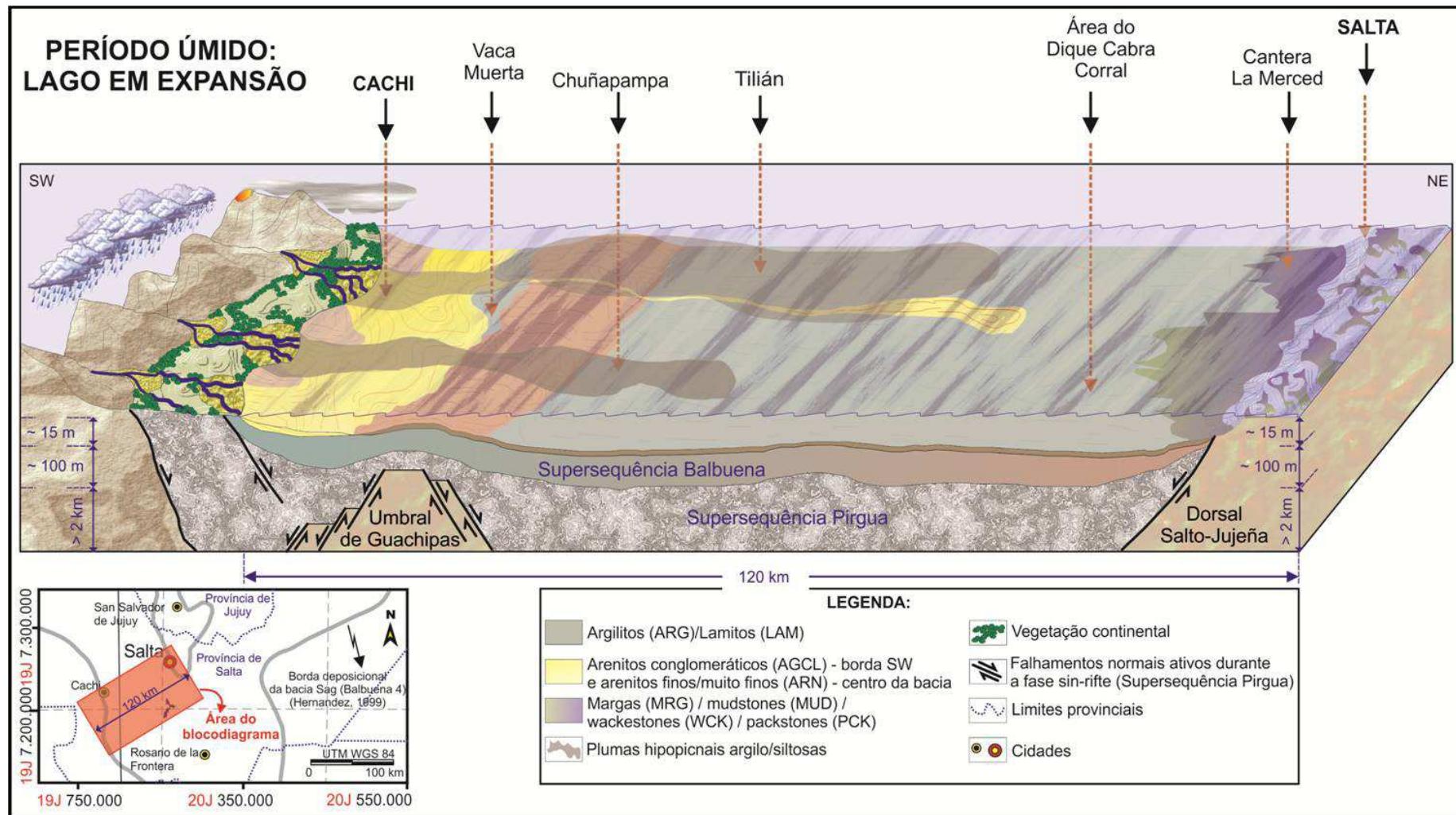


Figura 8.22 – Blocodiagrama representando o momento de deposição dos sedimentos durante um período úmido onde o corpo d’água encontrava-se em plena expansão.

Os períodos de seca no lago seriam marcados pela gradativa diminuição do aporte de sedimentos para dentro do corpo aquoso. Como a taxa de evaporação supera a taxa de precipitação, processos de infiltração da água no solo tornaram-se mais efetivos, diminuindo o fluxo de água dos rios mesmo durante as chuvas. À medida que mais água infiltrava ou evaporava, o balanço hídrico entre precipitação pluviométrica e evaporação ($Pr - Ev$) tornava-se negativo e o nível do lago seria rebaixado gradativamente. Esse rebaixamento geraria a retração do lago, expondo gradualmente suas bordas. À medida que a taxa de queda do nível do lago avançava, mesmo depósitos que antes encontravam-se em porções mais distais da borda, durante o período de umidade, seriam expostos. Porém, conforme descrito por Bohacs *et al.* (2000), é durante os períodos de seca dos lagos tipo “*ballanced fill*” que ocorre o desenvolvimento da fábrica microbiana carbonática.

O desenvolvimento dos carbonatos de origem microbiana somente foi possível pois a água do lago tornou-se cada vez mais limpa à medida que a taxa de precipitação pluviométrica diminuía e a de evaporação aumentava. Os sedimentos que ainda entravam através dos rios intermitentes seriam depositados mais próximos à borda. Além disso, o volume de sedimentos tornar-se-ia cada vez menor, ao ponto que não mais conseguiram turvar a água em todo o corpo aquoso, favorecendo o processo fotossintético de organismos como cianobactérias.

Com a retração, as condições de salinidade e geoquímica da água tornaram-se mais estressantes. Este estresse ambiental provocaria a redução da população de organismos como os gastrópodes. Assim, a menor presença destes organismos permitiria o maior crescimento dos carbonatos microbianos.

Na retração do lago, as fácies siliciclásticas da borda do lago eram expostas, sendo formados paleossolos no topo dos intervalos arenosos. Enquanto isto, nas

porções submersas do lago, a fábrica carbonática se desenvolveria segundo o perfil batimétrico discutido no tópico 8.3 deste capítulo. À medida que o lago retraía as fácies carbonáticas microbianas mais rasas (estromatolitos e laminitos crenulados) progrediam em direção ao centro do lago sobre as fácies carbonáticas mais profundas (grainstones da base e laminitos lisos). Isto provocaria a exposição das fácies carbonáticas antes imersas na margem rasa do lago. Gretas de ressecamento, brechas carbonáticas e mesmo carste (Figura 8.23) seriam, então, gerados no topo dos ciclos carbonáticos na posição do lago onde a lâmina d'água retraísse completamente, demonstrando que o espaço de acomodação nessa posição atingiu seu ponto mínimo.



Figura 8.23 – Paleokarste epigênico (indicado pela linha amarela pontilhada) desenvolvido entre os corpos estromatolíticos na camada guia “Beira Lago” no afloramento Ensenada Guachipas Norte.

A figura 8.24 apresenta o blocodiagrama esquemático para o ambiente deposicional durante um período de seca de um ciclo básico. Este esquema representa o período de retração do lago, quando o nível da lâmina d'água estaria em constante queda até que atingisse o topo da fábrica microbiana, a qual estaria em franco processo de “*catch up*”.

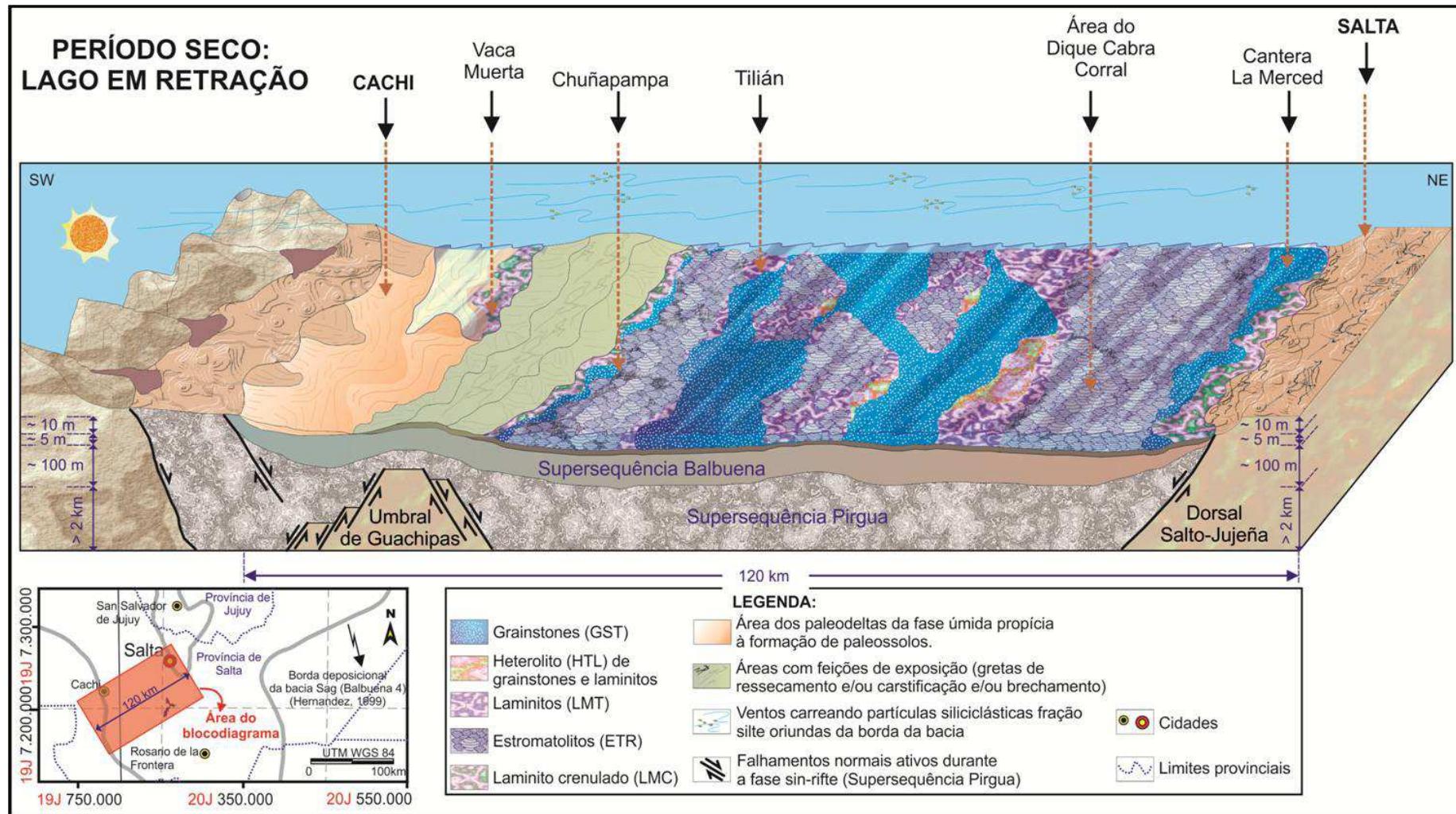


Figura 8.24 – Blocodiagrama representando o momento de crescimento da fábrica carbonática microbiana no lago durante um período de seca, onde o corpo d'água encontrava-se em retração.

Cabe ressaltar que, em todas as fácies de grainstones, laminitos e estromatolitos observadas em campo, há ocorrência subordinada de partículas siliciclásticas (composta principalmente por quartzo e feldspato) tamanho silte, sempre descritas nas lâminas delgadas destes litotipos. Estas partículas provavelmente foram transportadas para dentro da bacia através de correntes de vento que varriam as bordas expostas do lago e carreavam o sedimento fino que era depositado no fundo do lago sobre as fácies carbonáticas que estariam sendo formadas no momento.

Por fim, após o momento em que toda a lâmina d'água secasse e as fácies carbonáticas fossem completamente expostas na porção mais central do lago, haveria um período de não deposição até que novo ciclo fosse iniciado pelo retorno das chuvas abundantes. Este novo período de umidade estaria registrado pela delgada camada de rudstone que recobre os microbialitos do ciclo anterior. A ocorrência deste rudstone registra o momento em que a lâmina d'água começa a subir retrabalhando o substrato já consolidado. O registro de retrabalhamento corresponderia, no ordenamento da estratigrafia de sequências clássica, a uma espécie de “superfície de ravinamento” (Catuneanu, 2006) associada a um “*lag* transgressor”.

Também é possível que no momento em que se iniciasse a subida do nível do lago ocorreria o desenvolvimento de pequenas estruturas carbonáticas microbianas (laminitos e pequenos estromatolitos), enquanto a água não se tornava turva o bastante para impedir seu crescimento. Estes carbonatos microbianos estariam sendo constantemente retrabalhados pelas ondas na lâmina d'água muito rasa, gerando parte do material encontrado nos rudstones que recobrem o ciclo.

9 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA EM ALTA RESOLUÇÃO DA SEQUÊNCIA BALBUENA IV

9.1 Superfícies estratigráficas

Superfícies estratigráficas constituem um dos pilares para o entendimento da estratigrafia sequencial, cuja definição vem evoluindo ao longo das três últimas décadas de acordo com o aprimoramento de ferramentas utilizadas (e.g. melhor resolução sísmica, maior integração de dados geoquímicos e de datação, etc). As novas técnicas aplicadas possibilitaram o aprimoramento de conceitos que deram um caráter metodológico à estratigrafia de sequências, como sintetizado por Catuneanu (2006) em seu livro “*Principles of Sequence Stratigraphy*”.

As diversas superfícies estratigráficas definidas ao longo da evolução dos conceitos (e.g. Superfície de Máxima Regressão, Superfície de Ravinamento por Ondas, Superfície de Ravinamento por Maré, Superfície de Inundação Máxima) resultaram em polêmicas quanto à utilização de cada uma delas para definição, como exemplo, dos limites de sequências. Com isto, de acordo com o arcabouço estratigráfico onde foram definidas inicialmente, uma superfície ou outra tornava-se mais ou menos operacional. Surgiram diversas abordagens para a individualização dos ciclos deposicionais, o que gerou a definição, por exemplo, das sequências genéticas (GALLOWAY, 1989), sequências deposicionais (POSAMENTIER *et al.*, 1988), sequências T-R (EMBRY e JOHANNESSEN, 1992) e parassequências (VAN WAGONER, 1988). Porém Catuneanu *et al.* (2009, 2010) definiram uma metodologia independente que honrasse várias abordagens que superasse as diferenças (e.g. tipos de bacias) e permitisse uma padronização dos conceitos. Esta

padronização foi a chave para a formalização (Catuneanu *et al.*, 2011) e a homogeneização destes conceitos. Uma das contribuições da padronização foi o consenso de que uma sequência poderia ser limitada por duas superfícies estratigráficas quaisquer desde que estas tivessem a mesma gênese e, portanto, limitassem um ciclo sedimentar completo.

Embora os conceitos das superfícies estratigráficas tenham sido padronizados, a presente dissertação buscou outros conceitos que melhor se adaptassem à evolução de um sistema lacustre controlado principalmente pelo clima, de forma a caracterizar os ciclos em termos da estratigrafia de alta resolução. Essa diferença se faz necessária uma vez que ainda existem poucos trabalhos que abordam este tipo de análise em ambientes lacustres influenciados basicamente pela dinâmica climática.

Para a compreensão da ciclicidade presente na Sequência Balbuena IV, foi realizada a análise estratigráfica dos ciclos a partir da definição de superfícies estratigráficas que permitissem a rastreabilidade e previsibilidade das fácies e suas associações. As principais associações de fácies foram definidas a partir da observação das relações entre os litotipos descritos. Cinco associações foram identificadas (Quadro 9.1) na área estudada:

Quadro 9.1 – Associações de fácies observadas na área estudada. As fácies em parênteses indicam uma ocorrência subordinada.

| Associação de fácie | Fácie |
|--|---|
| Associação dos estromatolitos (A _E) | ETR ± GST _s ± LMC ± GST _p |
| Associação dos laminitos (A _L) | LML ± HTL ± (ETR) |
| Associação dos grainstones (A _G) | GST _b ± RUD |
| Associação de sedimentos “finos” (A _F) | ARG ± LAM ± MGR ± WCK ± MUD ± (PCK) |
| Associação de retrabalhamento (A _R) | RUD ± (ARN) |

De uma forma geral, o registro cíclico (ciclo básico/elementar) está ordenado, da base para o topo, seguindo as associações $A_R - A_F - A_G - A_L - A_E$. A organização destas associações no registro estratigráfico da Sequência Balbuena IV permite compreender o ordenamento lógico (topo e base de ciclo), mesmo que uma ou mais fácies (ou até mesmo toda uma associação de fácies) encontrem-se ausentes (Figura 9.1).

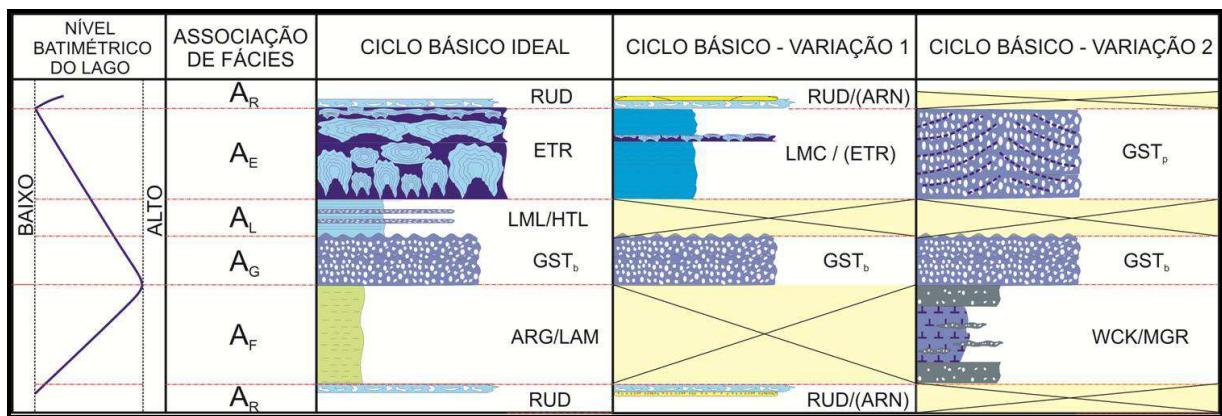


Figura 9.1 – Esquema mostrando variações dos ciclos básicos a partir do ciclo ideal, o qual apresenta todas as associações de fácies observadas. A variação 1 registra uma ausência das associações A_L e A_F , enquanto a variação 2 apresenta ausência das associações A_L e A_R . Notar também as variações faciológicas dentro de uma mesma associação de fácies. As diferenças entre as fácies em uma mesma associação, bem como a ausência completa de uma ou mais associações, não impedem a compreensão da organização lógica dos ciclos. As variações apresentadas podem ocorrer tanto no empilhamento de ciclos em um mesmo perfil vertical, quanto na continuidade lateral de um mesmo ciclo em diferentes perfis ao longo da área da bacia.

A lógica organizacional possibilita definir, em uma mesma seção vertical, posições ao longo do perfil estratigráfico que refletem variações e mudanças no regime climático sob o qual os ciclos elementares foram construídos. Estas alterações, que podem ocorrer de forma gradual ou abrupta, respondem no registro sedimentar com variações nas associações de fácies. A alternância de fácies neste registro (que possam ser distinguidas cicличamente e que possuam uma correlação areal ao longo de toda a bacia) irá definir superfícies estratigráficas importantes. Estas superfícies respondem como guias para a previsibilidade de ocorrência, acima ou abaixo delas, de uma associação de fácies específica.

A premissa básica para a interpretação destas superfícies é de que a bacia estudada era tipicamente lacustre do tipo “*balanced fill*”. Isto implica na existência de um **vertedouro** que controlaria o nível máximo que a água atingiria no lago. Embora não se tenha identificado a posição geográfica do vertedouro na bacia, a hipótese é que, da mesma forma que a Dorsal Salto-Jujeña (Figura 3.3), este tenha se situado em um local de subsidência diferencial mais baixa que a do restante da área. A existência deste vertedouro é crucial para a compreensão da dinâmica do lago e de seu preenchimento sedimentar.

Também é premissa que a porção estudada na Sub-bacia de Metán-Alemania teria tido, ao longo da deposição da Sequência Balbuena IV (final da fase *sag I*), uma **subsidência** praticamente **constante e contínua** (excetuando a região do vertedouro), conforme o adotado para bacias desta natureza (ARMITAGE e ALLEN, 2010; PROSSER, 1993).

A figura 9.2 busca ilustrar a interferência dos fatores que redundam na construção de um ciclo básico ideal da Sequência Balbuena IV - em uma posição mais central do lago - ao longo do tempo (eixo horizontal) e com referência ao nível freático/batimétrico (lâmina d’água) no lago (eixo vertical).

Para uma mesma posição estratigráfica vertical na bacia, partindo-se de um nível do lago inicial (N_0) no tempo T_0 , inicia-se o período onde a taxa de precipitação pluviométrica (∂Pr) torna-se maior que a taxa de evaporação (∂Ev). Este período corresponde ao “**PERÍODO ÚMIDO**”. Durante o início da fase úmida, no intervalo de tempo entre T_0 e T_2 , ocorre apenas a subida do nível freático dentro da coluna sedimentar depositada/formada (na posição analisada específica na bacia) referente ao ciclo anterior. Neste intervalo de tempo não existe lâmina d’água no lago e, portanto, não ocorre deposição de sedimentos (hiato deposicional). É importante

salientar que a subsidência absoluta relativa aos períodos de hiato deposicional [$(T_0$ a T_2) + (T_8 a T_{10} = do final do ciclo anterior)] gerará um espaço disponível tal que será representado por um Δh referente à pilha sedimentar que subsidiu abaixo do nível N_0 .

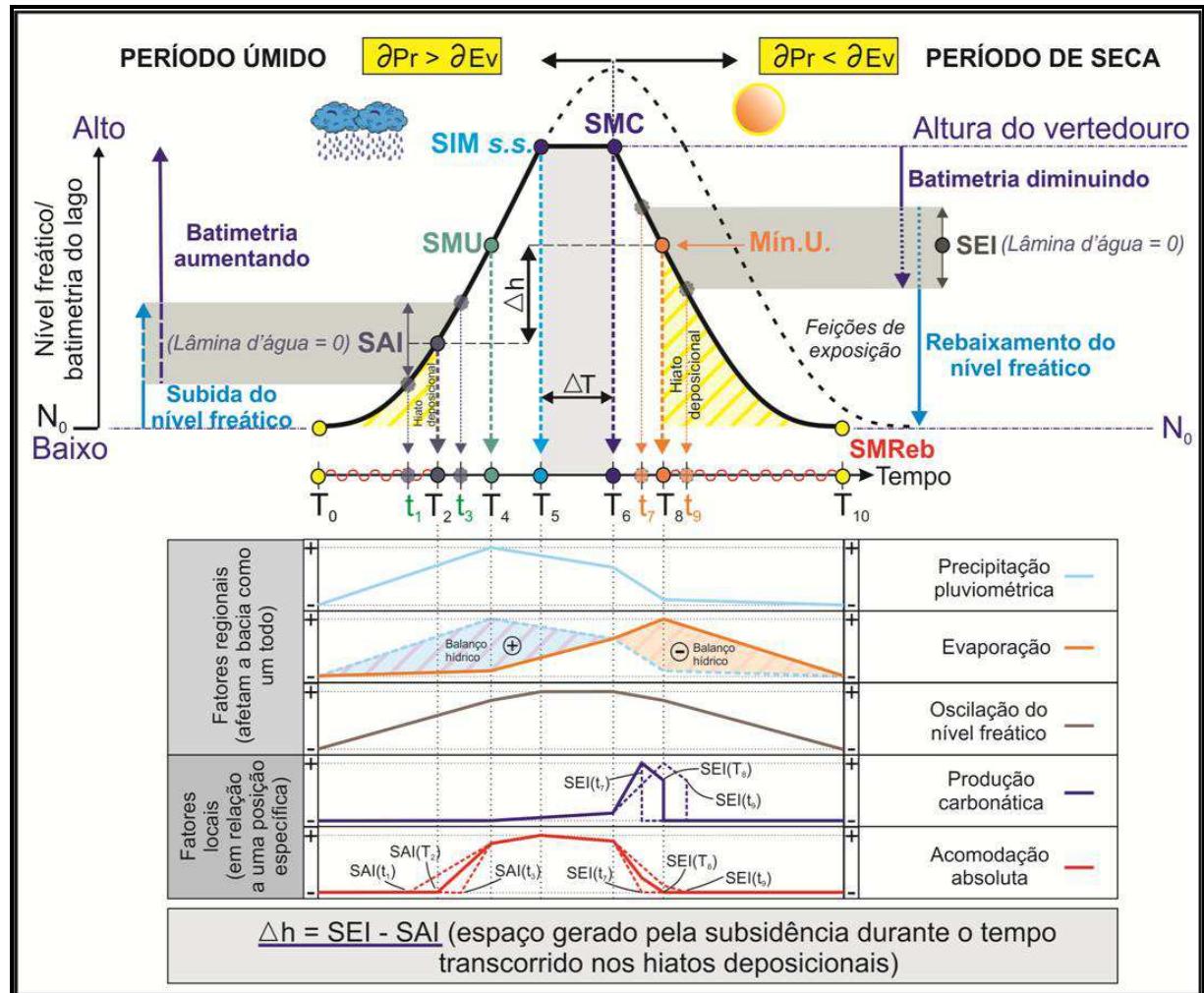


Figura 9.2 – Curva de variação do nível freático/batimétrico, em uma mesma posição vertical, do lago no tempo ao longo de um ciclo básico ideal da Sequência Balbuena IV em uma posição central da bacia. As curvas nos quadros abaixo não se encontram em escala vertical real, representando (+) o máximo e (-) o mínimo (não necessariamente o zero) para cada variável regional e para a produção carbonática e acomodação absoluta. Legenda: ∂Pr = taxa de precipitação; ∂Ev = taxa de evaporação; N_0 = nível mínimo do lago em uma posição específica na bacia; SAI = Superfície de Afogamento Inicial; SMU = Superfície de Máxima Umidade; SMC = Superfície de Máxima Cheia; SEI = Superfície de Exposição Inicial; Mín.U = ponto de Mínima Umidade; SMReb = Superfície de Máximo Rebaixamento; SIM s.s. = Superfície de Inundação Máxima sensu strictu.

O nível freático sobe gradativamente, até o tempo T_2 . A partir deste ponto, surge a primeira lâmina d'água na posição do lago analisada e que será representada pela “**SUPERFÍCIE DE AFOGAMENTO INICIAL**” (SAI). Fisicamente,

esta superfície estará posicionada no topo dos sedimentos depositados/formados no ciclo anterior. Contudo com o surgimento de uma lâmina d'água no lago e a subida do nível batimétrico haverá o deslocamento do nível de base energético de atuação das ondas no lago cada vez mais em direção às bordas, o que irá gerar um retrabalhamento do substrato (principalmente dos calcários), gerando uma espécie de “*lag transgressivo*” representado, principalmente, pelos rudstones na área estudada. Desta forma, este registro de retrabalhamento corresponderá, como dito anteriormente, a uma espécie de “superfície de ravinamento” (Catuneanu, 2006) segundo a estratigrafia de sequências clássica.

A partir de T_2 a velocidade de subida do nível batimétrico no ponto analisado será cada vez mais rápida à medida que as taxas de precipitação aumentam e atinjam a máxima diferença positiva (balanço hídrico positivo) em relação às taxas de evaporação. Este momento representado pelo tempo T_4 marca o período de maior umidade (maior volume de chuvas). É durante o período úmido que sedimentos extrabacinais adentram a bacia. Isto se reflete na presença de sedimentos siliciclásticos grossos na borda do lago - (arenitos conglomeráticos (ACGL) e arenitos mal selecionados (ARN) - e por sedimentos finos nas porções mais internas da bacia (ARG, LAM), como é o caso da área principal de estudo do presente trabalho.

A entrada de sedimentos extrabacinais no lago é diretamente proporcional à taxa de precipitação pluviométrica (BOHACS *et al.*, 2000). Quanto mais água chegar ao lago, mais sedimentos serão carreados para dentro da bacia.

Aporte sedimentar (extrabacinal) α ΔPr

Contudo a maior chegada de sedimentos no lago não implicará no maior consumo do espaço disponível (para sedimentação) no centro da bacia, pois

também o nível batimétrico do lago subirá rapidamente até atingir T_4 . Desta forma, o ponto T_4 representará o momento de maior taxa de geração de acomodação na bacia. Este momento será designado como “**SUPERFÍCIE DE MÁXIMA UMIDADE**” (**SMU = Máx.U.**) na curva de variação do nível batimétrico/freático do lago.

Fisicamente, em campo, a SMU não é facilmente distinguida, pois se encontra em meio aos pacotes de sedimentos finos, os quais tendem a formar depósitos muito homogêneos. Porém, geoquimicamente, a concentração de K (evidenciado pelo perfil gama espectral) atinge um pico máximo na SMU, o que se reflete também na resposta do perfil gama total (Figura 9.3).

A partir da SMU a taxa de precipitação pluviométrica diminui gradativamente. A lâmina d'água continua a subir, cada vez mais lentamente, porém de forma contínua até o tempo T_5 . Esta subida mais lenta do lago pode ser evidenciada pelo aumento da presença de carbonatos em meio aos sedimentos “finos”, registrados pelas margas e wackestones, principalmente. Isto indica que, com a relativa menor chegada de sedimentos na borda do lago (na maior parte causada pela diminuição das chuvas e também pelo recuo das desembocaduras dos rios continente adentro devido a expansão das margens do corpo aquoso lacustre), menos argila entraria no lago e menos sedimento siliciclástico chegaria até as áreas mais centrais da bacia. Isto permitiria que, em porções mais internas do lago, começasse o desenvolvimento dos carbonatos, especialmente próximo aos paleoaltos (e.g. Dorsal Salto-Jujeña).

A subida da lâmina d'água cessa no ponto T_5 quando o nível do lago atinge o vertedouro. Este ponto corresponderá ao máximo de elevação da lâmina d'água e à máxima retrogradação das margens do corpo lacustre. Na Estratigrafia de Sequências clássica T_5 corresponderia à Superfície de Inundação Máxima (SIM

sensu strictu) pois acima dela seria notada, especialmente nas bordas do lago, a progradação dos sedimentos arenosos em direção ao centro da bacia entre o período de tempo T_5 a T_6 (ΔT). Essa progradação, contudo, seria muito pequena, pois a taxa de precipitação estaria em franco declínio (menor aporte de sedimentos extrabacinais).

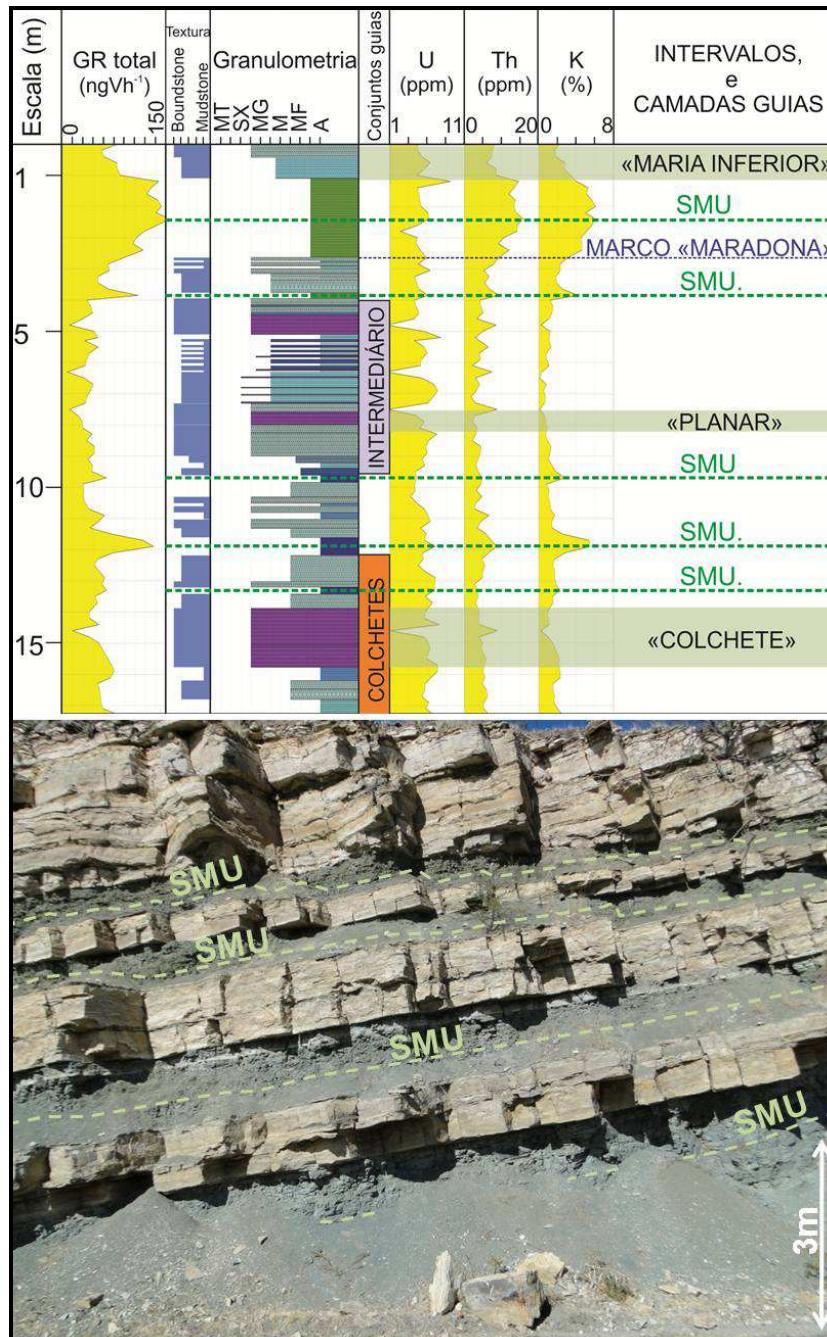


Figura 9.3 – Superfícies de Máxima Umidade (SMU) identificadas pelos picos de radioatividade no perfil gama espectral de parte do afloramento Lomito (porção inferior da Sequência Balbuena IV). Notar que as SMUs ocorrem em meio aos pacotes de sedimentos finos quando estes estão presentes (linhas verdes, foto inferior, Afloramento Ablomé – conjunto guia “Beiras”) e não em seus topo.

O conceito da SIM é aqui modificado daquele da estratigrafia de sequências clássica, uma vez que esta superfície não teria conexão com variações eustáticas, e sim, tão somente com variações climáticas.

No interior da bacia, o período ΔT teria um registro litológico marcado apenas por uma espessura muito pequena de sedimentos “finos” depositados. Isto ocorreria já que gradativamente menos sedimento estaria chegando ao centro da bacia (tanto pela menor quantidade de chuvas, tanto pela maior expansão das margens do lago) e uma parte destes - trazidos pelas plumas hipopicnais - escaparia pelo vertedouro (quando este fosse atingido), favorecendo a menor decantação de lama siliciclástica no interior do lago.

O ponto T_6 representa o momento em que a ∂E_v torna-se maior que a ∂P_r , invertendo o balanço hídrico de positivo para negativo. Menos água entrando no lago, associado à maior evaporação, indica um rebaixamento do nível batimétrico, ou seja, uma diminuição da lâmina d’água. T_6 corresponde à “**SUPERFÍCIE DE MÁXIMA CHEIA**” (**SMC**) que marca o final do período ΔT em que o nível batimétrico do lago se sustentou no seu máximo sob a ação reguladora do vertedouro. A partir de T_6 a fábrica carbonática “explode”, uma vez que a água se torna mais limpa (menos argila em suspensão). No registro estratigráfico esta superfície é facilmente identificada, pois encontra-se marcada na passagem abrupta entre os pacotes pelíticos (LAM, ARG, MGR, WCK) e os pacotes carbonáticos (GST+ETR+LMT).

Nas porções mais internas do lago, como é o caso da região do Dique Cabra Corral, o período ΔT foi registrado, provavelmente, por uma não deposição (ou deposição muito pequena). Isto pode ser evidenciado pela relação de contato entre os intervalos silto-argilosos e os intervalos carbonáticos (GST+ETR+LMT), que constitui uma superfície praticamente plana (Figura 9.4). Esta relação de contato

praticamente plana é aqui interpretada como correspondendo a um *hardground* e representaria um período de tempo suficiente para gerar uma superfície mais compacta que aplainaria e colmataria o fundo do lago, dando-lhe a rigidez necessária para que não ocorressem evidências de estruturas de carga e erosão causadas pela deposição dos grainstones (alta energia) que se sobreponem aos pelitos. Este período evidenciaria o tempo de não deposição ou de deposição muito baixa de sedimentos pelíticos e, muito provavelmente, poderia corresponder ao período ΔT nas porções mais internas do lago, como é o caso da região do Dique Cabra Corral.

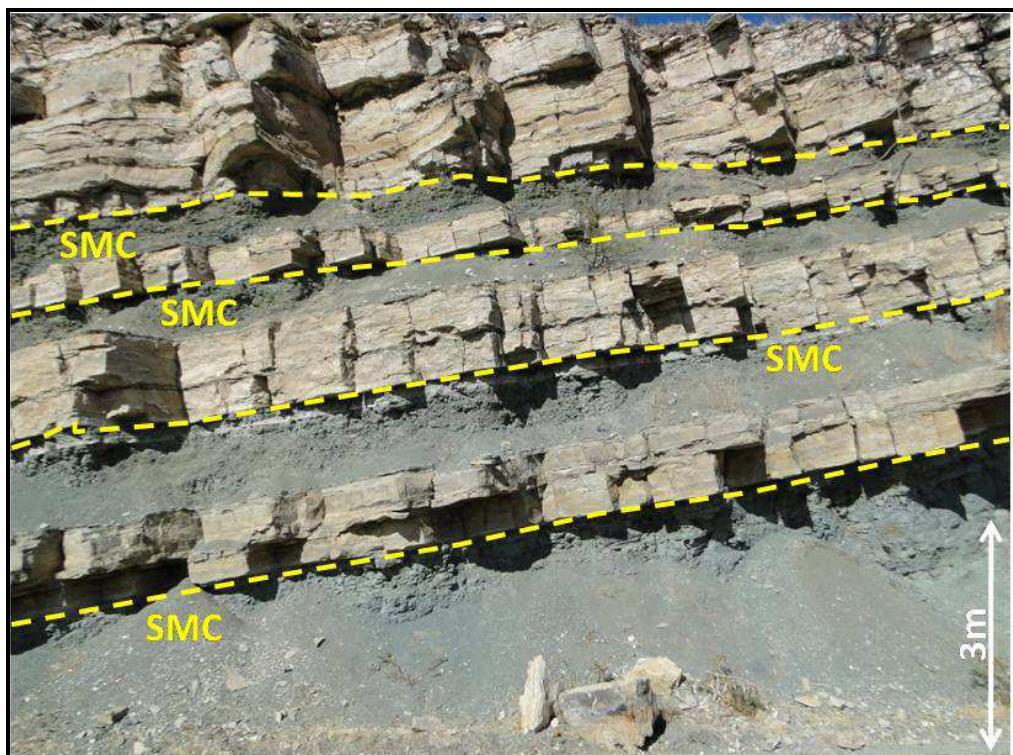


Figura 9.4 – Superfícies de Máxima Cheia (SMC) (linhas pontilhadas em amarelo) identificadas no conjunto guia “Beiras” no afloramento Ablomé (escala horizontal é a mesma vertical).

Desta forma, o presente trabalho adotará que a Superfície de Máxima Cheia (SMC) esteja fisicamente sobreposta à superfície de inundação máxima *sensu strictu* (conceito modificado de SIM s.s.).

O período que se segue após a SMC corresponde ao intervalo de retração do

corpo aquoso e está correlacionado ao “**PERÍODO DE SECA**” do lago. Nesta etapa, ocorre o pleno desenvolvimento da fábrica carbonática microbiana até um ótimo ideal. Este ótimo ideal está posicionado em um ponto entre T_6 e T_8 e corresponderia a uma lâmina d’água ideal que permitisse o máximo de crescimento dos estromatolitos/laminitos. Após este ótimo, a fábrica microbiana continuaria alta, porém menor que a do ponto ótimo, uma vez que as condições de espaço disponível estariam limitadas a tal situação que ciclos de altíssima frequência (frequência mais alta que a do ciclo básico) conseguiram facilmente expor as estruturas microbianas (Figura 9.5), interrompendo temporariamente seu crescimento, evidenciado por brechas e mesmo por paleossolos incipientes.

O nível batimétrico entre T_6 e o ponto ótimo teria seu declínio mais acentuado, uma vez que a fábrica carbonática estaria em pleno processo de *catch up* e o nível do lago em queda. Isto influenciaria diretamente na taxa de acomodação, refletindo a rápida perda de espaço disponível.

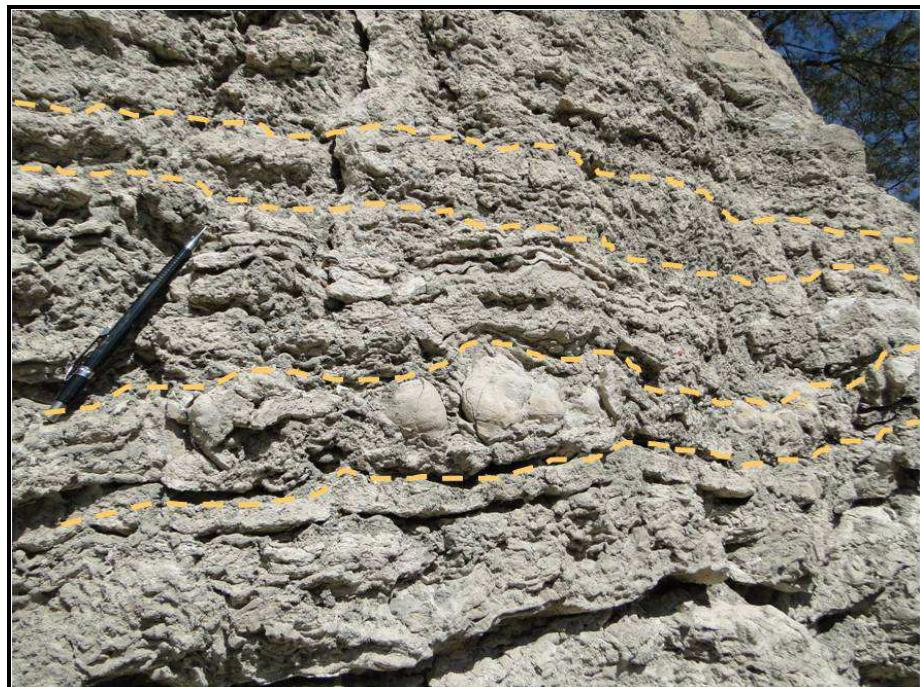


Figura 9.5 – Algumas superfícies de exposição em altíssima frequência em ETR de baixa curvatura (linhas pontilhadas) encontradas no topo de um ciclo básico, indicando frequente exposição da fábrica carbonática microbiana no topo do ciclo (Foto do conjunto guia “planar” no afloramento Ablobmé).

O ponto T_8 marca o momento em que a taxa de evaporação atinge seu máximo e o balanço hídrico é o mais negativo de todo o ciclo, correspondendo ao ponto de “**MÍNIMA UMIDADE**” (**Mín.U.**). Na análise de uma mesma posição estratigráfica vertical, o tempo T_8 - na curva ideal de variação do nível batimétrico/freático do lago - coincidiria com o momento em que o espaço disponível chegaria a seu mínimo (acomodação zero) e, consequentemente, quando então o fundo do lago (colmatado pelos carbonatos) seria exposto e a fábrica carbonática cessaria seu desenvolvimento. A este primeiro momento de exposição denominar-se-á como “**SUPERFÍCIE DE EXPOSIÇÃO INICIAL**” (**SEI**). Fisicamente, a SEI estará posicionada no topo da sequência carbonática microbiana, principalmente sobre os estromatolitos e/ou laminitos. A SEI pode variar temporalmente entre o intervalo t_7 e t_9 , dependendo da maior ou menor velocidade de crescimento dos carbonatos microbianos e da maior ou menor velocidade de queda do nível de água no lago (e.g. se ocorre uma queda muito acentuada do nível do lago ou a fábrica carbonática se desenvolve muito rapidamente (em processo de *catch up*), a SEI ocorrerá no tempo t_7 . Ao contrário, ela estará representada no tempo t_9).

A partir Superfície de Exposição Inicial, para uma mesma posição estratigráfica analisada, o nível do lago passa a ser caracterizado pelo nível do lençol freático, uma vez que o espaço criado até o momento T_6 seria completamente preenchido pelos carbonatos. De T_8 até T_{10} , a taxa de evaporação diminuiria, uma vez que, à medida que o freático se torna mais profundo, menor umidade seria perdida para a atmosfera. A δEv atinge seu mínimo valor no tempo T_{10} . O intervalo de tempo compreendido entre T_8 e T_{10} consiste em um hiato deposicional e é fisicamente registrado pelo desenvolvimento das feições de exposição, tais como gretas de ressecamento, brechas carbonáticas, paleossolos ou mesmo carstes. T_{10} registra o

máximo rebaixamento do nível do lago na posição analisada da bacia e marca o posicionamento da “**SUPERFÍCIE DE MÁXIMO REBAIXAMENTO**” (**SMReb**), onde o nível do lenço freático retorna ao seu ponto inicial N_0 . A SMReb é, então, o registro físico do hiato deposicional compreendido entre a SEI e o tempo T_{10} . Como o início do ciclo seguinte também é marcado por um hiato deposicional até a SAI, fisicamente a SEI irá coincidir com a SMReb e também com a SAI, e estarão posicionadas no topo do ciclo carbonático e na base da delgada camada de rudstone que recobre estes ciclos (Figura 9.6).

FISICAMENTE:

SEI \equiv SMReb \equiv SAI

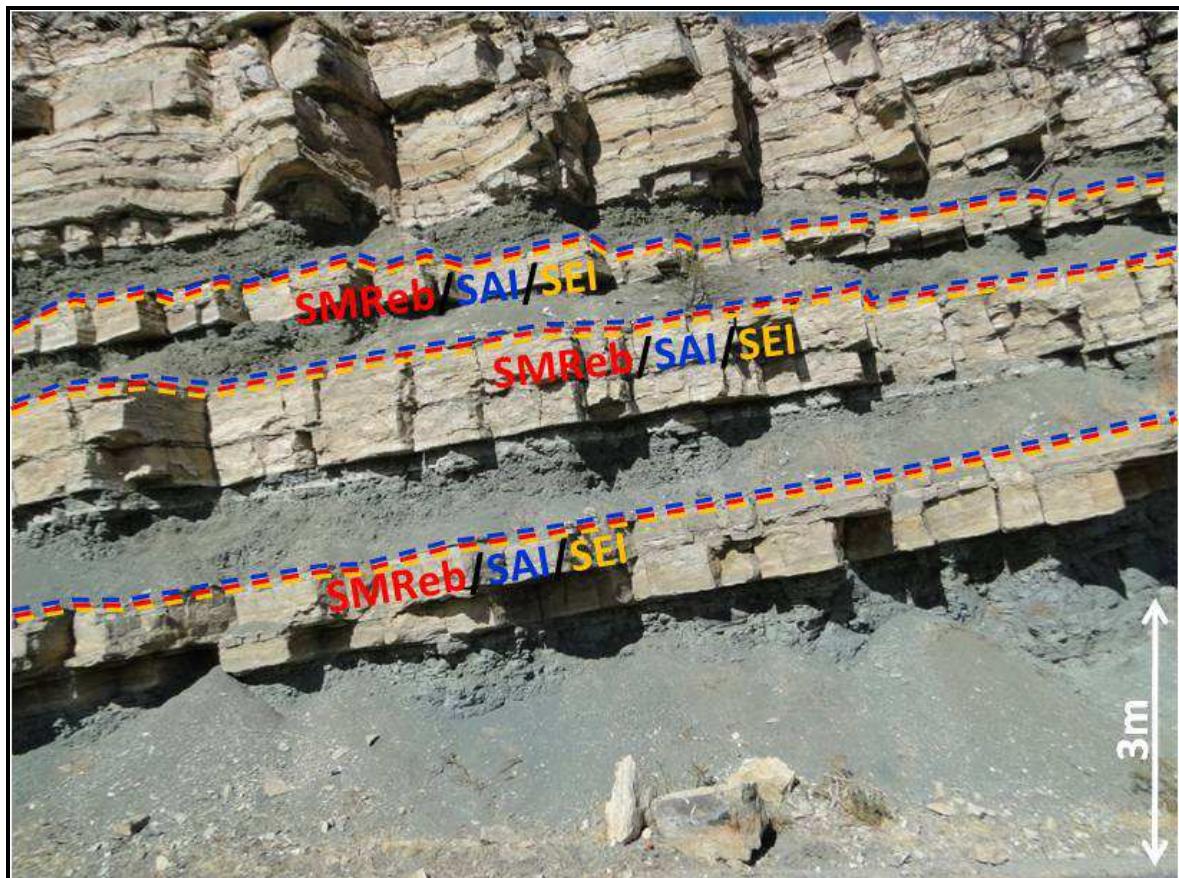


Figura 9.6 – Superfícies de Máximo Rebaixamento (SMReb) (linhas pontilhadas em vermelho), coincidentes com as Superfícies de Afogamento Inicial (SAI) (linhas pontilhadas em azul) e com as superfícies de Exposição Inicial (SEI) (linhas pontilhadas em laranja) identificadas no conjunto guia “Beiras” no afloramento Ablomé (escala horizontal é a mesma vertical).

A partir da SMReb novo ciclo é iniciado por um período úmido. Da mesma forma que a SEI, a SAI também poderá variar temporalmente entre o intervalo de tempo t_1 a t_3 dependendo da espessura da coluna de sedimentos depositados durante o ciclo anterior e também pela velocidade de subida do lençol freático ao longo da pilha sedimentar. Assim, o hiato deposicional poderá ser maior ($SAI = t_3$) ou menor ($SAI = t_1$).

A SMC e a SMReb/SEI/SAI não são geradas sincronicamente em toda a bacia. Assim, as bordas do lago serão expostas precocemente logo após o tempo da SMC (T_6), uma vez que o espaço disponível nas margens do lago fora a última porção a ser inundada (menor espaço disponível criado) e, portanto, será a primeira a ser exposta logo no início da queda do nível batimétrico do lago. Já posições relativas ao centro do lago serão expostas mais tarde. Este diacronismo na SEI/SMReb gera a programação do sistema carbonático em direção ao centro da bacia. Esta discussão será feita mais adiante.

9.2 Análise dos ciclos de alta frequência (ciclos básicos)

A análise sequencial em alta resolução da Sequência Balbuena IV parte da simplificação do intervalo de tempo ΔT (Figura 9.2), representando-o em um único ponto. Isto dirime a dificuldade que existe em se determinar com exatidão o valor deste intervalo de tempo ao longo de cada ciclo. Além disso, alguns ciclos podem sequer ter atingido o vertedouro da bacia e, neste caso, ΔT tenderia a zero. De qualquer forma, operacionalmente, esta simplificação não prejudica a previsibilidade de ocorrência das sequências, uma vez que, ao se estudar ciclos no centro da bacia - como é o caso da área pesquisada - fisicamente ΔT estará representado pelo

hardground gerado no topo dos pacotes pelíticos.

Boll (1991) considera a Supersequência (Ss.) Balbuena composta por quatro sequências deposicionais de 3^a ordem, (com base nas relações estratigráficas e nos dados de datação absoluta e relativa). Desta forma, as sequências Balbuena I, Balbuena II, Balbuena III e Balbuena IV corresponderiam, cada uma, a ciclos de 3^a ordem (ciclos de baixa frequência).

Embora os pesquisadores (BOLL, 1991; HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) considerem a Sequência Balbuena IV iniciando-se no grande intervalo pelítico que contém o “tufo basal”, o presente estudo - por analogia com os critérios utilizados para a definição das superfícies estratigráficas dos ciclos básicos discutidas anteriormente - considera o início de uma sequência de terceira ordem a partir da máxima seca identificada ao longo da seção descrita e que está localizada no topo do 2º nível de gretas profundas. Esta inferência parte da adaptação do conceito de limite de sequência (LS) definido por Hunt e Tucker (1992) que consideram o LS como o final da queda do nível de base (final do *Falling-stage System Tract*).

Assim, a porção superior da Sequência Balbuena IV representaria um período úmido (registrado pelos espessos pacotes de “finos”) em 3^a ordem e a porção inferior, marcada praticamente pela presença de carbonatos, representaria um período de seca. O período úmido seria marcado pelo nível de mar alto (apesar de o mar não influenciar diretamente a bacia) em associação com a maior precipitação (maior disponibilidade de água no sistema), enquanto o período de seca representaria o nível de mar baixo aliado à menor precipitação (menor disponibilidade de água no sistema).

Embora os ciclos básicos descritos sejam controlados basicamente por fatores climáticos, os ciclos de 3^a ordem identificados dentro da Ss. Balbuena podem ter

uma influência da eustasia que controlaria o nível regional do lençol freático e, consequentemente, o próprio nível do lago. A possibilidade de a eustasia influenciar o nível de base dos lagos é razoável ao ponto que admite-se que o mar interagia diretamente na passagem K/T com os corpos aquosos nas sub-bacias de Três Cruces e de Lomas de Olmedo (vide capítulo 6), evidenciando a proximidade do mar (porém sem influência direta, somente eventual) na Sub-bacia de Metán-Alemania.

No caso da Sequência Balbuena IV a eustasia pode ter favorecido a criação de maior acomodação durante a deposição de sua porção estratigráfica superior, uma vez que nesta porção os intervalos de sedimentos “finos” são sempre presentes e espessos (podem atingir até 3,5 m de espessura).

Já a porção inferior é composta praticamente por carbonatos (grainstones, laminitos, estromatolitos e heterolitos). Os sedimentos “finos” constituem intervalos pouco espessos e representam, aproximadamente, 15% de todo o intervalo. Estes pacotes de “finos” nem sempre estão registrados na base dos ciclos básicos, evidenciando um período de maior seca durante a formação dos mesmos. Além disso, a acomodação para a formação dos ciclos básicos era menor que na porção superior, constatada pela maior amalgamação das estruturas estromatolíticas e a maior presença de laminitos (Figura 9.7)

9.3 Ciclos básicos do período úmido da Sequência Balbuena IV

Os ciclos básicos identificados na Sequência Balbuena IV são, a priori, ciclos de alta frequência. Para o período úmido de 3^a ordem, os ciclos de alta frequência são caracterizado pela presença do intervalo de “finos” sobreposto por um intervalo de carbonatos (GST/RUD+LMT+ETR). A ocorrência de espessos intervalos de sedimentos siliciclásticos evidencia um maior aporte na borda do lago,

provavelmente devido a uma maior intensidade de chuvas e associado ao período eustático de mar alto. A figura 9.8 ilustra a formação de um destes ciclos, para uma mesma vertical, segundo a curva de variação do nível freático/batimétrico do lago em relação ao tempo.

Utilizando os ciclos de Karagodin (1975), o afogamento (triângulo em azul) tem seu início na base da camada de rudstone (associação de fácies A_R) que recobre os carbonatos, especialmente os estromatolitos, e que representa a SAI. Contudo, há que se lembrar que o nível do lago já havia iniciado sua subida pelo freático ao longo da coluna sedimentar que preencheu a bacia (no ponto analisado) durante o ciclo anterior até atingir o ponto da SAI. Assim, embora o início do afogamento seja fisicamente representado na base dos rudstones, existirá um hiato deposicional no início de cada ciclo, conforme discutido anteriormente.

O afogamento representaria o período de expansão do lago e englobaria todo o pacote de sedimentos “finos” (associação de fácies A_F), terminando na passagem abrupta para os carbonatos da fase de regressão do lago. Desta forma, o topo do ciclo de afogamento de Karagodin culminaria na SMC. A SMU por sua vez estaria localizada em um ponto intermediário no intervalo de afogamento, sendo caracterizada mais precisamente pelo pico de radioatividade no perfil gama espectral na curva de potássio (K) (Figura 9.3).

A fase de raseamento de Karagodin (triângulo em vermelho) seria iniciada, por sua vez, na base dos carbonatos da fase de retração do lago, englobando as associações de fácies A_G , A_L e A_E . O raseamento culminaria na base da camada de rudstone (associação de fácies A_R) que recobre o topo dos ciclos básicos. Também aqui, existirá englobado, no topo do ciclo, um hiato deposicional referente ao

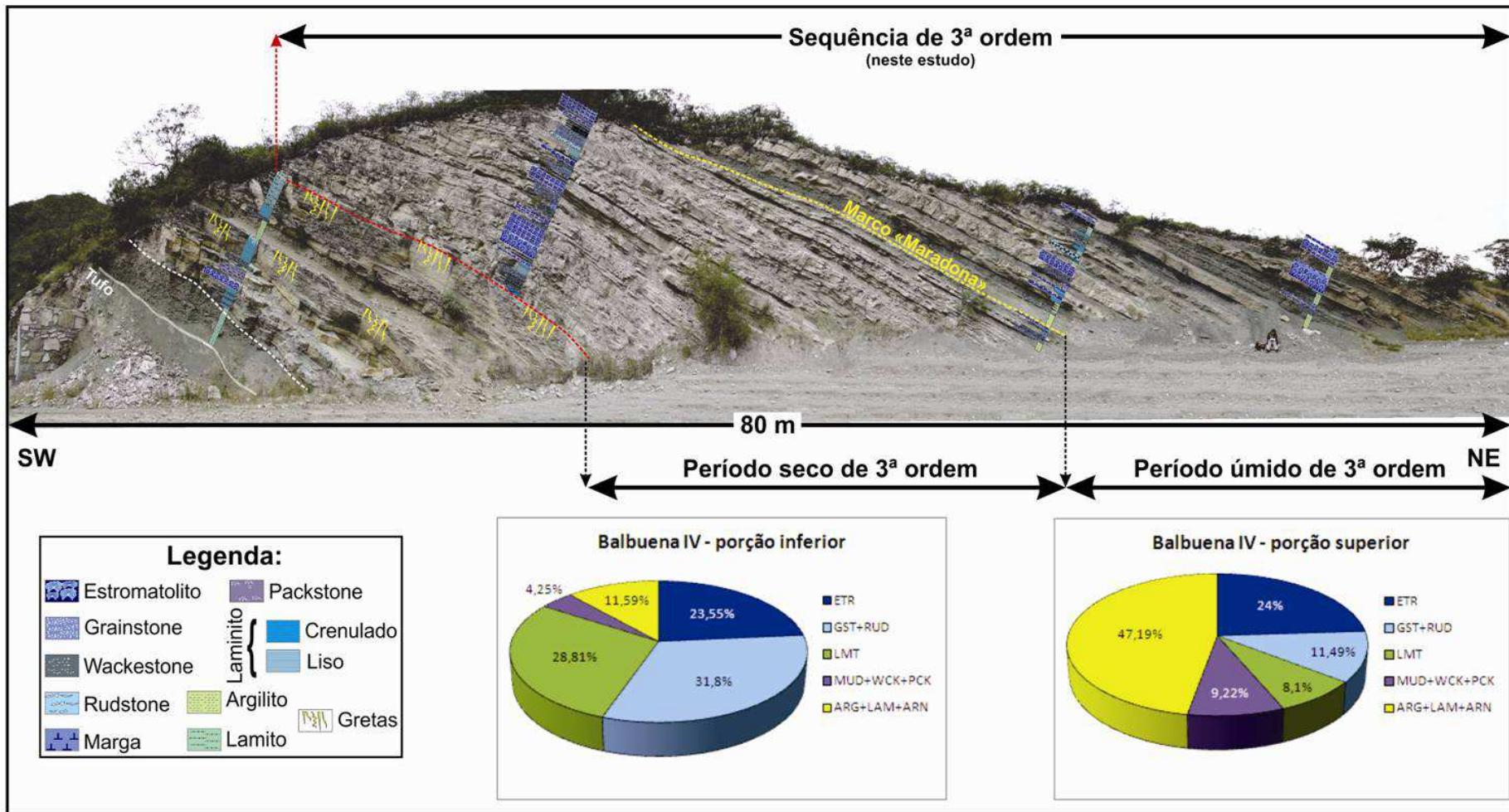


Figura 9.7 – Sequência de 3^a ordem conforme definida nesta dissertação e modificada da definição clássica da 3^a ordem da Sequência Balbuena IV definida por Boll, 1991 e Hernández *et al.*, 1999. Notar a menor proporção de sedimentos siliciclásticos no período seco de 3^a ordem em relação a seu período úmido (Fotomosaico: afloramento Cedamavi).

intervalo de tempo entre a SEI e a SMReb em que o lago ficou exposto devido à queda do nível batimétrico/freático associada ao processo de *catch up* da fábrica microbiana. O raseamento máximo de Karagodin representa a SMReb que será fisicamente coincidente com a SEI e a SAI, conforme discutido anteriormente.

Os ciclos de alta frequência da porção úmida de 3^a ordem (porção superior da Sequência Balbuena IV) permitem o maior desenvolvimento da acomodação ao final da fase de afogamento do ciclo. Isto é evidenciado pela maior expressão vertical das colônias de estromatolitos (Figura 9.9) e sua geometria dômica, o que indica a disponibilidade de espaço para o crescimento destas estruturas.

9.4 Ciclos básicos do período de seca da Sequência Balbuena IV

Os ciclos básicos de alta frequência que se desenvolvem no período de seca de 3^a ordem - na seção estratigráfica estudada - diferem dos ciclos do período úmido pela menor presença de sedimentos siliciclásticos pontuando as fases de expansão do lago (Figura 9.10). Os intervalos de finos são, nesta fase e quando presentes, compostos predominantemente por margas e wackestones. A ocorrência menor de sedimentos siliciclásticos evidencia um menor aporte na borda do lago, provavelmente devido a uma menor intensidade de chuvas em associação ao período eustático de mar baixo. Contudo, mesmo com taxas menores de precipitação, a lâmina d'água conseguiria atingir, pelo menos em alguns momentos, o vertedouro do lago, como será discutido mais adiante. Apesar de o espaço disponível criado ter sido gerado durante a fase de expansão do lago, a posição do período seco de 3^a ordem impõe uma redução deste espaço (em relação aos ciclos básicos) muito mais eficiente do que no período úmido. Enquanto na fase úmida (3^a ordem) o freático regional se estabilizaria em posições topográficas mais elevadas,

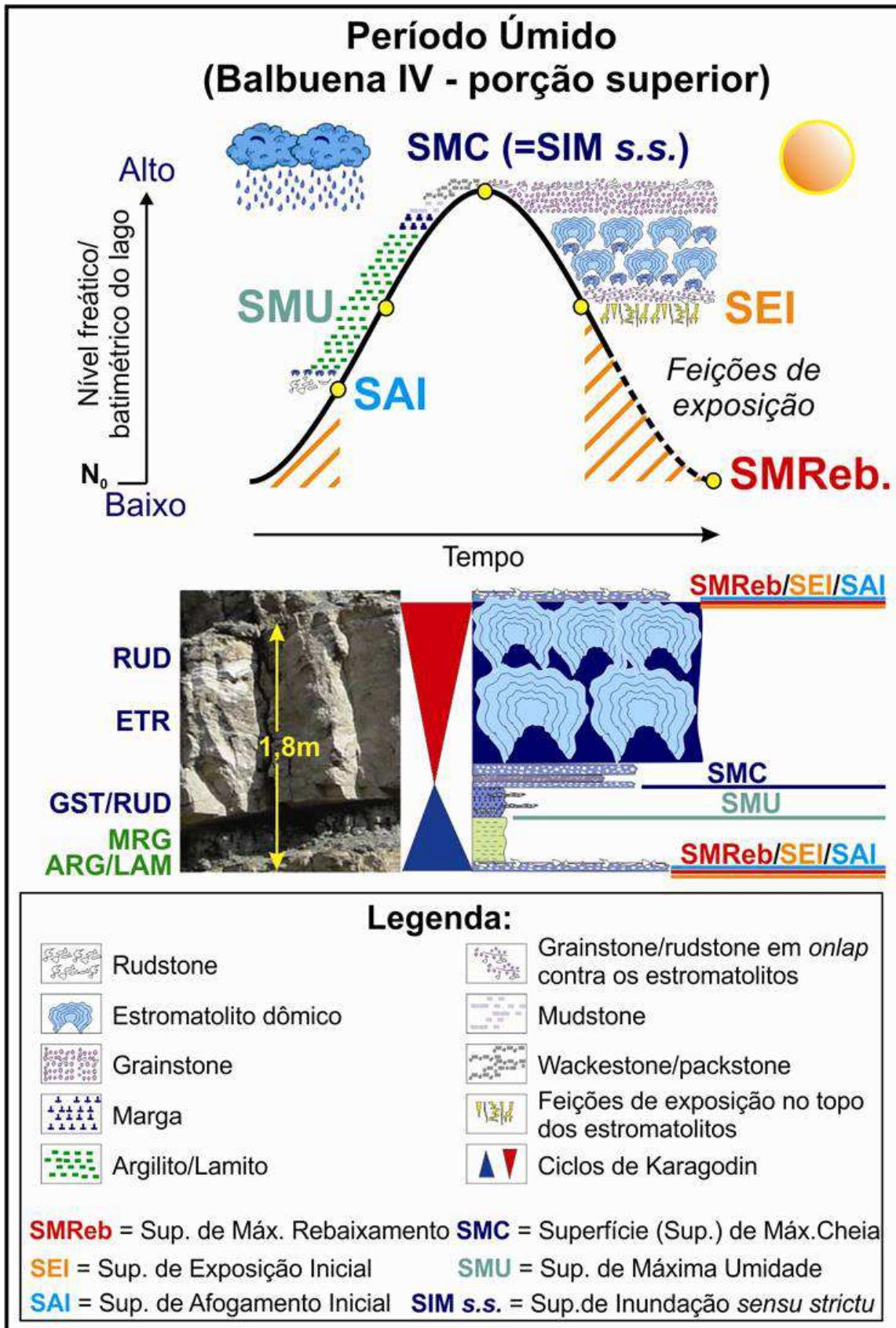


Figura 9.8 – Curva simplificada de variação do nível freático/batimétrico do lago em relação ao tempo, relativa a um ciclo básico de alta frequência, em uma mesma vertical na bacia, na porção úmida de 3^a ordem da Sequência Balbuena IV.

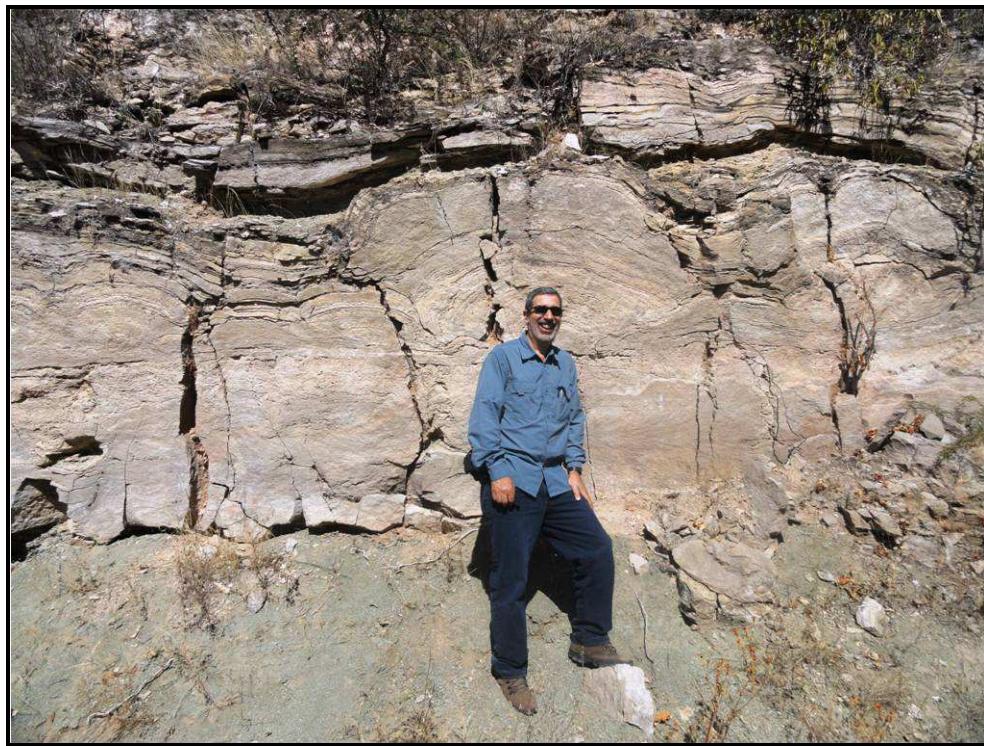


Figura 9.9 – Dimensão vertical métrica que os estromatolitos dônicos podem atingir em um ciclo de alta frequência no período úmido de 3^a ordem da Sequência Balbuena IV, evidenciando o maior espaço disponível para o crescimento destas estruturas (Foto: camada guia “Beira Mar”, afloramento Ablomé).

no período de seca (3^a ordem) ele tenderia a rebaixar mais rapidamente buscando o ponto de equilíbrio com o nível do mar (Figura 9.11).

Também, na fase de seca de 3^a ordem, as taxas de evaporação e de infiltração de água para o freático seriam mais elevadas do que no intervalo úmido. Com isto, o espaço disponível gerado durante a expansão do lago seria mais rapidamente reduzido ($V_{\text{queda do nível}}$ é alta) durante os ciclos básicos da porção inferior do que nos ciclos básicos da porção superior da Sequência Balbuena IV. De forma prática, isto significaria que o nível do lago seria exposto (SEI) mais rápido durante a fase seca de 3^a do que em sua fase úmida.

De forma análoga ao período úmido, a utilização dos ciclos de Karagodin permite posicionar as principais superfícies estratigráficas. Contudo, uma vez que nesta fase globalmente há menor aporte de terrígenos, o registro da fase de

afogamento torna-se muito pequeno, em alguns casos, mesmo ausente. A ausência do registro de afogamento faz com que a SMReb coincida fisicamente com a posição da SMC, bem com a SEI e a SAI, ainda que uma acomodação seja criada para a deposição do termo carbonático do ciclo.

Outra característica dos ciclos básicos na porção inferior do Balbuena IV é a menor espessura de estromatolitos (ETRs) que se desenvolvem em cada ciclo. Além disso, os estromatolitos tendem a ter geometrias mais em “colchete” ou em baixa curvatura. Quando dômicos, os ETRs são notadamente menores do que aqueles observados na porção superior úmida da Sequência Balbuena IV. Esta variação na geometria e espessura dos estratos estromatolíticos pode demonstrar a maior velocidade de queda do nível batimétrico no ciclo básico durante o intervalo inferior mais seco (3^a ordem).

Notadamente, os ciclos de alta frequência (ciclos básicos) produzem mudanças abruptas das fácies na transição entre as fases de expansão e de retração do lago (e.g. passagem abrupta entre os pacotes pelíticos da fase de expansão do lago e os pacotes carbonáticos da fase de retração). Tais variações geram ciclos assimétricos, onde não existe uma transição gradual entre os registros do período úmido e os do período de seca. Isto evidencia variações mais bruscas nos fatores climáticos (chuva e seca) influenciando, de forma rápida, a deposição e a formação das fácies sedimentares, fato que será discutido posteriormente.

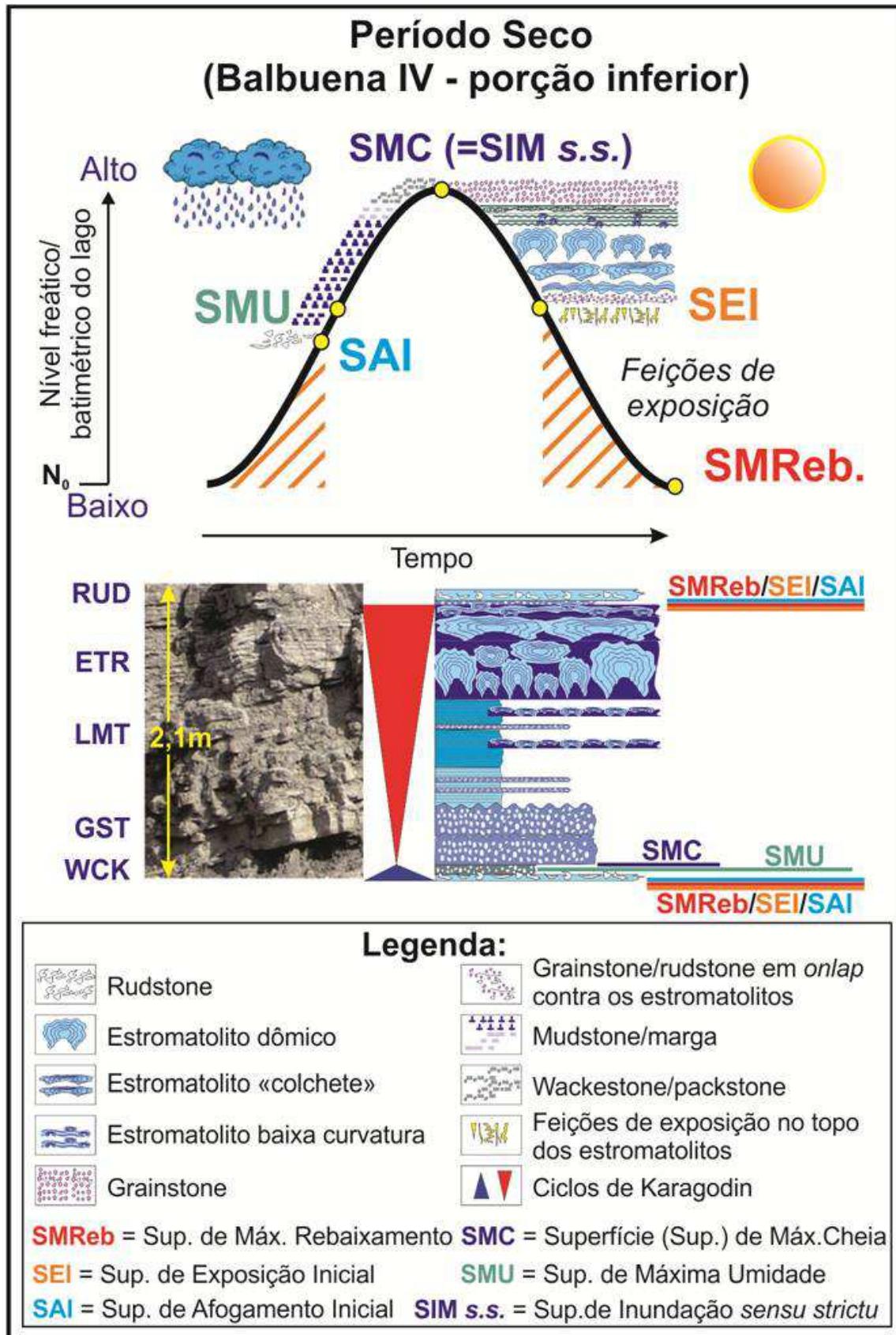


Figura 9.10 – Curva simplificada de variação do nível freático/batimétrico do lago em relação ao tempo, relativa a um ciclo básico de alta frequência no período seco de 3^a ordem da Sequência Balbuena IV.

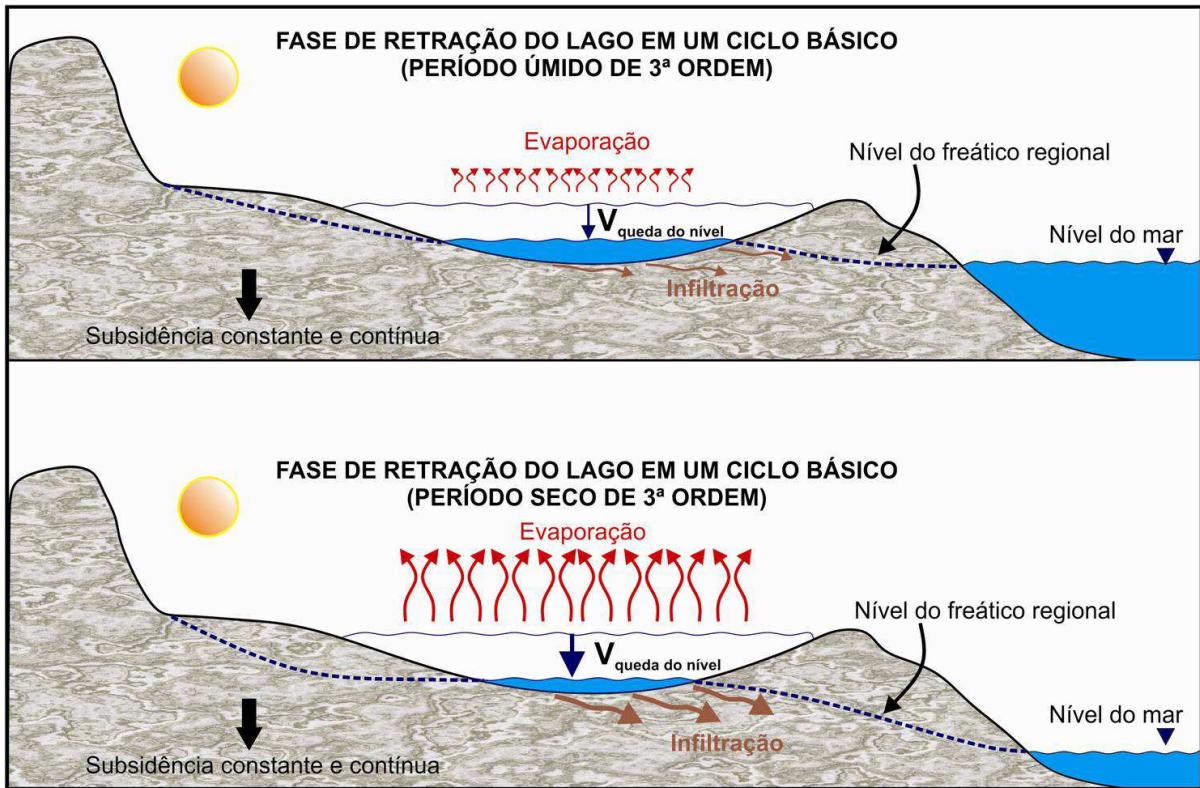


Figura 9.11– Modelo esquemático representando a fase de retração do lago durante um ciclo básico em períodos de seca e de umidade de 3^a ordem, mostrando a influência eustática, em paralelo com o clima, no controle do freático regional e na velocidade de queda do nível batimétrico do lago. Legenda: $V_{\text{queda do nível}}$ = velocidade de queda do nível batimétrico do lago.

9.5 Análise dos ciclos de média frequência da Sequência Balbuena IV

Os ciclos básicos de alta frequência identificados ao longo da seção estratigráfica estudada se agrupam de forma a construir ciclos que aqui se denominam de média frequência. Os ciclos de média frequência são identificados no registro estratigráfico por uma simetria marcada pelo espessamento (*thickening upward*) e afinamento (*thinning upward*) dos intervalos carbonáticos dos ciclos básicos (carbonatos da fase de retração do lago). Estes ciclos de média frequência são mais bem definidos utilizando como limites as Superfícies de Máxima Umidade (SMU) (Figura 9.12) do ciclo básico mais úmido (onde a SMU do ciclo de alta frequência será coincidente com a SMU de um ciclo de média frequência). A SMReb

de média frequência estaria localizada em uma posição mais ou menos central nestes ciclos assim delimitados.

A SMReb de média frequência registra a maior expressão de ressecamento no conjunto dos ciclos básicos que compõem o ciclo ora definido. Esta zona se torna a mais favorável para o desenvolvimento das feições de exposição mais expressivas (carstes, brechas, paleossolos e gretas de ressecamento), o que pode gerar, em termos de características permoporosas, excelentes zonas de transmissibilidade de fluidos.

A construção temporal de um ciclo de média frequência pode ser observada nas figuras 9.13 e 9.14, respectivamente para o período úmido e para o período de seca em 3^a ordem da Sequência Balbuena IV. Para a análise do comportamento do ciclo de média frequência, há que se considerar a subsidênciam como um importante fator para a geração do espaço disponível para a sedimentação. Isto porque o tempo envolvido na construção de um ciclo de média frequência é bem maior que em um de alta frequência (o que será tratado mais adiante). A simetria observada no registro sedimentar pode ser dada pela posição dos ciclos básicos ao longo da curva de variação do nível do lago em média frequência. As figuras 9.13 e 9.14 mostram a tendência de concentração dos maiores intervalos de tempo propícios à preservação de carbonatos microbianos em posições mais centrais do ciclo de média frequência. Embora isto ocorra, o que se nota é que o registro estratigráfico tende a apresentar uma simetria bem mais marcante (Figura 9.12) que a análise pura de espessuras em tempo. Contudo é preciso considerar que intervalos de tempo propícios à formação de carbonatos podem não ser totalmente materializados no registro como, por exemplo, em consequência da velocidade de redução da acomodação durante o *trend* de queda da curva de média frequência.

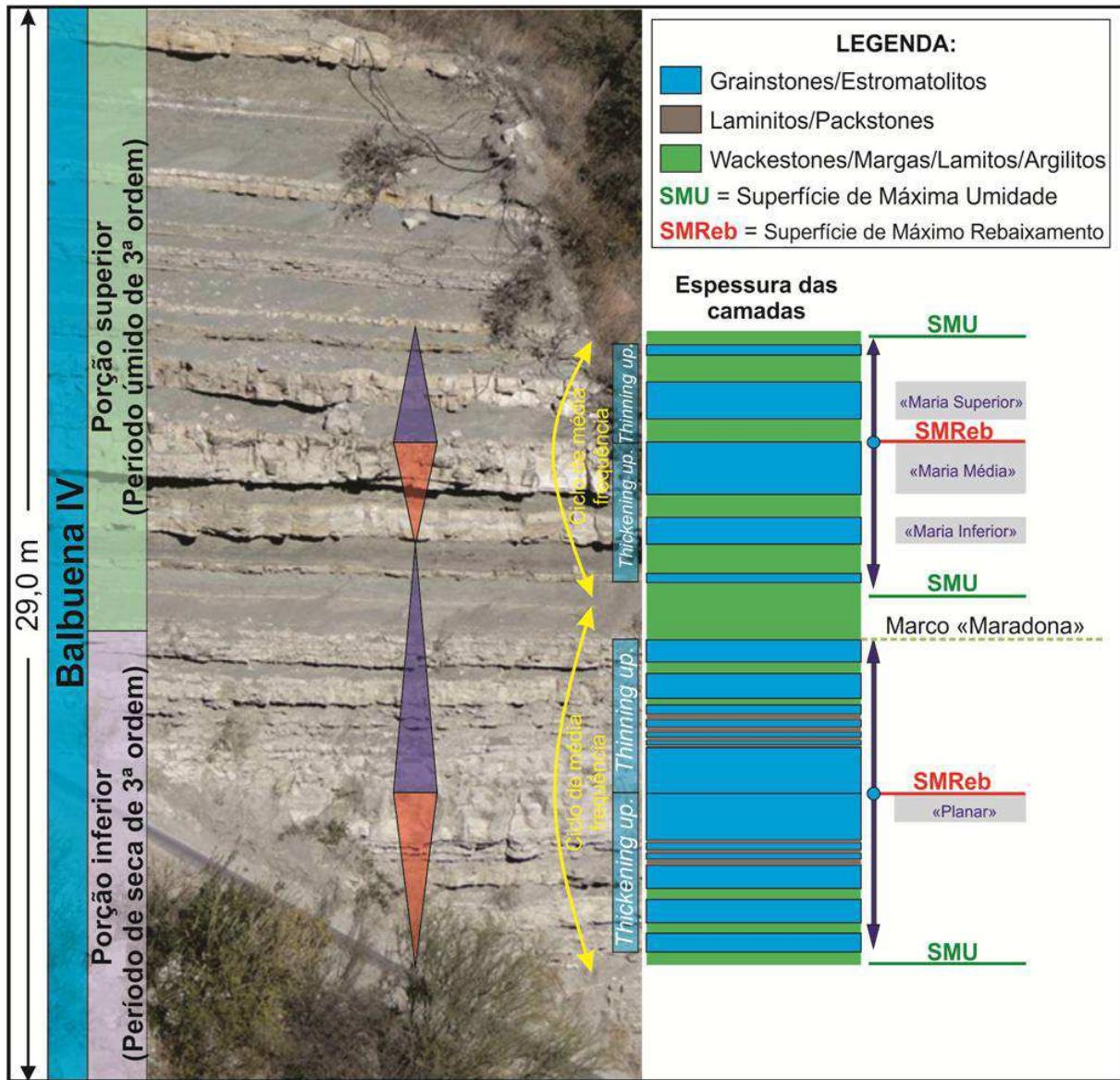


Figura 9.12– Ciclos de média frequência observados nos intervalos guias “Intermediário” (Porção inferior – período seco da Sequência Balbuena IV) e “3 Marias” (Porção superior – período úmido da Sequência Balbuena IV). Notar a simetria dos ciclos limitados pelas Superfícies de Máxima Umidade dada pelas relações de espessamento e afinamento dos intervalos de carbonato (fase de retração do lago nos ciclos básicos). O centro dos ciclos de Karagodin representam a posição, no ciclo de média frequência, da SMReb, que se encontra em ponto mais central do conjunto.

Por outro lado, pequenos intervalos de tempo podem registrar maiores espessuras de rocha do que intervalos de magnitude temporal superior, caso a taxa de redução da acomodação se dê de forma mais lenta, permitindo o maior desenvolvimento de carbonatos (como por exemplo no *trend* de subida mais rápida da curva de média frequência).

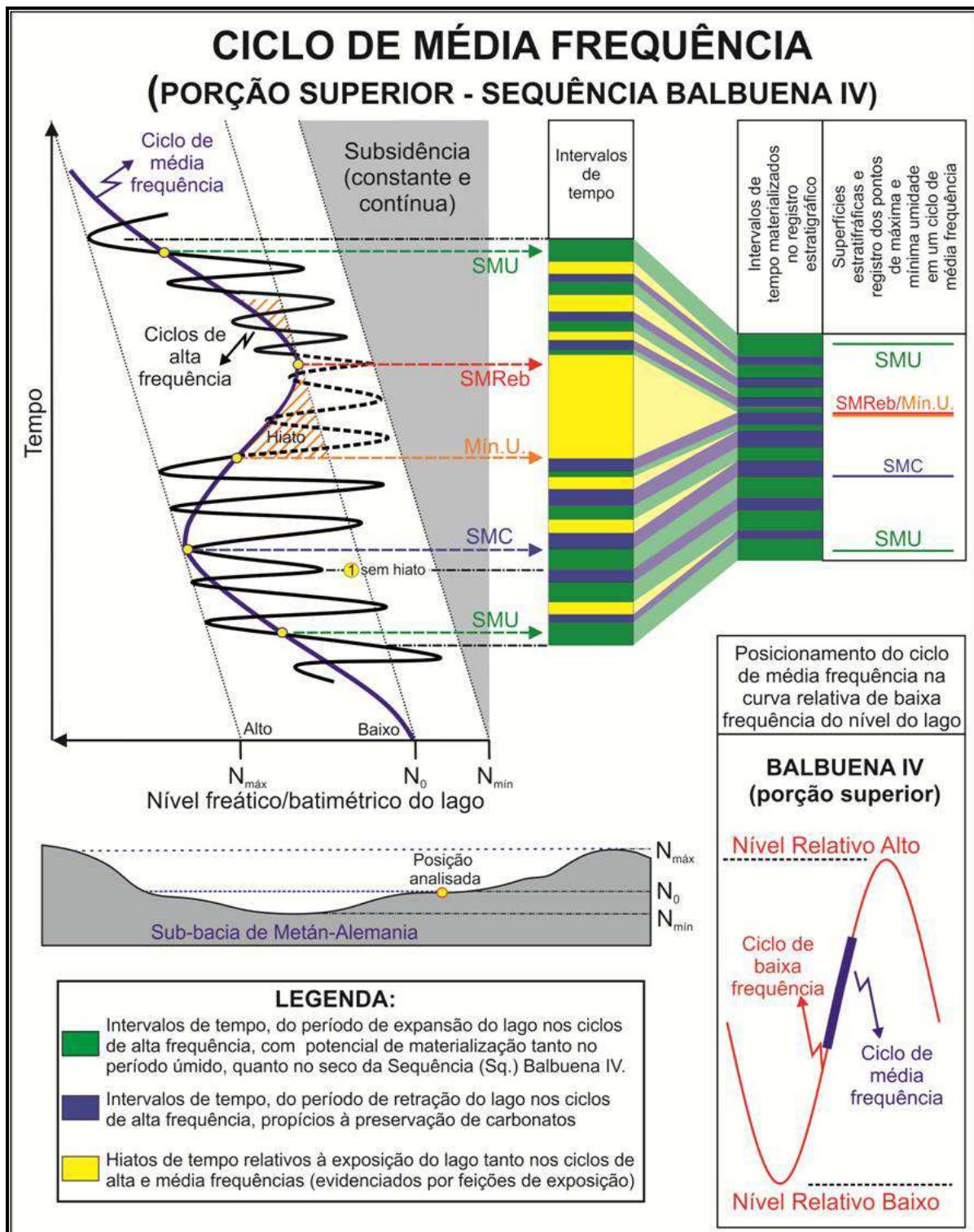


Figura 9.13 – Esquema idealizado para a formação de um ciclo de média frequência no período úmido da Sequência Balbuena IV. As alturas dos retângulos empilhados indicam duração do intervalo relativo ao tempo envolvido na sua construção.

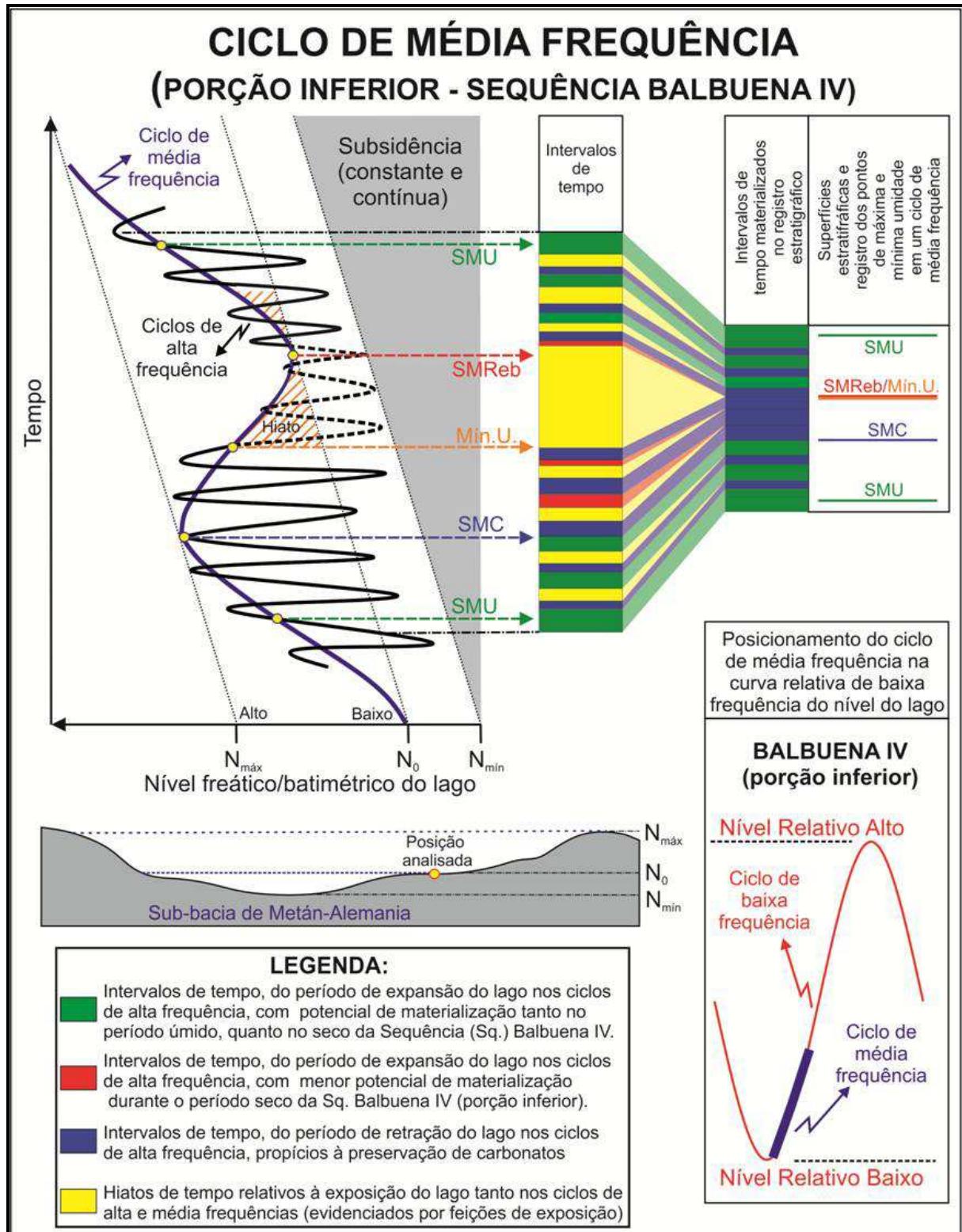


Figura 9.14 – Esquema idealizado para a formação de um ciclo de média frequência no período de seca da Sequência Balbuena IV. As alturas dos retângulos empilhados indicam duração do intervalo relativo ao tempo envolvido na sua construção.

Os ciclos básicos que compõem o ciclo de média frequência apresentam

grandes amplitudes, como seria de se esperar em ciclos climaticamente controlados (e.g. MILANKOVITCH, 1941; STRASSER *et al*, 1999). Embora o nível batimétrico mínimo do lago seja atingido na linha N_0 para a posição vertical analisada (Figuras 9.13 e 9.14), os ciclos básicos podem ter amplitudes (relativas ao nível freático/batimétrico) que sobrepassem abaixo do nível N_0 da média frequência. Isto ocorre porque os ciclos de alta frequência poderão atingir magnitudes de rebaixamento até o ponto mínimo que corresponde ao centro da bacia ($N_{\text{mín}}$).

Todas as vezes em que a curva de alta frequência tocar ou rebaixar além da linha N_0 haverá exposição dos sedimentos depositados durante o intervalo de tempo do ciclo básico a que se refere. Ou seja, para que ocorram feições de exposição no topo dos ciclos básicos, será necessário que a curva de variação do nível do lago em alta frequência tenha rebaixado além do nível N_0 da curva de média frequência. Ciclos elementares que assim não se comportarem não apresentarão o hiato deposicional relativo ao intervalo de tempo entre sua SEI e sua SMReb. Essa não exposição será mais frequente durante a fase úmida de 3^a ordem, quando a geração de espaço disponível é grande (Figura 9.13). Desta forma, é possível inferir que a menor ocorrência de feições de exposição na porção superior da Sequência Balbuena IV em relação à sua porção inferior é resultado desta conformação dos ciclos de alta frequência na curva de média e de 3^a ordem.

Por outro lado, tanto no período úmido, quanto no período seco de 3^a ordem, as curvas de variação do nível freático/batimétrico do lago em alta frequência não poderão nunca superar o nível máximo $N_{\text{máx}}$ de média frequência. Esta conclusão se deve ao fato de que $N_{\text{máx}}$ representa o nível do vertedouro do lago. As curvas do nível do lago dos ciclos básicos nem sempre alcançarão $N_{\text{máx}}$ (especialmente no início da subida e no final da descida da curva de média frequência, e nos ciclos da

porção inferior – período de seca de 3^a ordem - da Seq. Balbuena IV). Porém, é essencial que alguns ciclos elementares atinjam este nível máximo, uma vez que toda a dinâmica do lago “*balanced fill*” pressupõe o extravasamento do lago pelo vertedouro para sua caracterização em algum momento, conforme os critérios discutidos no capítulo 6 desta dissertação.

Este extravasamento das águas pelo vertedouro (nos ciclos elementares) é mais propício durante a fase de lago alto em média frequência (Figuras 9.13 e 9.14) e durante o período úmido de 3^a ordem da Seq. Balbuena IV.

Os fatores controladores (e.g. clima) da geração dos ciclos de média frequência imprimem uma assinatura aos ciclos de alta frequência que permite que o registro se torne praticamente simétrico. Porém as espessuras finais observadas não podem ser consideradas como tendo sido igualmente preservadas pois os sedimentos finos compactam mais que os sedimentos carbonáticos. Além disso, os sedimentos finos não colmatam todo o espaço disponível gerado durante a expansão do lago. Ao contrário, a sedimentação carbonática tenderá a preencher a acomodação residual da fase úmida até que seja totalmente consumida pelos processos de rebaixamento do nível batimétrico e de *catch up* dos carbonatos.

As figuras 9.13 e 9.14 demonstram que a simetria observável nos intervalos de tempo propícios à materialização de carbonatos microbianos encontra-se, de certa forma, também ligada ao intervalo de tempo decorrido no período de expansão (preservação de sedimentos “finos”), tanto no período úmido, quanto no período seco da Sequência Balbuena IV. A grande diferença é que, no período úmido (porção superior), os registros da expansão do lago serão mais preservados, em relação às posições mais centrais da bacia (Figura 9.13). Já no período seco (porção inferior) e durante a queda da curva de média frequência, estes registros

estarão menos presentes ou mesmo ausentes em posições centrais da bacia, o que fará com que os intervalos carbonáticos (fase de retração do lago) de alta frequência se amalgamem (Figura 9.14). Esta amalgamação pode dificultar a individualização de cada ciclo básico caso não exista uma mudança faciológica que permita separá-los. Isto fica bem claro nos ciclos de média frequência representados pelos conjuntos guias “Colchetes” e “Intermediário”, posicionados na fase de seca da Sequência Balbuena IV (3^a ordem). Assim, o que é interpretado como um único ciclo de alta frequência pode, na verdade, representar uma amalgamação de diversos ciclos de mesma magnitude (alta frequência), porém com pequena espessura e expressão (o que justifica o sinal de interrogação no triângulo vermelho de Karagodin na base do conjunto “Colchete” na figura 9.15). Para equacionar esta hipótese, estudos deverão ser direcionados especificamente para estes casos.

A definição da posição da superfície de máxima cheia (SMC) no registro litológico dos ciclos de média frequência não é tão fácil. Apenas no ciclo do período seco (Balbuena IV - porção inferior), a SMC de média frequência estará localizada em uma posição próxima à base do intervalo carbonático mais espesso, que é o resultado da amalgamação dos registros de retração do lago em alta frequência.

Já no período úmido (Balbuena IV - porção superior) a definição da SMC não é tão evidente, uma vez que os intervalos de sedimentos “finos” - em contato com os carbonatos em alta frequência - apontam para várias superfícies candidatas à SMC de média frequência em diversas posições, devido à semelhança no registro geológico.

A simetria da média frequência também é muito evidente ao se analisar a resposta dos perfis de gama espectral (Figura 9.15). Os maiores picos de gama total e da curva de potássio (K) refletem o posicionamento das superfícies de máxima

umidade que limitam os ciclos de média frequência. Quanto maior a frequência de níveis carbonáticos na seção estudada (porção inferior), mais claramente a simetria fica evidenciada (e.g. conjunto guia “intermediário”).

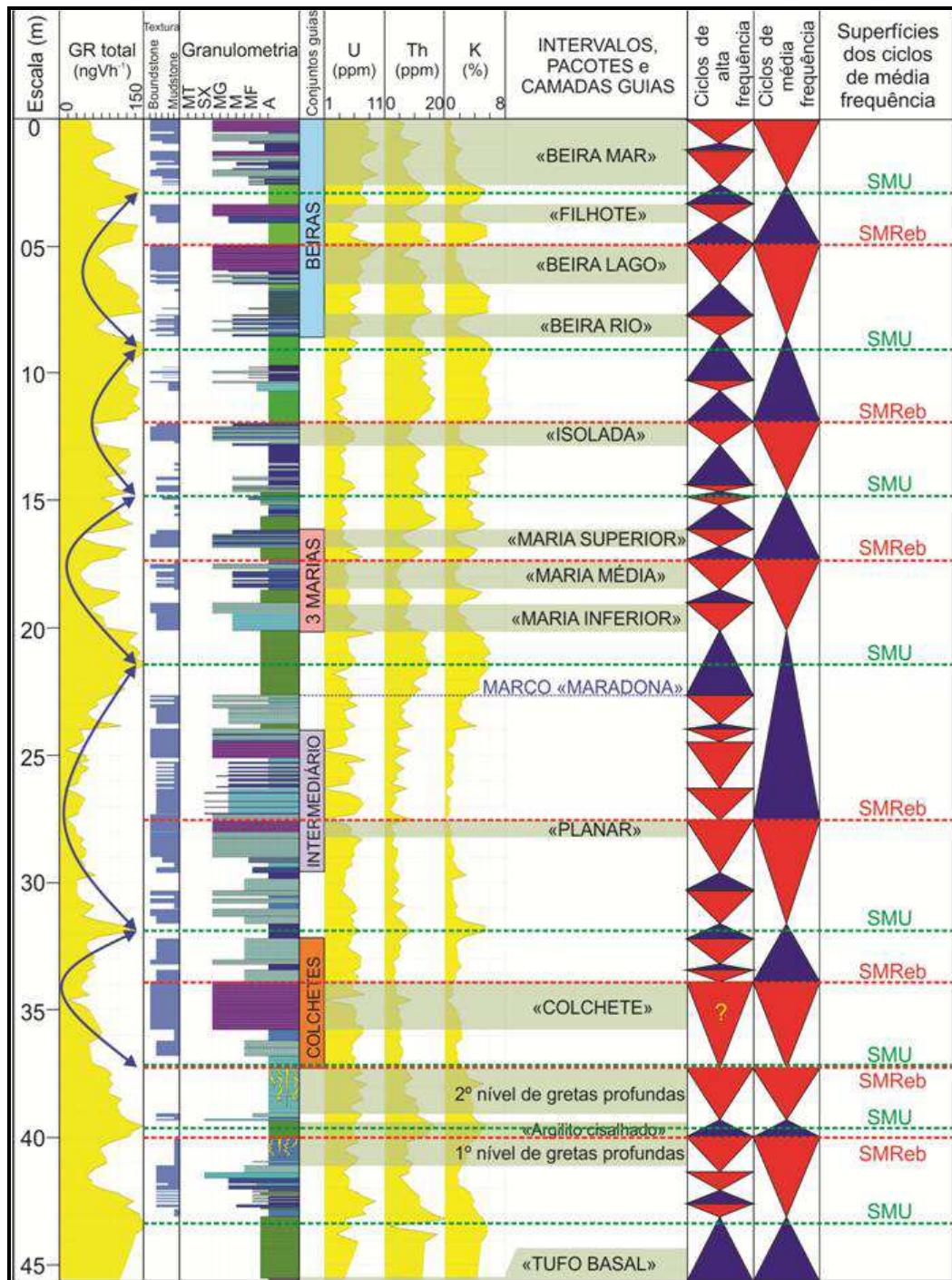


Figura 9.15 – Ciclos de média e de alta frequência identificados na Sequência Balbuena IV no afloramento Lomito. As superfícies de máxima umidade (SMU) e as superfícies de máximo rebaixamento (SMReb) referem-se aos ciclos de média frequência. Notar a simetria (setas em azul) dada pelo perfil gama espectral representando a média frequência a partir do 2º nível de gretas profundas (Limite de sequência de 3ª ordem).

9.6 Hierarquização dos ciclos de média e alta frequência

A determinação do tempo envolvido em cada ciclo básico e de média frequência - identificados na Sequência Balbuena IV (Figura 9.15) - seguiu a metodologia utilizada por Strasser *et al.* (1999). Estes pesquisadores estudaram os ciclos deposicionais em sistemas carbonáticos de água rasa da seção Oxfordiana/Berriasiana na Espanha, França, Suíça e Noruega. Eles identificaram ciclos elementares e ciclos de pequena, média e ampla escala. As sequências elementares tinham entre 1 e 2m e eram delimitadas por um sequenciamento recorrente de fácies. Os ciclos de pequena escala possuíam espessuras entre 1,5 e 4,0m e foram individualizados por superfícies de exposição. A média escala estava representada por intervalos de 7,0 a 10m e seus limites foram definidos por superfícies de máxima inundação. A sequência de ampla escala teria dezenas de metros e conheciam, por meio de dados de datações, que o tempo envolvido nesta sequência era de 1,2 milhão de anos. Strasser *et al.* (1999) utilizaram como premissa que os ciclos de mesma hierarquia possuíam tempos semelhantes de formação e, portanto, ao se dividir o número de ciclos pelo tempo envolvido na 3^a ordem, obtiveram o intervalo temporal de cada uma de suas sequências. Eles encontraram que as sequências elementares representariam intervalos de 26 a 30 mil anos, os ciclos de pequena escala envolveriam 100 a 120 mil anos e a média escala envolveria aproximadamente 400 mil anos. Strasser *et al.* (1999) atribuíram suas sequências elementares, de pequena escala e de média escala como produtos de fatores climáticos relacionados aos ciclos de Milankovitch (1941).

A Sequência Balbuena IV, na Bacia de Salta, engloba ao menos uma sequência de 3^a ordem (BOLL, 1991; HERNÁNDEZ *et al.*, 1999). O topo da Ss.

Balbuena é datado em 63 Ma (milhões de anos) (Hernández *et al.*, 1999), sendo que Pimentel *et al.* (no prelo) encontrou uma datação máxima de 62,4 Ma (tufo do topo da Seq. Balbuena IV). A base da Sequência Balbuena IV foi datada em $63,4 \pm 0,9$ Ma (PIMENTEL *et al.*, no prelo) a partir do método U/Pb em zircões encontrados no tufo vulcânico basal (Figura 5.2). Desta forma, a Sequência Balbuena IV estará posicionada entre 62,4 – 63,0 Ma e 63,4 – 64,3 Ma, com um intervalo de deposição aproximado de 1,0 Ma a 1,3 Ma.

Embora segundo Catuneanu (2006) intervalo de tempo não seja critério para a definição de sequências, Vail *et al.* (1977) utiliza o tempo para definir a hierarquia os ciclos. Por este critério, o tempo envolvido na deposição da Sequência Balbuena IV seria compatível, segundo Vail *et al.* (1977) a uma 3^a ordem. Contudo, como a seção estudada está associada a um ambiente carbonático microbiano lacustre, o tempo envolvido na formação de cada sequência de 3^a ordem pode ser relativamente diferente, o que exige dados de datação mais precisos em relação ao topo da seção focada neste estudo.

Não foram observadas feições erosivas expressivas (contemporâneas à época de deposição dos sedimentos) na seção estudada nos afloramentos analisados. Assim, pode-se inferir que não houve perda de ciclos ou parte da seção por processos erosivos. Comprova isto a identificação das camadas e intervalos guias ao longo de toda área pesquisada (em ordem de grandeza de dezenas de quilômetros), sempre na mesma posição estratigráfica.

Foram identificados, no mínimo, 25 ciclos de alta frequência na seção estudada. Porém, na descrição dos afloramentos este número pode ser um pouco maior caso os intervalos “Colchetes” e “Intermediário” encerrem, amalgamados, ciclos não separáveis. Utilizando a metodologia de Strasser *et al.* (1999), obtém-se

que os ciclos básicos encerram um intervalo máximo de tempo entre 40 e 52 ma (mil anos).

Em relação à média frequência, foram identificados, pelo menos, 8 ciclos. Portanto, estes ciclos devem ter tido duração máxima entre 125 – 162 ma (mil anos) para sua deposição e formação.

Por analogia com os ciclos de Milankovitch (1941) (Figura 9.16), e admitindo que os ciclos orbitais sejam controladores diretos pelo clima, podemos definir os ciclos de média frequência como sequências de 4^a ordem, influenciados pelos movimentos de excentricidade. Da mesma forma, a alta frequência constituiria sequências de 5^a ordem geradas pela conjunção dos ciclos orbitais de precessão e obliquidade (Quadro 9.2).

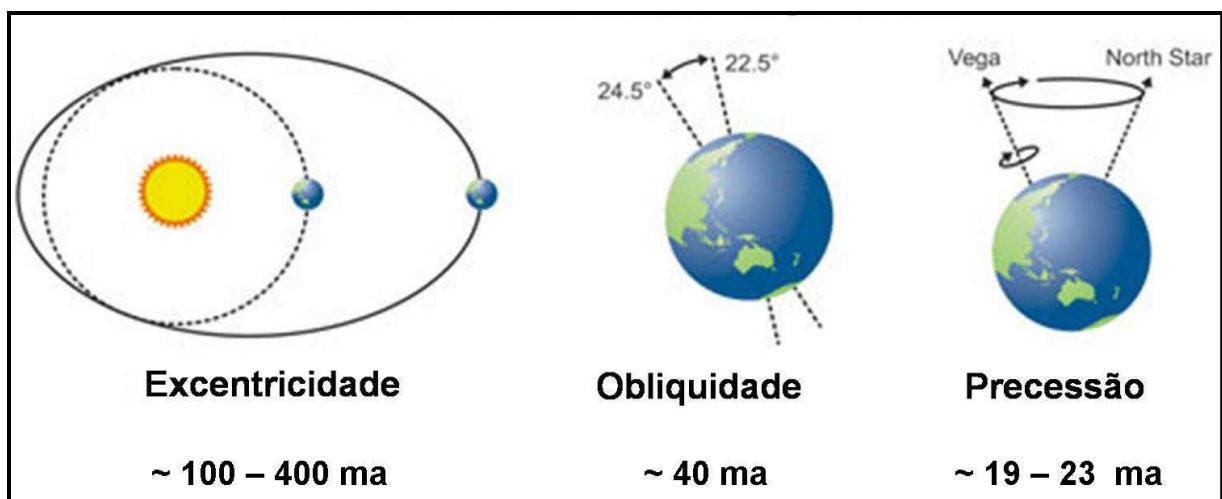


Figura 9.16 – Esquema mostrando os ciclos de Milankovitch (1941) com suas durações estimadas (Fonte:<http://www.skepticalscience.com>).

Por esta analogia, pode-se especular o possível fato de as sequências de 5^a ordem apresentarem variações abruptas de suas fácies, uma vez que os ciclos de precessão e obliquidade se relacionam a mudanças – mais rápidas - na posição do eixo de rotação da terra (ciclos de maior frequência).

Os ciclos de excentricidade, por outro lado, apresentam menor frequência que

a precessão e a obliquidade, refletindo as particularidades da geometria (mais circular ou mais elíptica) da órbita da Terra em torno do Sol. Esta frequência menor deverá provocar mudanças mais graduais no clima e, por consequência, no registro das sequências de 4^a ordem, dando origem à simetria observada.

Quadro 9.2 – Relação entre as frequências, hierarquia, duração (em milhões de anos – Ma) e o provável fator controlador da deposição/formação dos ciclos observados na Sequência Balbuena IV.

| Frequência do ciclo | Ordem | Duração (Ma) | Fator controlador |
|---------------------|------------------------------|---------------|---|
| Baixa | 3 ^a (Balbuena IV) | 1,0 – 1,3 | Eustasia (?) Clima (?) |
| Média | 4 ^a | 0,125 – 0,162 | Clima (excentricidade) |
| Alta | 5 ^a | 0,040 – 0,052 | Clima (precessão / obliquidade) |

É importante salientar que anomalias climáticas provocadas pela interação dos ciclos de Milankovitch entre si (e.g. ciclos de precessão/obliquidade/excentricidade em fase ou fora de fase) devem gerar anomalias no registro litológico. A comprovação desta teoria requer uma análise cíclica mais apurada, visando decompor as curvas de variação dos ciclos orbitais a partir do registro estratigráfico, utilizando, por exemplo, dados de perfil gama espectral, estudando-se os comportamentos anômalos ao longo de toda a Supersequência Balbuena.

A figura 9.17 sintetiza todo o registro estratigráfico da Sequência Balbuena IV na área estudada. Também, apresenta a divisão deste registro segundo as técnicas da Estratigrafia de Alta Resolução aplicada ao ambiente lacustre, conforme discutido ao longo deste capítulo.

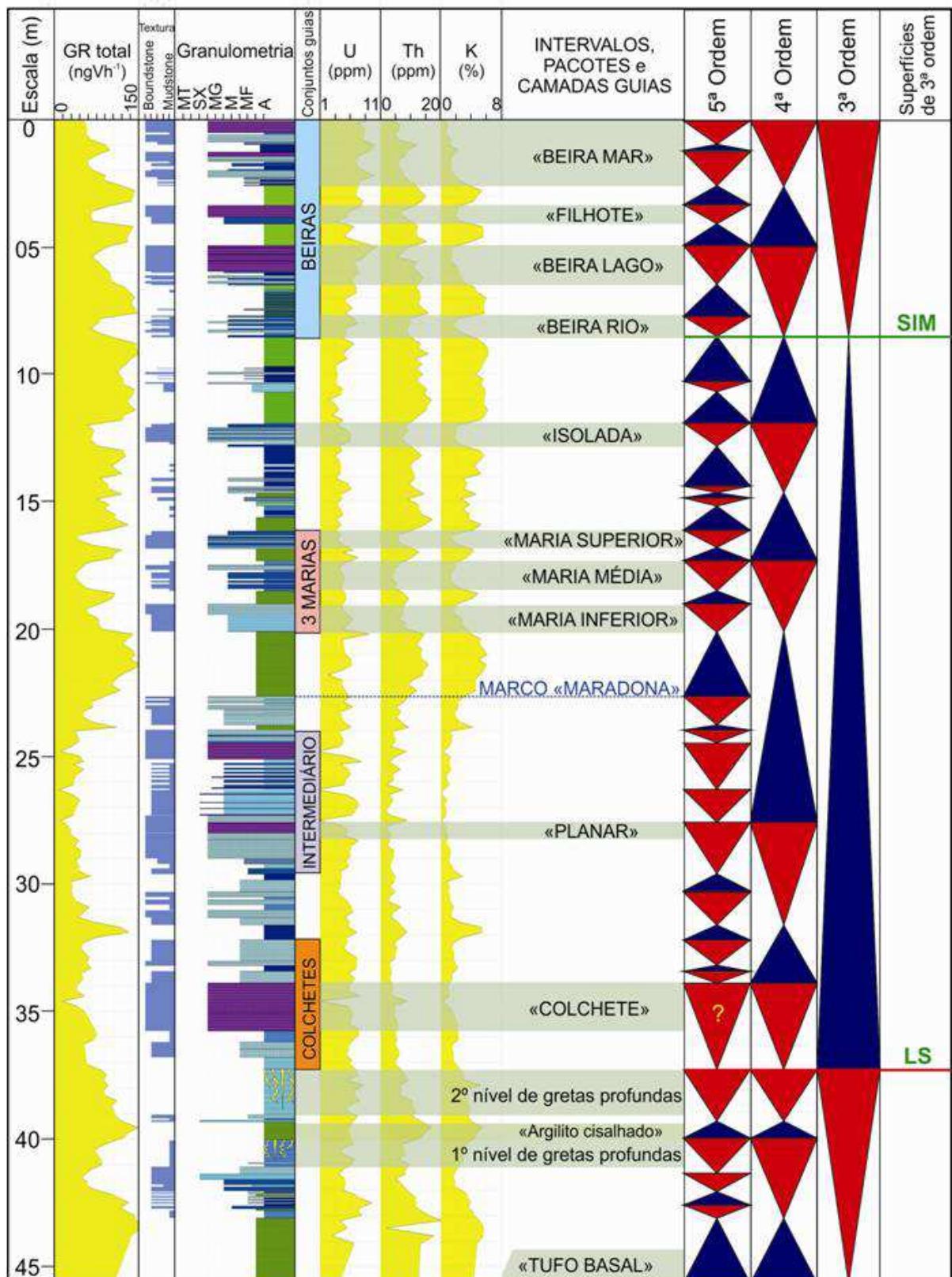


Figura 9.17 – Sequências de 3^a, 4^a e 5^a ordens observadas no registro estratigráfico da Sequência Balbuena IV. O limite de sequência de 3^a ordem (LS) é adaptado do conceito de sequência deposicional definido por Hunt e Tucker (1992).

9.7 Ciclos sub-orbitais e as sequências de 5^a ordem

As sequências de 5^a ordem apresentam-se no registro estratigráfico da seção estudada como camadas praticamente tabulares dispostas segundo um modelo típico de “camadas de bolo” (*layer cake*). Contudo, observando esses ciclos em detalhe, nota-se que cada camada carbonática (fase de retração do lago nas sequências de 5^a ordem) é composta por ciclos de altíssima frequência, que representariam, por exemplo, ciclos de 6^a ordem (Figuras 9.5 e 9.18). A geração da 6^a ordem está relacionada, provavelmente, a ciclos sub-orbitais.

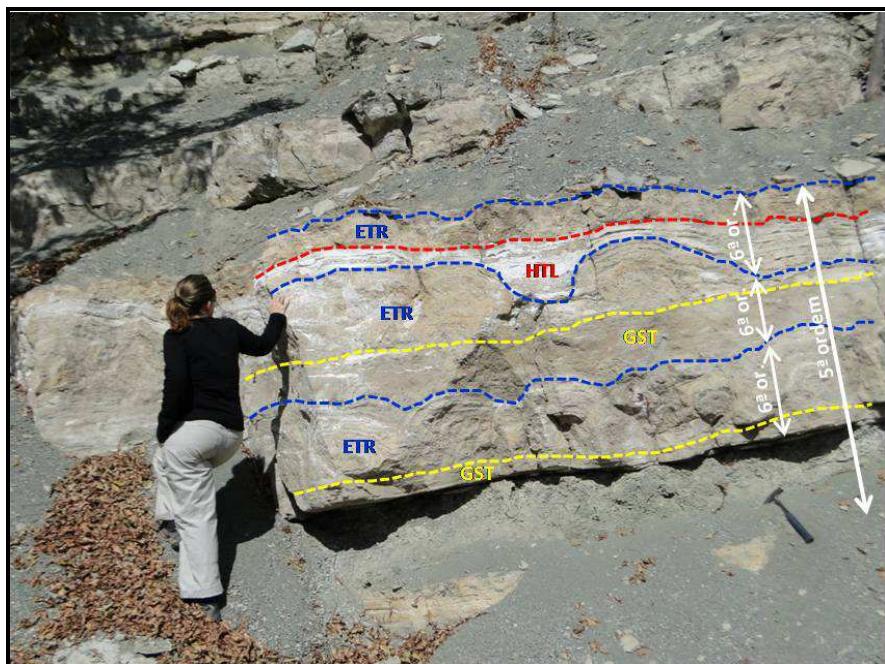


Figura 9.18 – Ciclos carbonáticos de altíssima frequência (6^a ordem) dentro de uma sequência de 5^a ordem. Foto: camada guia “Maria Superior” no afloramento Ablobomé.

A 6^a ordem, diferentemente da 5^a, apresenta seus topos mais irregulares (ver topo dos estromatolitos – linha pontilhada azul – na figura 9.18), exceto o último ciclo, do topo, que colmata, de forma aplinada, a sequência de 5^a ordem.

Propõe-se que esses ciclos de altíssima frequência representam a

programação das sequências carbonáticas em direção ao centro do lago, à medida que o nível batimétrico diminuía dentro do ciclo de 5^a ordem (Figura 9.19). Desta forma, o aparente modelo “camada de bolo” tornar-se-ia irreal, uma vez que - internamente a cada camada - as descontinuidades geradas pela 6^a ordem não seriam paralelas ao topo e a base. Isto permitiria o desenvolvimento de fácies sedimentares e zonas de permeabilidade e de porosidade diferenciadas ao longo de cada uma das programações. Estas programações poderiam atingir diversos quilômetros e, devido à altíssima frequência, se confundir com eventos autocíclicos inerentes ao próprio sistema carbonático.

Esta maior influência dos fatores autocíclicos na 6^a ordem permite adaptar o conceito de elemento arquitetural definido por Miall (1985,1988). As programações de 6^a ordem seriam os próprios elementos tridimensionais que construiriam a 5^a ordem. Estas programações, altamente influenciadas pelos fatores autocíclicos inerentes do sistema carbonático, representariam os elementos arquiteturais deste sistema durante a fase de retração do lago (5^a ordem).

A SEI/SMReb de 5^a ordem, cuja origem é diácrona, seria, segundo esta hipótese, formada pelo agrupamento das superfícies de exposição dos ciclos de 6^a ordem à medida que o espaço disponível diminuía das bordas para o centro do lago.

Operacionalmente, a rastreabilidade dos ciclos de 4^a e 5^a ordens apresenta-se muito consistente ao longo de toda área mapeada (Figura 9.20 e Anexos 1 e 2), fruto do maior controle alocíclico sobre os fatores autocíclicos. Contudo, à medida que os eventos autocíclicos se tornam mais presentes mascarando o alociclismo nos ciclos de altíssima frequência, a rastreabilidade em 6^a ordem passa a requerer técnicas mais apuradas e uma análise mais detalhada para sua mapeabilidade.

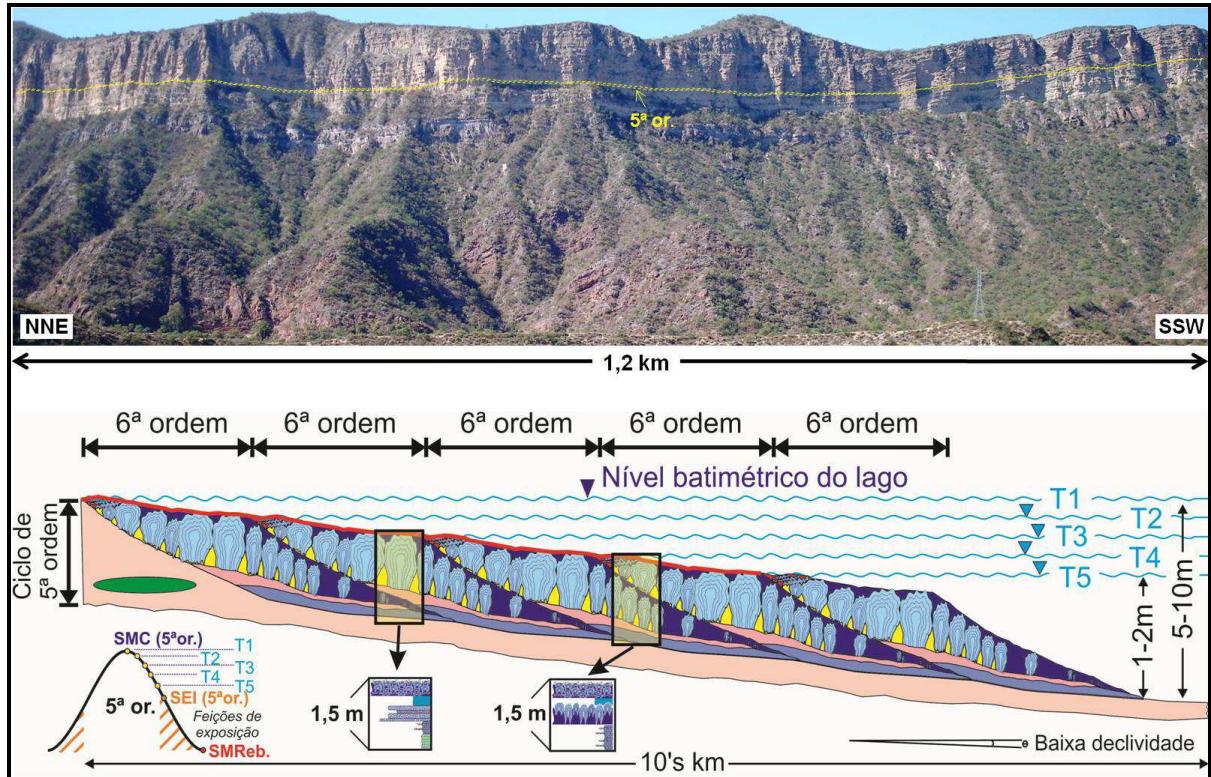


Figura 9.19 – Foto do paredão do Dique mostrando um sequência de 5ª ordem (linha dupla pontilhada) e sua aparente conformação em “camada de bolo”. Abaixo da foto, esquema mostrando, de forma idealizada, a construção do ciclo de 5ª ordem por meio das diversas progradações de 6ª ordem, à medida que o nível do lago cai de T1 para T5. A linha vermelha no desenho esquemático representa a SEI/SMReb de 5ª ordem que se forma diacronicamente ao longo do topo da camada.

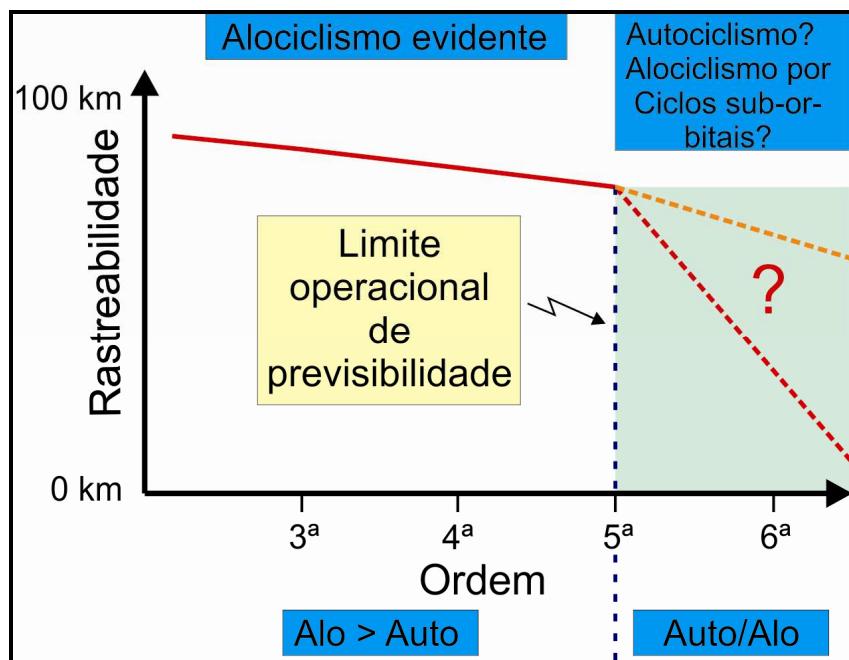


Figura 9.20 – Gráfico mostrando a rastreabilidade dos ciclos de acordo com a hierarquia dos ciclos observados na Sequência Balbuena IV na Sub-bacia de Metán-Alemania.

10 ANÁLISE ESTATÍSTICA DA SEQUÊNCIA BALBUENA IV

10.1 Correlação estratigráfica

A grande correlação estratigráfica dos ciclos ao longo de toda a área estudada é uma das características mais marcantes da Sequência Balbuena IV (Figura 10.1 e Anexos 1 e 2).

Esta correlação se torna altamente confiável devido à organização estratigráfica em que os ciclos se dispõem ao longo do intervalo analisado. O arranjo deste arcabouço reflete forte controle alogênico na construção de cada sequência individualizada em diversas ordens.

A rastreabilidade destas sequências será aqui demonstrada tomando-se como exemplo dois ciclos de 5^a ordem: um do período úmido e outro do período seco da Sequência Balbuena IV. O ciclo escolhido do período seco está representado pela “Sequência Colchete” (Figura 10.2 – quadro 1) e engloba o intervalo estratigráfico que vai do topo do 2º nível de gretas até o topo do intervalo guia “Colchete”. O ciclo do período úmido selecionado corresponde ao intervalo guia da “Sequência Maria Inferior”, iniciando-se no “Marco Maradona” e terminando no topo deste intervalo (Figura 10.2 – quadro 2).

Os anexos 1 e 2 mostram seções estratigráficas (*Datum* “Marco Maradona”) segundo uma direção aproximada W-E e outra na direção aproximada NNE-SSW. Estas duas seções demonstram a rastreabilidade em dezenas de quilômetros das sequências de 5^a ordem ao longo de toda a bacia, inclusive em sua borda oeste onde o aporte siliciclástico era maior. A correlação de sequências em alta frequência pode ser feita para todos os ciclos de 5^a ordem individualizados, corroborando, em

tese, a regularidade do arcabouço estratigráfico composto pelas sequências carbonáticas microbianas em bacias lacustres durante a fase sag.



Figura 10.1 – Dois afloramentos da Sequência Balbuena IV na região do Dique Cabra Corral mostrando a mesma organização estratigráfica ao longo de 5,6km. 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 com seus espessos intervalos de sedimentos pelíticos localizados acima do “Marco Maradona”. Abaixo deste, encontram-se as sequências do período de seca, mostrando o predomínio de carbonatos sobre os sedimentos pelíticos.

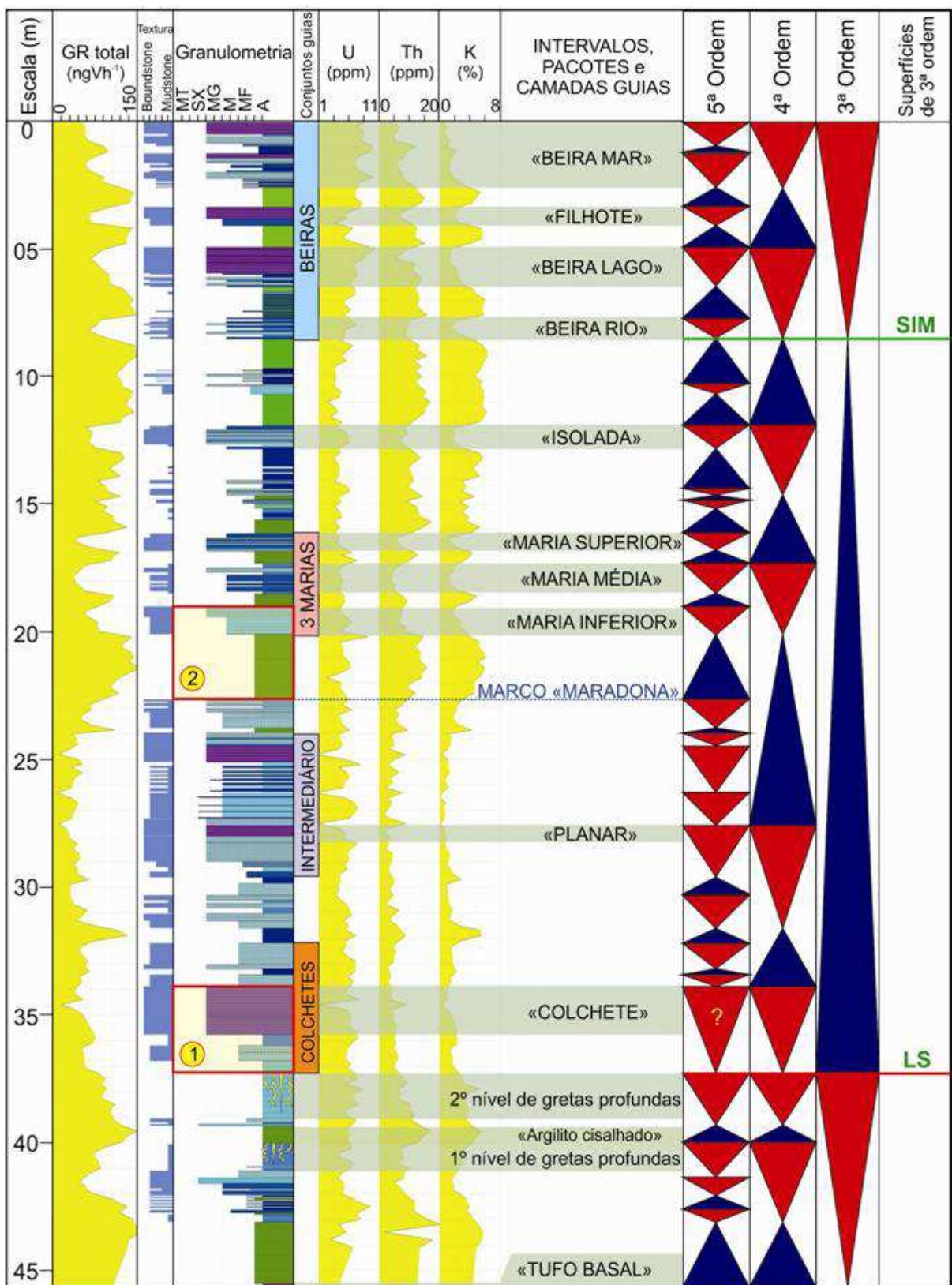


Figura 10.2 – Posição estratigráfica das sequências de 5^a ordem utilizadas para exemplificar a rastreabilidade dos ciclos na área estudada (retângulos com borda vermelha): 1 – Sequência «Colchete» e 2 – Sequência «Maria Inferior».

As seções estratigráficas também colocam em evidência a rastreabilidade de um ciclo de 4^a ordem, identificado por suas Superfícies de Máxima Umidade e pela Superfície de Máxima Seca. Esta rastreabilidade é totalmente previsível, uma vez que sequências de 4^a ordem são constituídas pelos ciclos de 5^a ordem.

10.2 Análise estatística da Sequência Balbuena IV – 3^a ordem

Para a análise estatística, as principais fácies descritas neste trabalho foram reunidas em 5 grupos básicos, conforme definido no quadro 10.1:

Quadro 10.1 – Quadro mostrando os grupos definidos para a análise estatística das fácies ao longo das sequências básicas da seção estratigráfica estudada.

| Grupo | Descrição | Fácies agrupadas |
|----------|------------------------|------------------|
| S | Siliciclásticos/Mistos | ARN/ARG/LAM/MGR |
| C | Carbonatos com matriz | MUD/WCK/PCK |
| G | Grainstones | GST/RUD |
| L | Laminitos | LMT |
| E | Estromatolitos | ETR |

A Sequência Balbuena IV está constituída por suas duas porções, que representam o período úmido e o período seco da curva de 3^a ordem (Figura 10.3 e tabelas 10.1 e 10.2). Acima do limite de sequência (LS) - definido a partir do 2º nível de gretas (Figura 10.2) até o “Marco Maradona” - o período seco de 3^a ordem é marcado pela predominância dos carbonatos dos grupos G, L e E. Estes representam 84,16% da espessura total da porção inferior, com base nos afloramentos descritos onde a seção basal da Sequência Balbuena IV é completa. Dentre estes carbonatos, ocorre um predomínio dos grainstones/rudstones (31,8%),

seguido dos laminitos (28,81%). Em relação aos estromatolitos, eles representam 23,55% de todo o intervalo inferior. As fácies do grupo C, por sua vez, perfazem apenas 4,25% da espessura do período seco.

A porção superior, representando o período úmido da Sequência Balbuena IV, é marcada pela grande presença dos siliciclásticos, que chegam a 47,19% da espessura total. O marcante é a diminuição significativa da proporção dos grainstones/rudstones (11,49%) e dos laminitos (8,1%) em relação à porção inferior. Os estromatolitos continuam mantendo praticamente a mesma proporção que no período seco, chegando a representar 24% da espessura do período úmido. Por outro lado, também se nota um aumento significativo da contribuição dos carbonatos do grupo C na porção superior, que atingem 9,22%.

Tabela 10.1 – Tabela apresentando as isópacas totais e discriminadas por fácies do intervalo inferior da Sequência Balbuena IV nos afloramentos onde esta porção encontra-se completa.

| Perfil | PERÍODO SECO - porção inferior Sequência Balbuena IV | | | | | | | | | |
|--------------------|--|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|---------------|
| | Isópaca (m) | E (m) (%) | | G (m) (%) | | L (m) (%) | | C (m) (%) | | S (m) (%) |
| E. Guachipas Norte | 19,33 | 4,91 | 25,39 | 7,17 | 37,09 | 5,38 | 27,84 | 0,00 | 0,00 | 1,87 9,67 |
| E. Guachipas Sul | 17,23 | 2,91 | 16,88 | 5,33 | 30,93 | 7,30 | 42,37 | 0,21 | 1,23 | 1,48 8,58 |
| Cedamavi | 18,08 | 2,84 | 15,73 | 4,53 | 25,04 | 5,14 | 28,43 | 2,26 | 12,52 | 3,31 18,28 |
| Punta de Isla | 16,81 | 5,12 | 30,47 | 5,02 | 29,89 | 5,02 | 29,89 | 0,26 | 1,54 | 1,38 8,21 |
| Cerro Del Fuerte | 17,63 | 3,60 | 20,44 | 6,02 | 34,12 | 5,76 | 32,65 | 0,47 | 2,68 | 1,78 10,11 |
| Gauchito Gil | 20,27 | 5,36 | 26,46 | 6,73 | 33,18 | 4,76 | 23,50 | 1,51 | 7,45 | 1,91 9,40 |
| Lomito | 20,43 | 5,92 | 28,98 | 6,53 | 31,97 | 4,88 | 23,88 | 0,78 | 3,84 | 2,32 11,34 |
| Ablomé | 20,70 | 4,75 | 22,95 | 7,82 | 37,75 | 4,54 | 21,95 | 1,31 | 6,33 | 2,28 11,02 |
| Dique Compensador | 22,25 | 5,47 | 24,60 | 5,88 | 26,44 | 6,38 | 28,68 | 0,58 | 2,62 | 3,93 17,65 |

Tabela 10.2 – Tabela apresentando as isópacas totais e discriminadas por fácies do intervalo superior da Sequência Balbuena IV nos afloramentos onde esta porção encontra-se aflorando do “Marco Maradona” até no mínimo no topo do pacote guia “Beira Lago”.

| Perfil | PERÍODO ÚMIDO - porção superior Sequência Balbuena IV | | | | | | | | | |
|-------------------|---|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|--------------|-------|----------------|
| | Isópaca (m) | E (m) (%) | | G (m) (%) | | L (m) (%) | | C (m) (%) | | S (m) (%) |
| E. Guachipas Sul | 21,32 | 4,51 | 21,15 | 3,95 | 18,54 | 2,03 | 9,50 | 0,29 | 1,35 | 10,55 49,47 |
| Punta de Isla | 20,25 | 5,29 | 26,10 | 0,36 | 1,76 | 2,59 | 12,80 | 2,05 | 10,12 | 8,71 43,00 |
| Cedamavi | 17,07 | 3,88 | 22,73 | 1,22 | 7,14 | 1,63 | 9,54 | 1,37 | 8,01 | 8,98 52,59 |
| Gauchito Gil | 25,43 | 7,75 | 30,49 | 3,40 | 13,38 | 0,53 | 2,07 | 1,43 | 5,62 | 12,32 48,44 |
| Lomito | 22,55 | 5,19 | 23,01 | 2,85 | 12,62 | 1,42 | 6,31 | 1,25 | 5,56 | 11,84 52,50 |
| Ablomé | 22,95 | 4,75 | 20,70 | 4,38 | 19,07 | 1,82 | 7,94 | 2,25 | 9,79 | 9,75 42,50 |
| Dique Compensador | 25,30 | 5,64 | 22,28 | 1,82 | 7,18 | 2,02 | 7,97 | 5,93 | 23,44 | 9,90 39,14 |

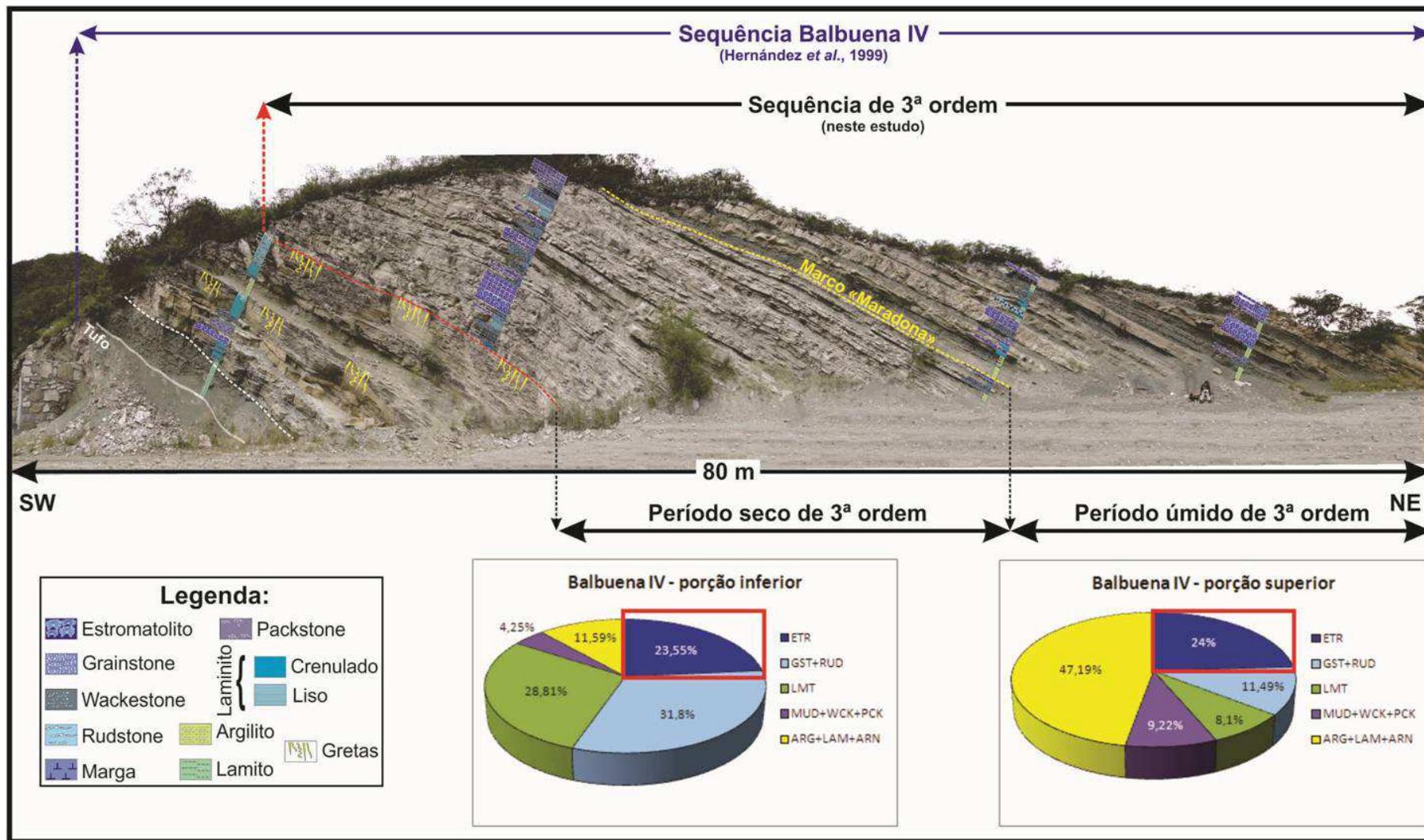


Figura 10.3 – Análise estatística da proporção de fácies no período seco e no período úmido do ciclo de 3ª ordem na Sequência Balbuena IV. Notar o predomínio de fácies carbonáticas na porção inferior e o predomínio de siliciclásticos (pelitos) na porção superior. A proporção de estromatolitos, contudo, é praticamente a mesma nos dois intervalos (ver retângulos vermelhos nos gráficos de pizza).

A manutenção da proporção dos estromatolitos - tanto no período úmido quanto no período de seca da Sequência Balbuena IV – pode indicar que, em termos de redução da acomodação, os grainstones/laminitos (no período de seca de 3^a ordem) ocupam uma mesma proporção de espessura no ciclo do que os intervalos pelíticos (na fase úmida de 3^a ordem). Assim, o espaço residual disponível para o crescimento dos estromatolitos seria praticamente o mesmo (em termos proporcionais em relação a espessura de cada fase) tanto na fase úmida, quanto na fase seca da Sequência Balbuena IV.

Por outro lado, a proporção de grainstones e laminitos diminui significativamente onde ocorre a maior preservação de pacotes pelíticos, ou seja, é mais sensível a intensidade dos intervalos úmidos.

Por fim, os carbonatos do grupo C ocorrem em maior proporção no período úmido do que no período seco. A presença maior de siliciclásticos implica também na maior presença destes carbonatos, vinculada, portanto, à fase de maior umidade na bacia.

10.3 Variografia da Sequência Balbuena IV – 3^a ordem

A análise variográfica vertical dos afloramentos da área do Dique Cabra Corral distingue claramente a ciclicidade na porção inferior (período seco) e na porção superior (período úmido) na Sequência Balbuena IV. Para tanto, foi realizada a análise da relação entre as fácies do grupo E com as fácies dos grupos S, C, G e L (ver quadro 10.1).

Durante a fase mais seca, a variância atinge o patamar a cerca de 1,15m da origem. A ciclicidade observada na curva do variograma apresenta uma regularidade

em torno de 1,10m. Esta ciclicidade reflete as espessuras médias da maioria dos ciclos observados para as sequências de 5^a ordem que compõem a porção inferior da Sequência Balbuena IV (Figura 10.4).

Na fase de maior umidade (Balbuena IV – porção superior), os intervalos pelíticos tornam muito evidentes a ciclicidade entre os “finos” e os carbonatos. Nesta porção, a variância atinge o patamar em torno de 0,5m a partir da origem. Nesta fase, os ciclos mais evidentes são aqueles pontuados por variações abruptas entre o período carbonático e o período de deposição siliciclástica. Em geral, os ciclos apresentam uma espessura maior em relação à fase seca (Balbuena IV - porção inferior). Esta espessura encontra-se em torno de 2,6 a 2,4m (Figura 10.5) e correspondem à média dos ciclos de 5^a ordem observados no período úmido.

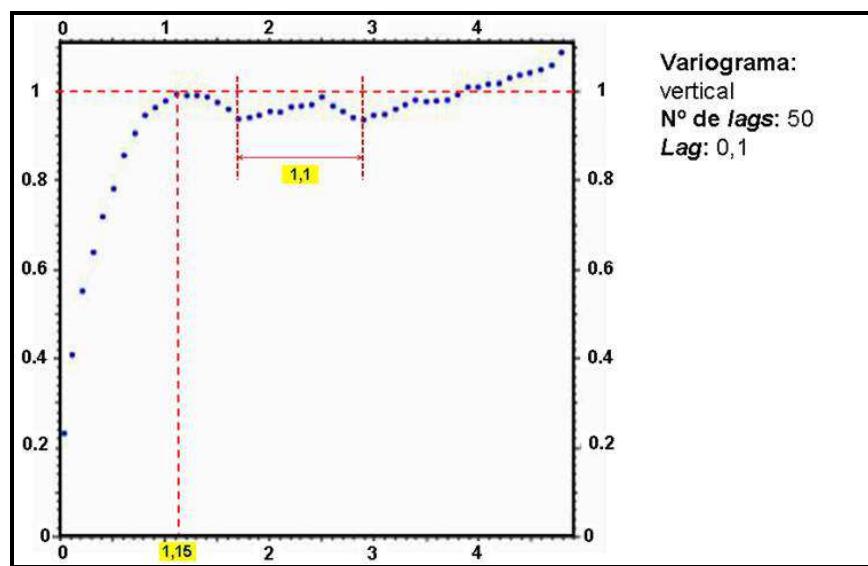


Figura 10.4 – Variograma vertical normalizado da porção inferior da Sequência Balbuena IV (período seco), mostrando a ciclicidade dada pelos ciclos de 5^a ordem que compõem esta seção.

A análise demonstra que as sequências carbonáticas (5^a ordem) microbianas do período seco (Sequência Balbuena IV inferior) sofrem influência da menor acomodação, evidenciado por ciclos menos espessos que os da porção superior. Contudo, devido à maior amalgamação vertical de fácies carbonáticas, a variância inicial entre os dados se torna menor que no período úmido (porção superior).

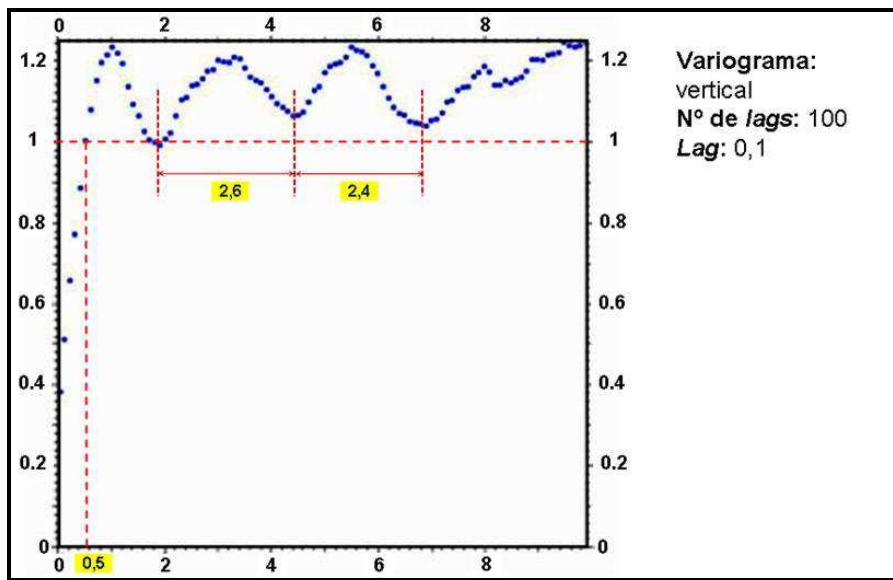


Figura 10.5 – Variograma vertical normalizado da porção superior da Sequência Balbuena IV (período úmido), mostrando a ciclicidade dada pelos ciclos de 5^a ordem que compõem esta seção.

Na fase mais úmida (Sequência Balbuena IV superior), as sequências de 5^a ordem apresentam maiores espessuras devidas, provavelmente, à maior acomodação que havia durante este período. Esta maior disponibilidade de espaço permite o crescimento de estruturas estromatolíticas mais desenvolvidas que na porção inferior. Contudo a presença de intervalos siliciclásticos mais espessos, pontuando os períodos de expansão do lago, provoca uma quebra mais abrupta entre os ciclos. Esta característica abrupta entre a fase carbonática e siliciclástica do lago é marcada pela maior variância inicial dos dados.

10.4 Análise estatística dos ciclos de 5^a ordem

A análise estatística dos ciclos de 5^a ordem foi realizada em duas sequências distintas: “Maria Inferior” (porção superior da Sequência Balbuena IV) e “Colchete” (porção inferior da 3^a ordem) (Figura 10.2). Para esta análise, foram selecionados os afloramentos de modo que os gráficos construídos representassem

aproximadamente uma seção NE-SW e uma seção W-E ao longo da área estudada (Figura 10.6). A figura 10.7 apresenta um detalhe dos pontos na área do Dique Cabra Corral utilizados na análise estatística.

A seção NE-SW (B-B') analisou (de N para S) os afloramentos: Ensenada Guachipas Norte, Ensenada Guachipas Sul, Cedamavi, Punta de Isla, Cerro del Fuerte e Rio Ayuso.

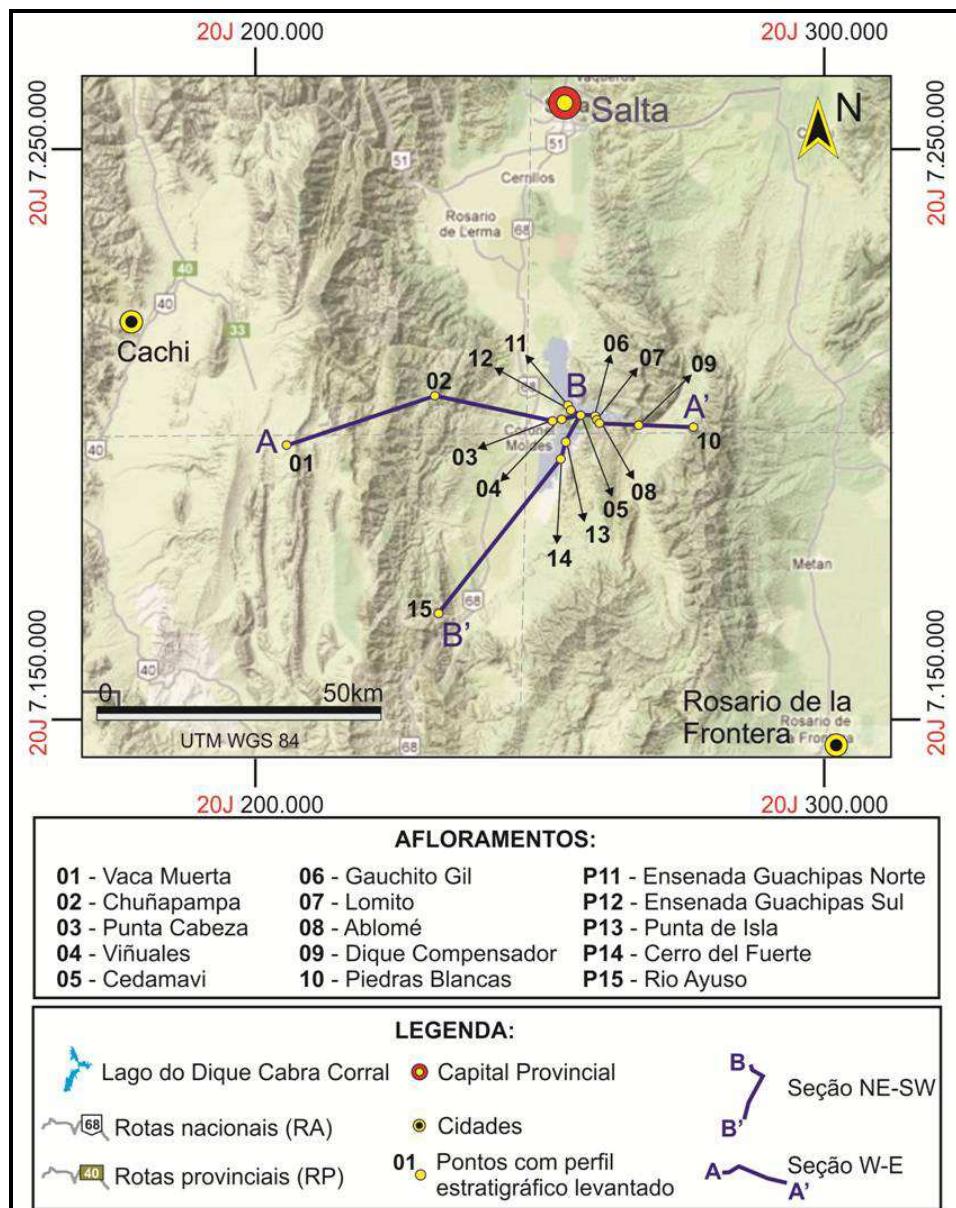


Figura 10.6 – Mapa de localização dos afloramentos posicionados ao longo de uma seção NE-SW (pontos indicados em vermelho) e de uma seção W-E (pontos indicados em azul escuro), utilizada para a análise estatística dos ciclos de alta frequência (5^a ordem) na Sequência Balbuena IV (Imagem do relevo de fundo: fonte Google maps® 2011).

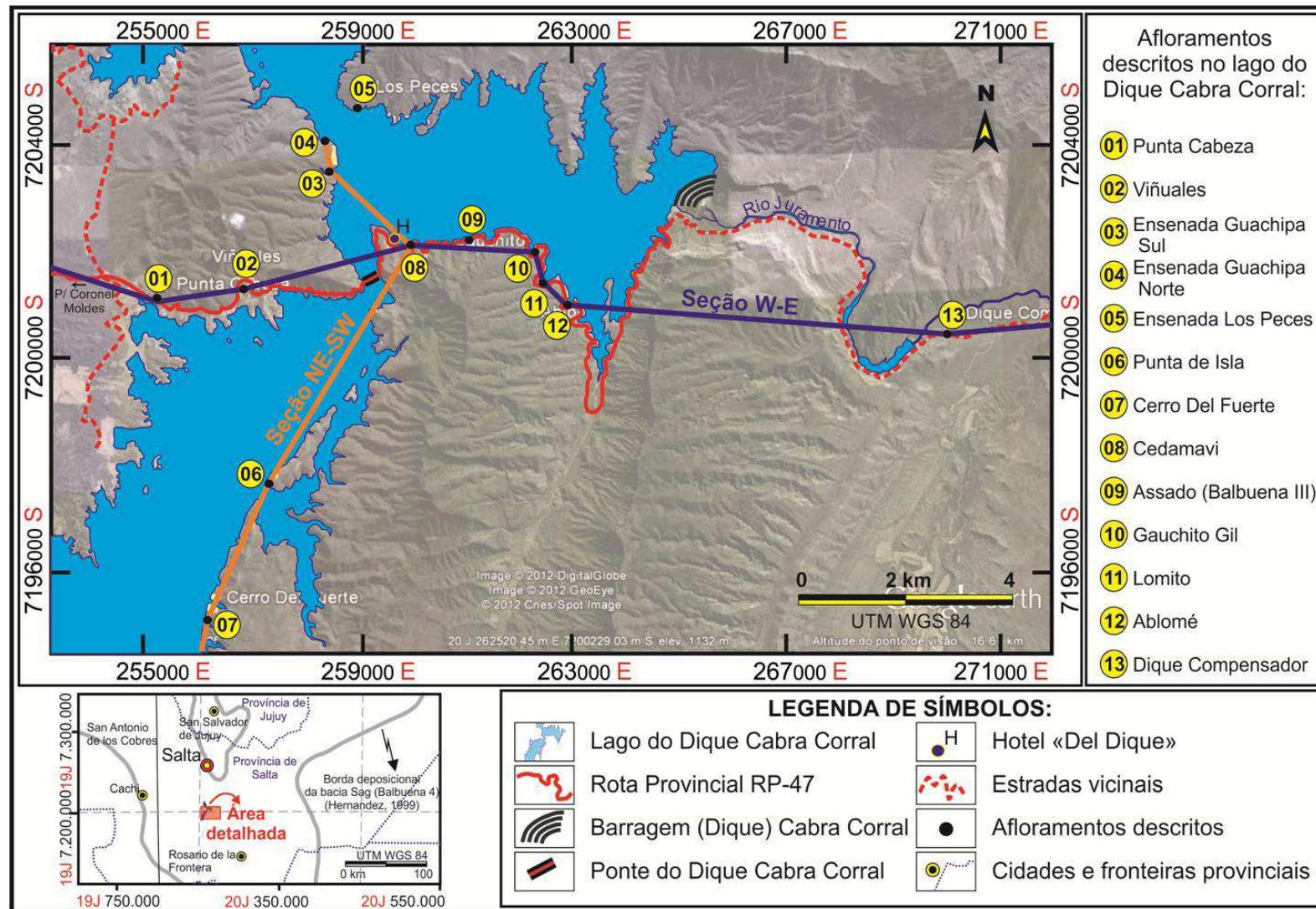


Figura 10.7 – Imagem da área do Dique Cabra Corral mostrando em detalhe parte do traçado das seções NE-SW e W-E utilizadas na análise estatística das sequências “Colchete” e “Maria Inferior” (Imagen do relevo: fonte Google Earth® 2011).

A seção W-E (A-A') está representada (de W para E) pelos afloramentos: Vaca Muerta, Chuñapampa, Punta Cabeza, Viñuales, Cedamavi, Gauchito Gil, Lomito, Abلومé, Dique Compensador e Piedras Blancas.

Para a análise de paleobatimetria (e consequentemente de paleotopografia do fundo do lago) o presente estudo irá assumir que a espessura total da sequência analisada (isópaca) em cada afloramento representaria o espaço disponível para a sedimentação no ponto analisado (considerando taxas de compactação semelhantes para litologias iguais) no período de deposição da sequência.

10.4.1 ANÁLISE ESTATÍSTICA DA SEQUÊNCIA “COLCHETE”

A tabela 10.3 apresenta os dados discriminados das espessuras de fácies e a proporção de cada uma em relação à isópaca da Sequência “Colchete”.

Tabela 10.3 – Dados de isópaca total e por fácies da Sequência “Colchete” nos afloramentos da área do Dique Cabra Corral.

| Perfil | Isópaca | E | | G | | L | | C | | S | |
|--------------------|---------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|
| | (m) | (m) | (%) |
| E. Guachipas Norte | 3,02 | 1,55 | 51,37 | 1,41 | 46,78 | 0,06 | 1,85 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| E. Guachipas Sul | 2,25 | 0,90 | 39,83 | 0,58 | 25,66 | 0,78 | 34,51 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cedamavi | 2,86 | 1,09 | 38,02 | 0,71 | 24,69 | 0,97 | 33,87 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Punta de Isla | 2,81 | 1,11 | 39,52 | 1,20 | 42,60 | 0,50 | 17,88 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cerro Del Fuerte | 2,78 | 0,87 | 31,12 | 0,98 | 35,28 | 0,93 | 33,80 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Rio Ayuso | 3,33 | 0,85 | 19,81 | 0,01 | 0,22 | 0,83 | 24,84 | 1,31 | 39,46 | 0,53 | 15,87 |
| Vaca Muerta | 2,28 | 0,07 | 3,22 | 0,45 | 19,75 | 0,00 | 0,00 | 0,57 | 25,04 | 1,19 | 51,99 |
| Chuñapampa | 2,98 | 0,72 | 24,11 | 2,26 | 75,89 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Viñuales | 3,39 | 1,86 | 48,91 | 0,99 | 29,17 | 0,74 | 21,92 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cedamavi | 2,86 | 1,09 | 38,02 | 0,71 | 24,69 | 0,97 | 33,87 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Gauchito Gil | 2,40 | 1,08 | 45,18 | 0,86 | 27,30 | 0,66 | 27,54 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Lomito | 3,37 | 1,88 | 55,84 | 0,62 | 18,25 | 0,88 | 26,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Abلومé | 3,14 | 1,13 | 36,10 | 1,83 | 58,16 | 0,18 | 5,74 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Dique Compensador | 3,01 | 1,19 | 39,50 | 0,93 | 30,96 | 0,89 | 29,54 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Piedras Blancas | 2,65 | 0,81 | 23,14 | 1,11 | 41,82 | 0,93 | 35,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

As figuras 10.8 e 10.9 representam os gráficos de espessura acumulada (isópaca) por fácies e porcentagem acumulada por fácies, respectivamente, da Sequência “Colchete” segundo um *trend* W-E. Com base nestes dados, é possível esboçar o perfil paleobatimétrico (Figura 10.8) do lago durante a deposição desta sequência com base na isópaca da sequência. De W para E, a profundidade do lago

aumenta gradativamente desde a borda (Vaca Muerta) até o afloramento Viñuales. A partir deste ponto, ocorre um paleoalto local (aqui recém definido) que atinge seu ápice no afloramento Gauchito Gil (Figura 10.8). Notar que a variação de paleotopografia do fundo do lago que define o paleoalto é de apenas 0,5 a 1,0m. A partir de Lomito, o perfil paleobatimétrico diminui gradativamente até o final da seção analisada (Perfil Piedras Blancas).

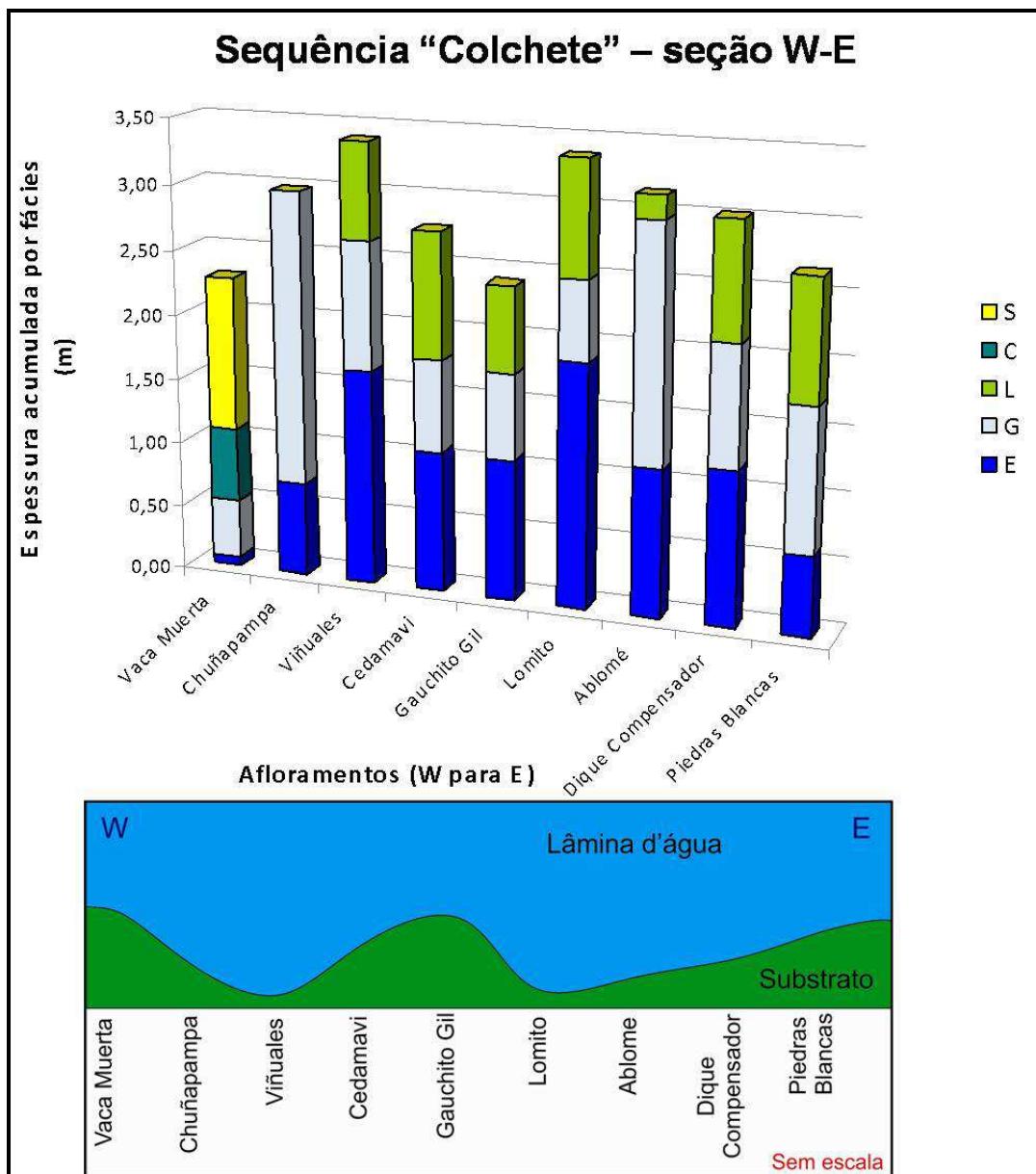


Figura 10.8 – Gráfico de espessura acumulada por fácies para a Sequência “Colchete” ao longo da seção W-E na área do Dique Cabra Corral. A figura abaixo é um modelo esquemático (sem escala) da paleotopografia de fundo assumida para o lago ao longo da seção W-E.

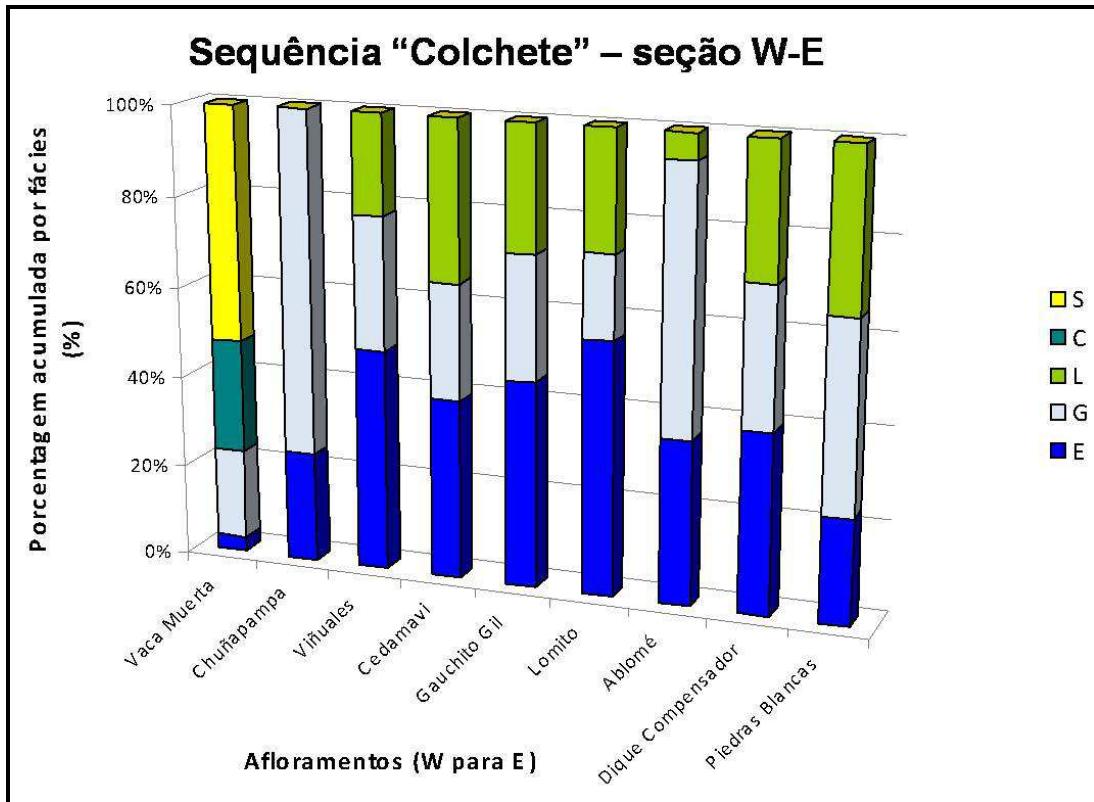


Figura 10.9 – Gráfico de porcentagem acumulada por fácies para a sequência “Colchete” ao longo da seção W-E na área do Dique Cabra Corral.

A presença de carbonatos do grupo C foi observada apenas na borda da bacia (Vaca Muerta), mostrando sua afinidade com as posições que acumulavam mais sedimentos siliciclásticos. As espessuras de grainstones e de estromatolitos são menores neste ponto e não ocorrem laminitos nesta posição da bacia. A menor espessura de carbonatos dos grupos E e G em Vaca Muerta pode ser associada à falta de acomodação para a formação destes litotipos, uma vez que, provavelmente, o espaço teria sido praticamente ocupado, durante o período úmido de 5^a ordem, pelos sedimentos siliciclásticos, inclusive arenitos quartzosos.

As maiores espessuras de grainstones (Chuñapampa e Abromé) estão associadas a menores espessuras de estromatolitos. Por outro lado, sobre o paleoalto local, ocorre uma diminuição das espessuras de estromatolitos (ETRs), provavelmente devido à falta de espaço disponível para um maior desenvolvimento destas estruturas. Também é possível inferir sobre uma provável ligação com a

energia local, uma vez que a maior presença de grainstones (maior energia) está relacionada à uma menor espessura de laminitos (observar os afloramentos Abloomé e Chuñapampa). Por outro lado, grandes espessuras de carbonatos “G+L”, estão relacionadas ao menor desenvolvimento de estromatolitos (evidenciando menor espaço disponível para o desenvolvimento dos ETRs).

Por fim, há que se notar que as maiores espessuras de estromatolitos estão localizadas nas bordas do paleoalto (Viñuales e Lomito), indicando que a acomodação nestas posições era adequada para o maior desenvolvimento destas estruturas.

Em relação ao perfil NE-SW da “Sequência Colchete”, as figuras 10.10 e 10.11 representam os gráficos de espessura acumulada (isópaca) por fácies e de porcentagem acumulada por fácies.

De uma forma geral, o afloramento Ensenada Guachipas Sul faz parte do mesmo paleoalto observado na seção W-E. Contudo, como este paleoalto inferido na direção W-E englobava o afloramento Cedamavi, os afloramentos Punta de Isla e Cerro Del Fuerte estarão também localizados no *trend* N-S desta estrutura, pois possuem a mesma espessura da sequência “Colchete” em relação a Cedamavi.

Fica bem claro que esta elevação do fundo do lago não se prolonga até a área do afloramento Rio Ayuso, onde a espessura da sequência retorna aos maiores valores, como observado nos afloramentos Lomito e Viñuales.

Da mesma forma que na seção W-E, a maior espessura de estromatolitos está associada à borda do paleoalto (afloramento Ensenada Guachipas Norte), sendo que sobre o paleoalto esta espessura diminui (Ensenada Guachipas Sul), provavelmente pelo menor espaço disponível.

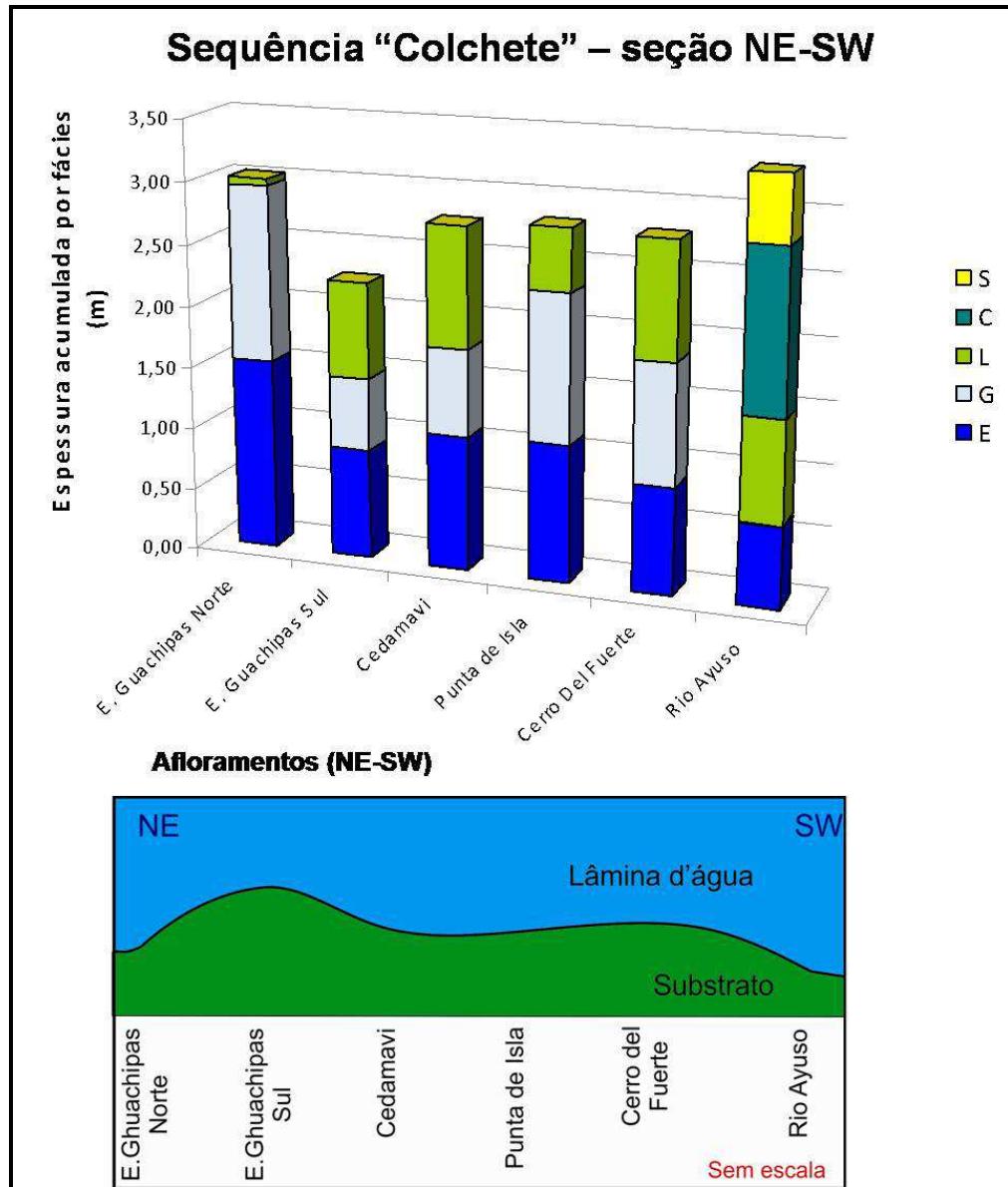


Figura 10.10 – Gráfico de espessura acumulada por fácies para a sequência “Colchete” ao longo da seção NE-SW na área do Dique Cabra Corral. A figura abaixo é um modelo esquemático (sem escala) da paleotopografia de fundo assumida para o lago ao longo da seção NE-SW.

Os carbonatos do grupo C, mais uma vez, demonstram a afinidade com as posições de maior preservação de sedimentos siliciclásticos, como observado em Rio Ayuso. É também neste afloramento onde ocorre a menor espessura de estromatolito, sendo que a presença de siliciclásticos (inclusive arenitos) denota a maior proximidade com a borda de aporte siliciclástico do lago (localizada a SW/W da Sub-bacia de Metán-Alemania).

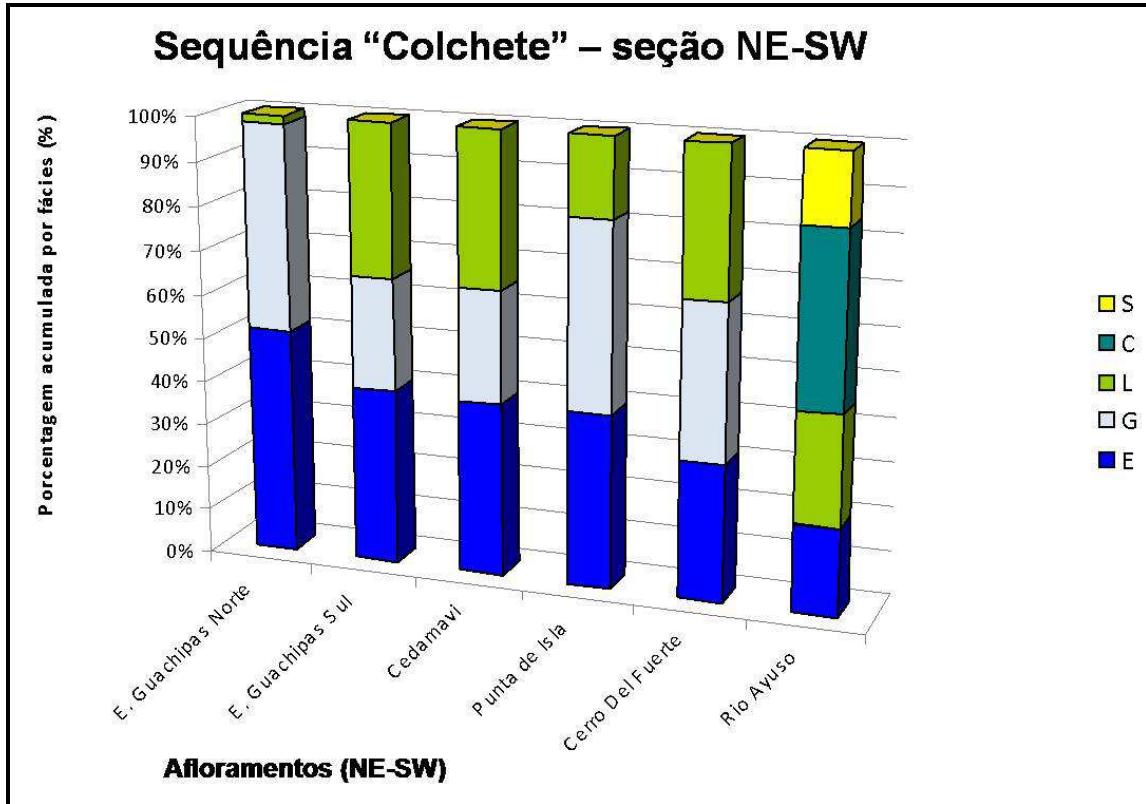


Figura 10.11 – Gráfico de porcentagem acumulada por fácies para a sequência “Colchete” ao longo da seção NE-SW na área do Dique Cabra Corral.

10.4.2 ANÁLISE ESTATÍSTICA DA SEQUÊNCIA “MARIA INFERIOR”

A tabela 10.5 apresenta os dados discriminados das espessuras de fácies e a proporção de cada uma em relação à espessura total (isópaca) da Sequência “Maria Inferior”. As figuras 10.12 e 10.13 representam os gráficos de espessura acumulada por fácies e porcentagem acumulada por fácies para esta sequência ao longo da seção W-E. A maior diferença do intervalo “Maria Inferior” para o ciclo “Colchete” é a presença constante de pacotes siliciclásticos na base da sequência, ao longo de todos os afloramentos, registrando o período de expansão do lago durante a fase úmida (3^a ordem) da Sequência Balbuena IV.

Em termos de paleotopografia, de Vaca Muerta até o afloramento Cedamavi ocorre um paleoalto local (aqui recém definido) na região de Chuñapampa. Os afloramentos Punta Cabeza, Viñuales e Cedamavi encontram-se em um patamar

intermediário entre o pequeno alto de Chuñapampa e o nível paleotopográfico mais baixo da bacia observado neste perfil: a região do afloramento Gauchito Gil (Figura 10.12). Do afloramento Gauchito Gil até o Dique Compensador, a Sequência “Maria Inferior” atinge suas espessuras máximas, indicando as máximas profundidades que o lago atingiu. Do Dique Compensador até Piedra Blanca ocorre uma elevação topográfica gradual do fundo do lago, voltando o perfil paleobatimétrico aos níveis encontrados nos afloramentos de Cedamavi a Punta Cabeza (Figura 10.12).

Tabela 10.5 – Dados de espessura de fácies da Sequência “Maria Inferior” nos afloramentos da área do Dique Cabra Corral.

| Perfil | Isópaca | E | | G | | L | | C | | S | |
|--------------------|---------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|
| | (m) | (m) | (%) |
| E. Guachipas Norte | 2,50 | 0,21 | 8,43 | 0,17 | 6,81 | 0,43 | 17,09 | 0,00 | 0,00 | 1,69 | 67,66 |
| E. Guachipas Sul | 2,89 | 0,39 | 13,47 | 0,08 | 2,87 | 0,40 | 13,83 | 0,00 | 0,00 | 2,02 | 69,82 |
| Cedamavi | 2,76 | 0,23 | 8,49 | 0,15 | 5,39 | 0,57 | 20,48 | 0,00 | 0,00 | 1,81 | 65,64 |
| Punta de Isla | 2,83 | 0,23 | 8,15 | 0,00 | 0,00 | 0,83 | 29,27 | 0,00 | 0,00 | 1,77 | 62,57 |
| Cerro Del Fuerte | 2,93 | 0,23 | 7,81 | 0,09 | 3,24 | 1,22 | 41,49 | 0,00 | 0,00 | 1,39 | 47,46 |
| Rio Ayuso | 3,06 | 0,08 | 2,53 | 0,31 | 10,03 | 0,56 | 18,24 | 0,22 | 7,28 | 1,89 | 61,92 |
| Vaca Muerta | 2,01 | 0,00 | 0,00 | 0,33 | 16,19 | 0,19 | 9,50 | 0,40 | 19,99 | 1,09 | 54,33 |
| Chuñapampa | 1,62 | 0,00 | 0,00 | 0,71 | 43,72 | 0,00 | 0,00 | 0,42 | 25,80 | 0,49 | 30,48 |
| Punta Cabeza | 2,51 | 0,30 | 11,77 | 0,19 | 7,60 | 0,47 | 18,86 | 0,00 | 0,00 | 1,55 | 61,77 |
| Viñuales | 2,59 | 0,39 | 15,16 | 0,24 | 9,12 | 0,39 | 15,08 | 0,00 | 0,00 | 1,57 | 60,64 |
| Cedamavi | 2,76 | 0,23 | 8,49 | 0,15 | 5,39 | 0,57 | 20,48 | 0,00 | 0,00 | 1,81 | 65,64 |
| Gauchito Gil | 3,64 | 0,66 | 18,23 | 0,31 | 8,50 | 0,11 | 2,91 | 0,00 | 0,00 | 2,56 | 70,36 |
| Lomito | 3,63 | 0,42 | 11,56 | 0,67 | 18,55 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 2,54 | 69,88 |
| Ablomé | 3,50 | 0,09 | 2,71 | 0,44 | 12,65 | 0,67 | 19,11 | 0,00 | 0,00 | 2,29 | 65,52 |
| Dique Compensador | 3,70 | 0,35 | 9,45 | 0,07 | 1,76 | 0,74 | 20,12 | 0,30 | 8,21 | 2,24 | 60,47 |
| Piedras Blancas | 2,94 | 0,44 | 14,98 | 0,00 | 0,00 | 0,56 | 19,01 | 0,29 | 9,78 | 1,65 | 56,23 |

De uma forma geral, as maiores espessuras somadas de laminito e grainstone/rudstones estão associadas com menores espessuras de estromatolitos.

Excetuando-se os perfis mais próximos à borda W (Vaca Muerta e Chuñapampa), a espessura dos carbonatos da fase de retração do lago (G+E+L) mantém-se praticamente constantes ao longo de toda a seção. Esta manutenção de espessura dos carbonatos da fase de retração do lago demonstra que os siliciclásticos mais os carbonatos do grupo C (nas porções mais internas do lago) aplinaram a paleotopografia original do fundo do lago durante sua fase de expansão, deixando um espaço residual praticamente homogêneo para o crescimento dos carbonatos – gerados durante o período de seca da Sequência

“Maria Inferior – no centro do lago.

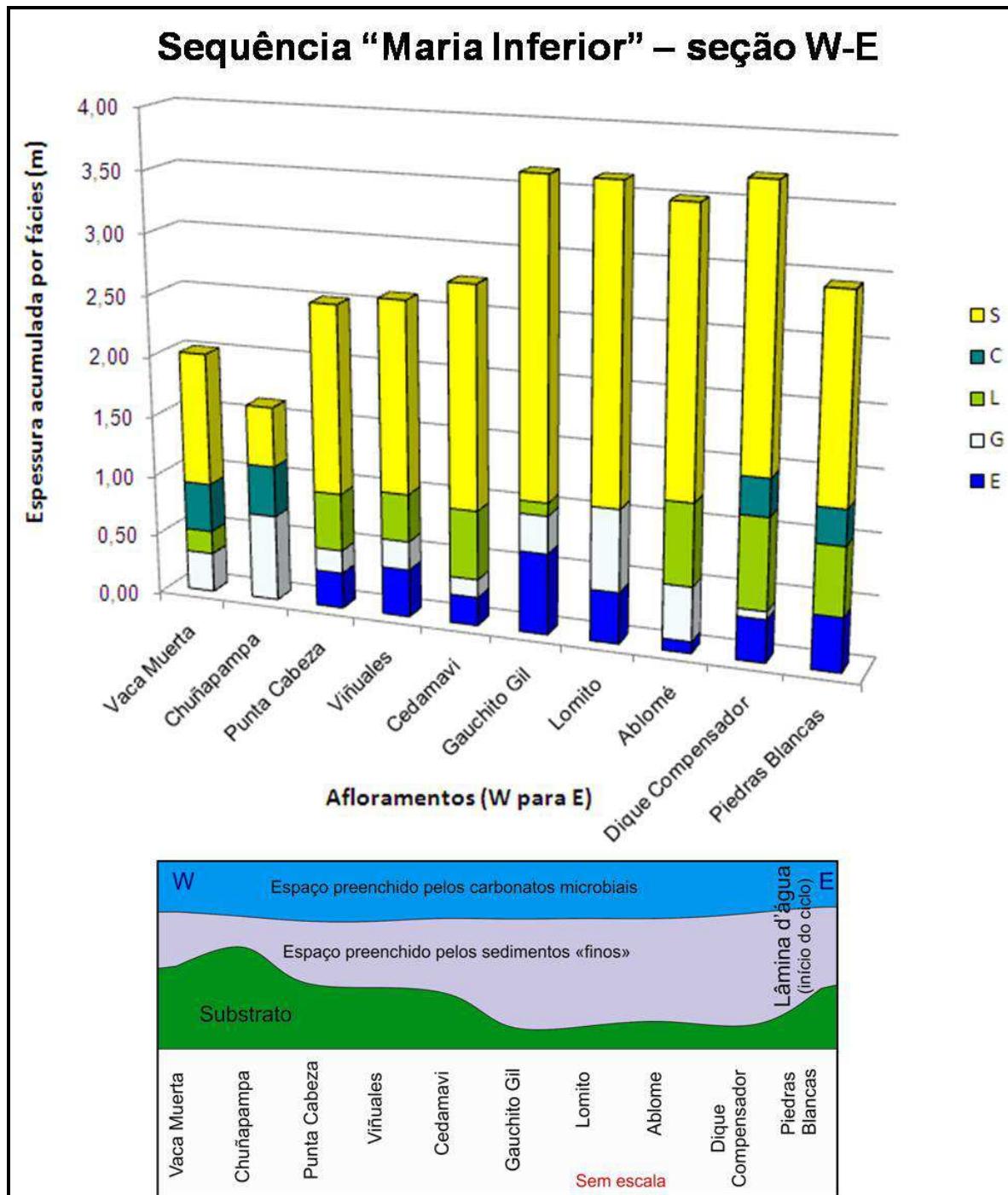


Figura 10.12 – Gráfico de espessura acumulada por fácies para a Sequência “Maria Inferior” ao longo da seção W-E na área do Dique Cabra Corral. A figura abaixo representa um perfil paleotopográfico esquemático do fundo do lago (sem escala) durante o início da deposição dos sedimentos na Sequência “Maria Inferior”, ao longo da seção W-E.

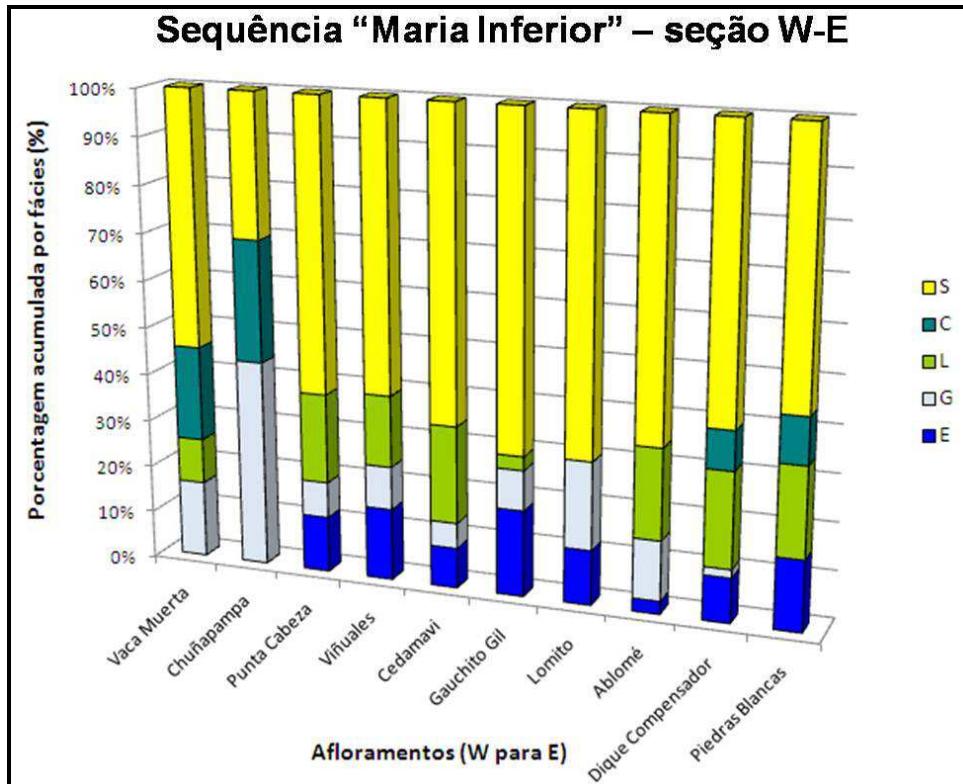


Figura 10.13 – Gráfico de porcentagem acumulada por fácie para a Sequência “Maria Inferior” ao longo da seção W-E na área do Dique Cabra Corral.

O perfil W-E da sequência “Maria Inferior” também mostra a completa ausência de estromatolitos nos perfis mais próximos à borda de aporte siliciclástico (perfis Vaca Muerta e Chuñapampa), onde também, as espessuras de grainstones/rudstone e laminitos são limitadas pela acomodação menor que haveria nesta porção da bacia durante a fase de seca do ciclo de 5^a ordem ora analisado.

As maiores proporções de carbonatos do grupo C são observadas nos afloramentos mais próximos à borda W da bacia, indicando, novamente, a maior afinidade destas fácies com as posições onde ocorreu maior entrada de sedimentos siliciclásticos e denotando uma menor energia no sistema capaz de preservar a matriz carbonática. Por outro lado, os afloramentos Dique Compensador e Piedras Blancas voltam a apresentar carbonatos do grupo C. Por correlação, pode-se inferir que a energia no sistema - em direção a Piedras Blancas - era mais baixa do que nos afloramentos Punta Cabeza a Ablomé (ao menos durante o período de

deposição dos carbonatos do grupo C). Esta menor energia poderia ter continuado a existir durante o período úmido do ciclo “Maria Inferior”, o que explicaria a maior espessura absoluta de laminitos no afloramento Dique Compensador. A Sequência “Maria Inferior” neste afloramento apresenta também uma frequência maior de feições típicas de ambiente muito raso ao longo dos ciclos de 6^a ordem que a compõem. Entre estas estruturas encontram-se feições típicas de ambiente carbonático raso, conhecidas como “*edgewise*” (DEMICCO e HARDIE, 1994) (Figura 10.14).

Em relação à análise da sequência “Maria Inferior” ao longo da seção NE-SW na área de estudo, as figuras 10.15 e 10.16 mostram os gráficos de espessura acumulada por fácie e de porcentagem acumulada por fácie para este ciclo de 5^a ordem.

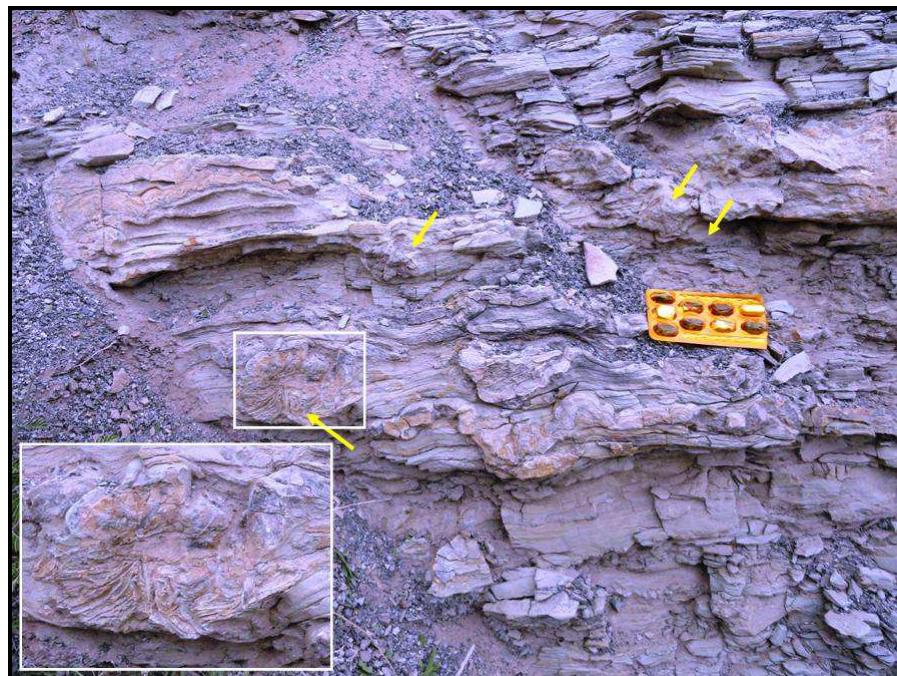


Figura 10.14 – Fotografia de estruturas tipo “*edgewise*” (indicadas pelas setas amarelas) observadas na porção carbonática da fase de raseamento do ciclo de 5^a ordem “Maria Inferior”, no afloramento Dique Compensador. A imagem no retângulo branco no canto inferior da fotografia é uma ampliação do retângulo branco menor na fotografia.

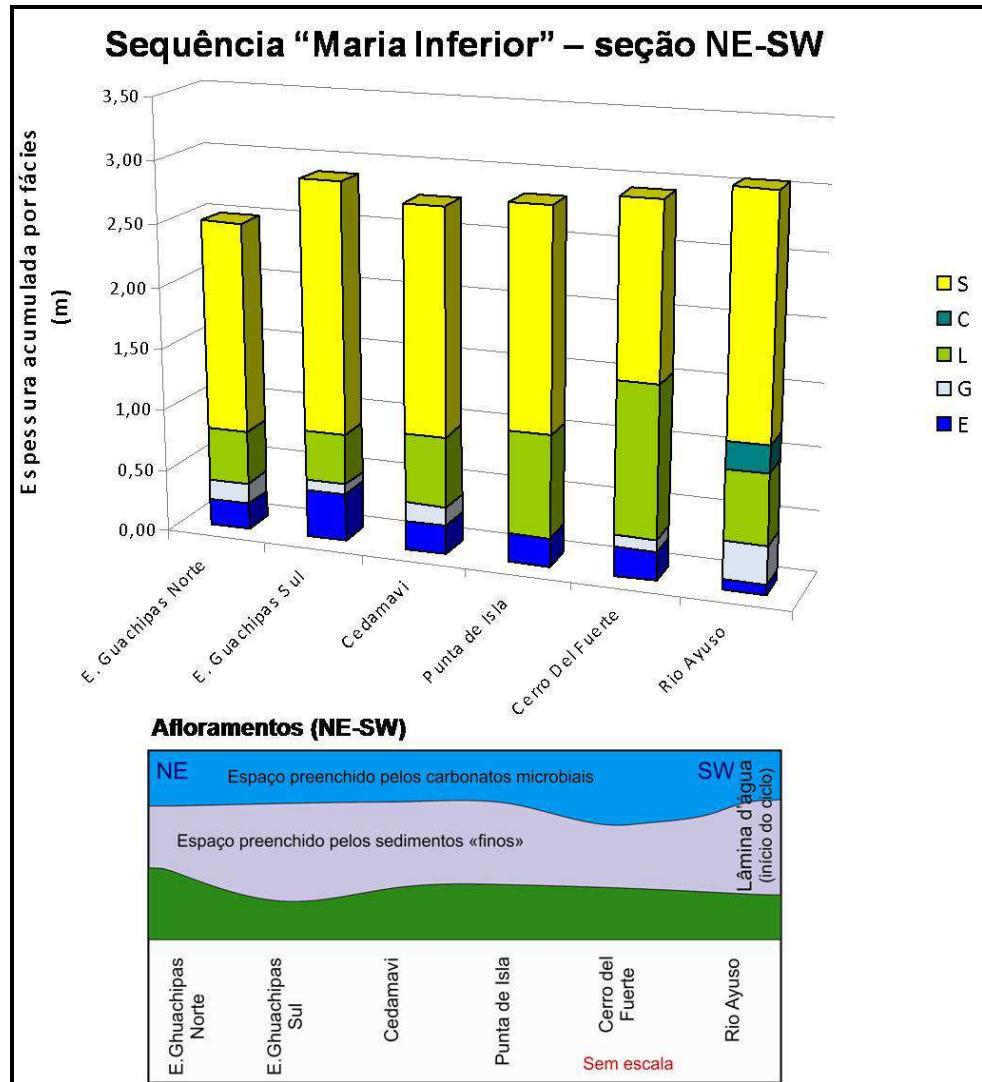


Figura 10.15 – Gráfico de espessura acumulada por fácies para a Sequência “Maria Inferior” ao longo da seção NE-SW na área do Dique Cabra Corral. A figura abaixo representa um perfil paleotopográfico esquemático do fundo do lago (sem escala) durante o início da deposição dos sedimentos na Sequência “Maria Inferior”, ao longo da seção NE-SW.

A espessura somada de carbonatos dos grupos G, L e E mantém uma proporcionalidade praticamente semelhante ao longo de toda a seção, excetuando-se o afloramento Cerro Del Fuerte (Figura 10.15). Esta manutenção de espessura durante a fase de retração do lago na Sequência “Maria Inferior” foi explicada anteriormente no perfil W-E desta análise. Neste ponto da bacia, Cerro Del Fuerte representaria, provavelmente, uma depressão local onde a espessura de sedimentos “finos” não conseguira apalinar o fundo como no restante do centro do lago. Uma hipótese para a existência desta depressão local poderia ser a de

correntes localizadas durante a fase de expansão do lago e que diminuiriam a deposição por decantação dos sedimentos siliciclásticos das plumas hipopicnais nesta posição da bacia. É notável também a maior espessura de laminitos (em termos proporcionais à espessura total da sequência) ao longo desta seção do que em relação à seção W-E desta sequência. Cerro Del Fuerte apresenta a maior espessura de laminitos em relação a todos os demais afloramentos analisados na Sequência “Maria Inferior”. Por outro lado, os grainstones são muito reduzidos ao longo do *trend* NE-SW. Isto pode indicar, provavelmente, uma menor energia durante a fase de retração do lago ao longo deste *trend*, possibilitando o maior desenvolvimento desta fácie (LMT) se comparados aos grainstones.

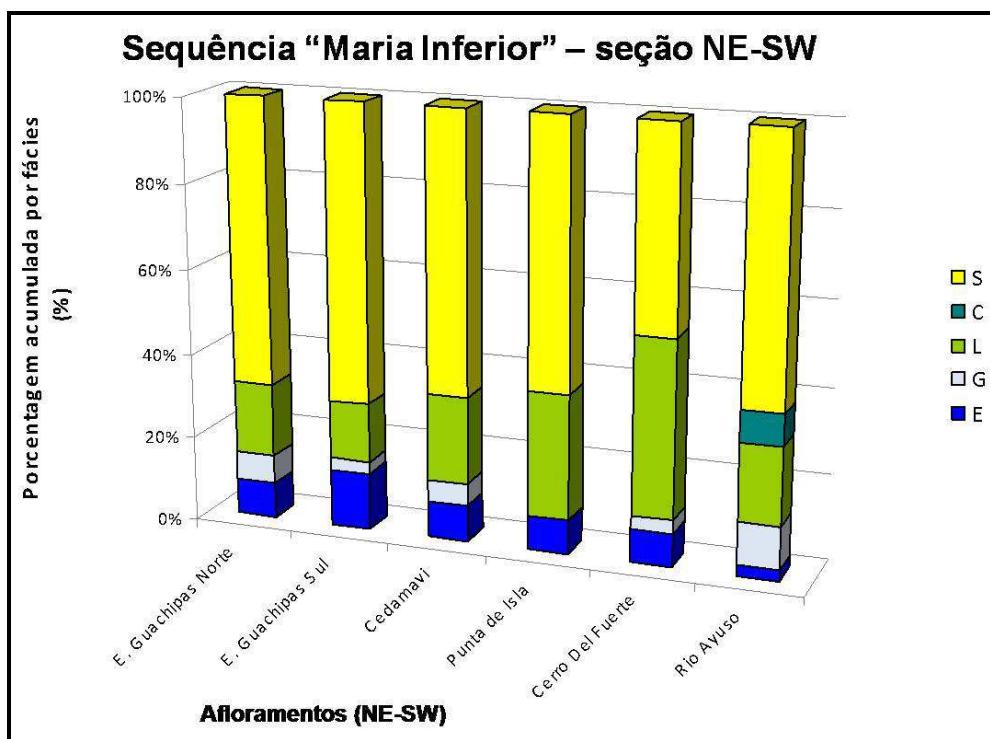


Figura 10.16 – Gráfico de porcentagem acumulada por fácie para a Sequência “Maria Inferior” ao longo da seção NE-SW na área do Dique Cabra Corral.

Em relação aos estromatolitos, a espessura destas estruturas é bem constante (com pequenas variações), a não ser no afloramento Rio Ayuso, que se encontra mais a sul próximo à borda de aporte siliciclástico, onde praticamente não se

observa este litotipo.

De uma maneira geral, o que se percebe é que, no período de seca de 3^a ordem, o ciclo “Colchete” apresenta uma maior proporção (em relação à isópaca) de grainstones e laminitos do que no ciclo de 5^a ordem (“Maria Inferior”) dentro do período úmido da Sequência Balbuena IV (3^a ordem).

Além disso, mesmo sequências de 5^a ordem presentes em períodos mais secos dentro do ciclo de 3^a ordem podem desenvolver espessuras significativas de estromatolitos por meio da amalgamação de diversos níveis compostos por pequenas estruturas deste litotipo. Estas espessuras podem ser maiores do que a espessura reunida de estromatolitos em um ciclo de 5^a ordem do período úmido de 3^a, apesar de na fase úmida serem geradas estruturas individualmente mais bem desenvolvidas. Esta situação foi observada e constatada na análise estatística das sequências “Colchete” e “Maria Inferior”. Conforme já antecipado na seção 9.5 do capítulo 9 deste trabalho, esta observação anterior - associada ao fato de que, na fase seca de 3^a ordem, a acomodação global deve ser menor (nível freático/batimétrico médio do lago mais baixo) – nos conduz a especular que, de fato, o intervalo “Colchetes” possa encerrar mais de um ciclo de 5^a ordem.

Ciclos de alta frequência (5^a ordem) com espessuras de estromatolitos mais elevadas estão normalmente associados à parte central dos ciclos de média frequência (4^a ordem), logo abaixo de sua superfície de máximo rebaixamento (SMReb). Isto pode ser comprovado tanto no ciclo de 4^a que engloba o conjunto guia “Colchetes” (e onde se encontra a sequência “Colchete” estudada na presente análise estatística) e no outro ciclo de 4^a que engloba o intervalo “Intermediário”, ambos na porção inferior da Sequência Balbuena IV (fase de seca de 3^a ordem).

11 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A sequência (Sq.) de 3^a ordem definida neste estudo para a Sq. Balbuena IV (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) na Sub-bacia de Metán-Alemania foi depositada no Daniano (Paleoceno) durante um período de tempo entre 1,0 e 1,3 Ma (milhões de anos). Está constituída por ciclos básicos de alta frequência que são individualizados pela alternância entre os intervalos pelíticos (laminitos/argilitos, margas e/ou wackestones e, subordinadamente, packstones) e os intervalos carbonáticos microbianos (grainstones oncolíticos/oolíticos, laminitos e estromatolitos). O limite inferior desta sequência é marcado no topo de um pacote de laminitos lisos com profundas gretas de ressecamento (2^o nível de gretas), enquanto seu limite superior está representado pela discordância regional (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) que separa as supersequências Balbuena e Santa Bárbara.

Os ciclos básicos são caracterizados por uma assimetria dada pela passagem abrupta entre as fácies pelíticas e as fácies carbonáticas. Os intervalos carbonáticos, constituídos pela sucessão (da base para o topo) de grainstones, laminitos e estromatolitos apresenta, frequentemente, feições de exposição (gretas de ressecamento, brechas, carste) sobre as fácies estromatolíticas.

A Sq. Balbuena IV (3^a ordem) está dividida em duas porções: uma inferior, que se inicia no 2^o nível de gretas e evolui até a base do primeiro intervalo pelítico mais expressivo (Marco “Maradona”); e uma superior, marcada pela presença de espessos intervalos pelíticos e que termina na passagem entre as supersequências Balbuena e Santa Bárbara (topo do intervalo guia “Beira Mar”).

Os ciclos básicos da porção inferior apresentam um predomínio de fácies carbonáticas (grainstones, laminitos, estromatolitos e rudstones), sendo que os intervalos pelíticos são pouco expressivos ou mesmo inexistentes. Estes ciclos

possuem espessuras que variam entre 1,0 e 2,5m. Feições de exposição ocorrem com grande intensidade nesta seção. Já na porção superior, os ciclos básicos estão sempre completos, com espessuras entre 1,5 e 3,5m, formados pelos intervalos pelíticos na base e pelos intervalos carbonáticos no topo. Feições de exposição ocorrem com menos intensidade do que na porção inferior. A maior espessura média dos ciclos básicos durante a fase úmida (porção superior) reflete uma maior acomodação em relação aos ciclos elementares da fase de seca (porção inferior) da Sequência Balbuena IV.

Para o ciclo básico, em termos de ambiente deposicional - com base no registro fossilífero da área (vide quadro 5.1 – capítulo 5 deste trabalho), nas fácies e nas feições deposicionais observadas em cada ciclo - infere-se que a deposição e formação dos sedimentos ocorreram em uma bacia lacustre do tipo “*balanced fill*” (BOHACS *et al.*, 2000), controlada basicamente por fatores climáticos. As fácies carbonáticas microbianas seriam formadas durante o período de retração do lago (período de seca), enquanto as fácies pelíticas representariam o período de expansão do corpo aquoso (período úmido), quando as chuvas alimentariam os rios que transportariam os sedimentos siliciclásticos para dentro da bacia. Nas bordas do lago, o período de umidade seria marcado pela entrada de sedimentos arenosos de granulometria grossa a conglomerática. Contudo no centro da bacia apenas plumas hipopicnais de sedimentos argilosos e siltosos seriam depositadas por processos predominantemente decantativos.

Admite-se, por meio dos dados de isótopos de estrôncio (SIAL *et al*, 2001a e b) e pela associação fossilífera encontrada nos microbialitos da Sequência Balbuena IV (carófitas, fragmentos de vegetais superiores, ostracodes da espécie *Ilyocipris sp*), que os carbonatos microbianos se desenvolveram em um ambiente tipicamente

lacustre sem a influência marinha. Contudo, fósseis observados na seção pelítica (e.g. peixes da espécie *Coleodus toncoensis*), indicam que, esporadicamente, durante períodos de cheia do lago (quando o vertedouro da bacia fosse atingido), poderia ocorrer uma comunicação intermitente com lagos ao norte da Sub-Bacia de Metán-Alemania (Lomas de Olmedo e Três Cruces), nos quais admiti-se uma influência marinha franca (SALFITY e MARQUILLAS, 1999; HERNÁNDEZ *et al.*, 1999).

Para a individualização dos ciclos, foram definidas duas superfícies estratigráficas principais: a Superfície de Máxima Cheia (SMC) e a Superfície de Máximo Rebaixamento (SMReb). A SMC representaria o máximo nível absoluto que o lago atingiu (máxima expansão do lago) e, em termos comparativos, poderia ser comparada à Superfície de Inundação Máxima (SIM s.s.) da estratigrafia de sequências clássica. Fisicamente, esta superfície está materializada pela passagem abrupta (nos ciclos básicos) entre os intervalos pelíticos e os intervalos carbonáticos microbianos. Durante o período de expansão do lago (taxa de precipitação pluviométrica > taxa de evaporação), é observado o período de Máxima Umidade que corresponde à Superfície de Máxima Umidade (SMU), a qual representa o momento de subida mais rápida do nível do lago (maior taxa de precipitação pluviométrica) e, por consequência, o período de maior entrada de sedimentos siliciclásticos no corpo aquoso. A SMU situa-se aproximadamente na parte central dos intervalos pelíticos dos ciclos básicos (para a região estudada). De forma mais precisa, a SMU pode ser definida no ponto onde se observa a assinatura mais alta nos perfis de raios gama total e de gama espectral (curva de potássio – K).

A SMReb, por outro lado, corresponde ao nível absoluto mais baixo atingido pelo lago, marcando seu retorno ao nível inicial antes do início da expansão do lago.

Entre a SMC e a SMReb, durante a fase de retração do lago (taxa de evaporação > taxa de precipitação), ocorre a Superfície de Exposição Inicial (SEI). Esta superfície é formada próximo ao ponto de Mínima Umidade (podendo, eventualmente, coincidir com este ponto que representa a maior taxa de evaporação na bacia) e corresponde ao início da exposição das fácies carbonáticas microbianas devido ao encontro do nível batimétrico do lago com os carbonatos que colmataram o espaço disponível na posição da bacia analisada. Representa a lâmina d'água “zero”. O período envolvido entre a SEI e a SMReb constitui um hiato deposicional. No entanto o nível freático continua a descer abaixo da superfície exposta até atingir o nível mínimo do lago do ciclo seguinte. Este hiato deposicional estará materializado pelas feições de exposição que se desenvolvem no topo dos ciclos básicos (gretas de ressecamento, paleossolos, brechas e carstes). Fisicamente, no registro litológico, a SRebM e a SEI serão coincidentes, e marcarão o final do ciclo básico.

A base do novo ciclo elementar iniciado está marcada por um novo hiato deposicional. Este hiato representa a subida do nível freático dentro da coluna de sedimentos depositada anteriormente na bacia durante o ciclo anterior (desconsiderando-se o espaço ganho pela subsidência). No ponto em que o nível supera a coluna de sedimentos, inicia-se a subida da lâmina d'água no lago, representando a Superfície de Afogamento Inicial (SAI) na posição estratigráfica analisada. A SAI é marcada fisicamente em campo na base de um delgado nível de rudstone que recobre os carbonatos microbianos. Este nível representa a alta energia no início do afogamento do lago no ponto analisado e que retrabalharia os sedimentos carbonáticos do topo do ciclo anterior formando os fragmentos presentes nos rudstones.

Os ciclos básicos se organizam ao longo do registro estratigráfico formando

ciclos maiores (média frequência), com espessura média aproximada de 5m e 10m. São marcados pela simetria dada pelo aumento e diminuição gradual dos níveis carbonáticos, configurando um padrão de *thickening-upward* e *thinning-upward*. A simetria é facilmente distinguida no perfil gama espectral, onde os pontos de mais alto gama consecutivos definem as SMUs que limitam o topo e a base dos ciclos de média frequência.

Ao longo da Sq. Balbuena foram identificados, no mínimo, 25 ciclos básicos (alta frequência) e no mínimo 8 ciclos de média frequência. Utilizando a metodologia de Strasser *et al.* (1999) - considerando que ciclos de mesma hierarquia possuem tempos semelhantes de formação quando não há erosão capaz de remover intervalos por completo – admite-se que cada ciclo básico seria formado em um espaço de tempo máximo entre 40 e 52 ma (mil anos), enquanto que os ciclos de média frequência encerrariam intervalos de tempo máximo entre 125 e 162 ma.

Considerando a Sequência de 3^a ordem da Sq. Balbuena IV, pode-se admitir que os ciclos de média frequência representam sequências de 4^a ordem e os de alta frequência, sequências de 5^a ordem. Também, por correlação com os ciclos orbitais definidos por Milankovitch (1941), é possível inferir que as sequências de 5^a ordem estão relacionadas aos ciclos de precessão/obliquidade (~19 – ~40ma) e as sequências de 4^a ordem aos ciclos de excentricidade da órbita da Terra (~100 – ~400ma).

Embora no campo os intervalos carbonáticos dos ciclos de 5^a ordem apresentem superfícies de topo e de base praticamente horizontalizadas, a organização estratigráfica destes ciclos não deve ser confundida com um modelo “*layer cake*”. Isto porque, admitindo-se o diacronismo existente na formação das superfícies estratigráficas anteriormente definidas, há que se imaginar uma

“progradação” sucessiva das fácies carbonáticas em direção ao centro do lago à medida que a lâmina d’água retraísse. Estes pulsos em altíssima frequência da retração do lago gerariam ciclos com extensões de centenas de metros seguindo o baixo gradiente do fundo do lago sobre o qual progradariam. Cada ciclo de altíssima frequência corresponderia a ciclos de 6^a ordem e estariam associados ao alociclismo (ciclos sub-orbitais) e altamente influenciados por fatores autocíclicos, inerentes ao sistema carbonático. Adaptando os conceitos de elemento arquitetural definidos por Miall (1985), pode-se admitir que cada uma destas extensas progradações corresponderiam aos elementos arquiteturais construtivos do sistema carbonático microbiano lacustre que, em seu conjunto progradacional, formariam os intervalos carbonáticos de 5^a ordem.

A rastreabilidade dos ciclos de 5^a ordem é consistente ao longo de dezenas de quilômetros. O anexo 1 mostra uma seção estratigráfica desde a borda oeste proximal da bacia (onde predominam os depósitos siliciclásticos) até a porção central da área de estudo, na região do Dique Compensador. As duas sequências mapeadas em 5^a ordem nesta seção (“Colchete” – da porção inferior da Sq. Balbuena IV; e “Maria Inferior” – da porção superior) demonstram claramente a rastreabilidade das mesmas ao longo de mais de 70km.

Em termos gerais, a análise estatística da Sequência Balbuena IV demonstra que sua porção inferior possui uma maior proporção de grainstones (31,8%) e laminitos (28,81%) e uma pequena proporção de fácies siliciclásticas (11,59%). Já sua porção superior, apresenta um domínio das fácies siliciclásticas (47,19%), enquanto os grainstones (11,49%) e os laminitos (8,1%) são mais escassos. Isto, associado às feições de ressecamento abundantes, permite inferir que a porção inferior, de um modo geral, corresponde a um período mais seco em terceira ordem,

enquanto sua porção superior constituiria um período mais úmido. Considerando que a 3^a ordem já sofreria a influência eustática ainda que de forma indireta (a qual controlaria o nível do freático regional na Sub-bacia de Metán-Alemania) - e por analogia com a estratigrafia de sequências clássica - pode-se associar o período de seca da Sq. Balbuena IV a um “*Lowstand System Tract*” ou, adaptando os conceitos definidos por Hernández *et al.* (1999), a um “*Trato de Sistemas de Nível Baixo*” (TSNB). Por outro lado, a porção superior da Sq. Balbuena IV, a partir do Marco “Maradona”, representaria um “*Transgressive System Tract*” (TST), até, ao menos, a base da camada guia “Beira Rio”, interpretada - pela maior espessura do intervalo pelítico na seção descrita e pelo maior valor de gama obtido pelos perfis espectrais – como a Superfície de Inundação Máxima (SIM) de 3^a ordem. Desta forma, acima da SIM de 3^a ordem, no conjunto de camadas definido como “Beiras” neste estudo, ocorreria o “*Highstand System Tract*” (HST). Adaptando os conceitos de Hernández *et al.* (1999), o TST e HST corresponderiam ao “*Trato de Sistemas de Nível Alto*” (TSNA) de 3^a ordem para o ambiente lacustre (Figura 11.1).

Contudo podemos observar que, tanto no período seco de 3^a ordem, quanto no período úmido, as proporções de estromatolitos permaneceram praticamente semelhantes (24%). Isto evidencia, que nos períodos de maior umidade, provavelmente, fatores inerentes à energia do sistema - ou mesmo às características físico-químicas da água do lago - não permitiriam o desenvolvimento de grandes espessuras de grainstones e laminitos; sem, no entanto afetar o crescimento dos estromatolitos. Desta forma, com maior espaço disponível para seu crescimento, os estromatolitos dos ciclos de 5^a ordem do período úmido de 3^a ordem puderam desenvolver as maiores estruturas dômicas observadas ao longo de toda a Sq. Balbuena IV. Por outro lado, embora a proporção de estromatolitos na fase seca de

3^a ordem permaneça semelhante à da fase úmida, a menor intensidade dos registros úmidos nos ciclos de 5^a permitiram o maior desenvolvimento de grainstones e laminitos (proporcionalmente à espessura do ciclo). Assim, o espaço disponível - que já era menor no período seco - para o crescimento dos estromatolitos foi preenchido parcialmente pelas fácies grainstones/laminitos, permitindo o menor desenvolvimento vertical (estruturas dômicas pequenas, estromatolitos com geometria “colchete” e estromatolitos de baixa curvatura) destas construções organossedimentares.

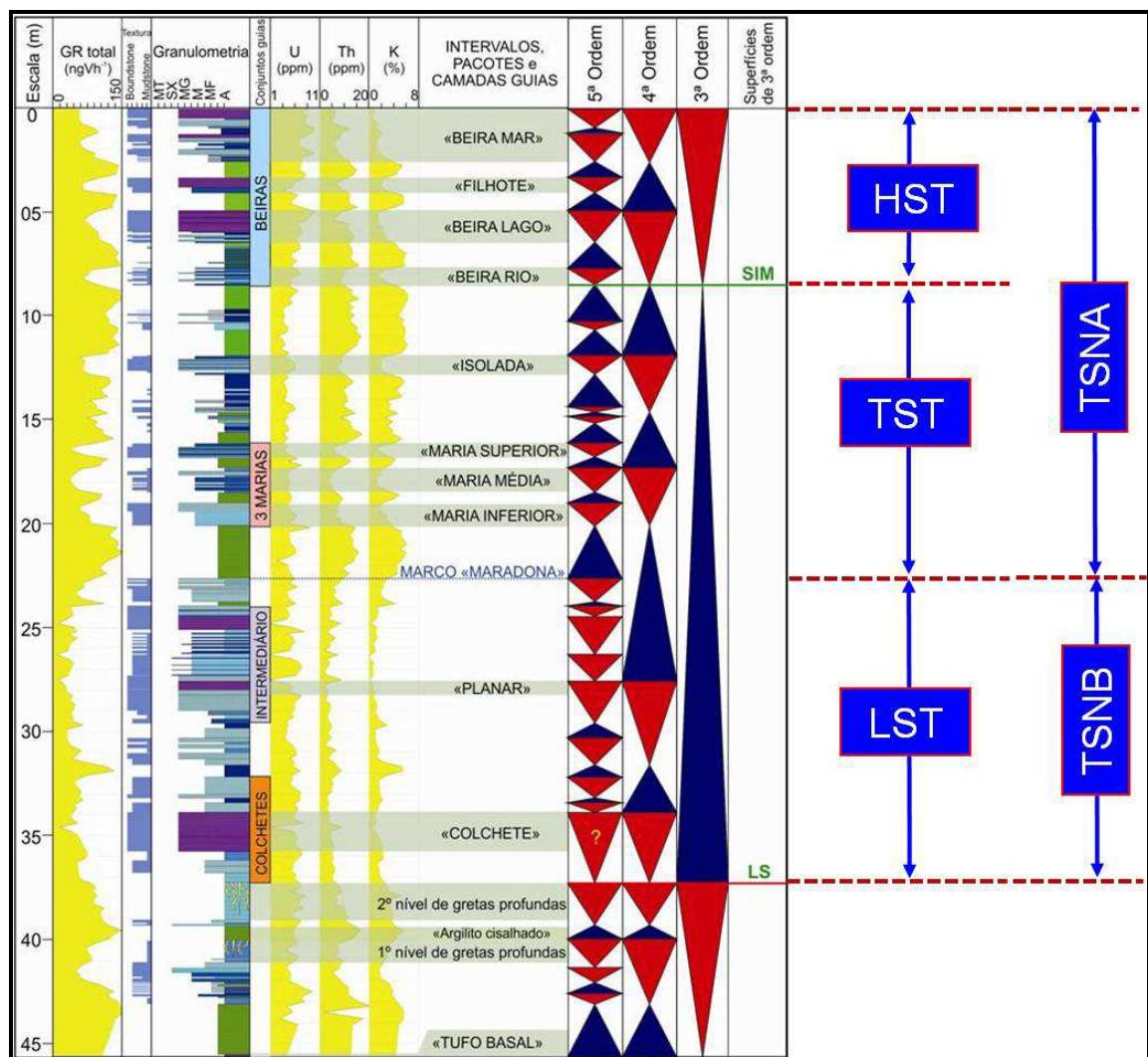


Figura 11.1– Ordenamento estratigráfico das sequências de 3^a, 4^a e 5^a ordens identificadas na Sequência Balbuena IV a partir do 2º nível de gretas. Legenda: LS (limite de sequência de 3^a ordem), SIM (Superfície de Inundação Máxima de 3^a ordem), LST (Trato de sistemas de mar baixo), TST (Trato de sistemas transgressivo), HST (Trato de sistemas de mar alto), TSNA (trato de sistemas de nível alto) e TSNB (trato de sistemas de nível baixo).

A análise estatística das fácies nos ciclos de 5^a ordem permite aventar sobre as variações laterais de fácies partindo do pressuposto de que a isópaca total de cada sequência representaria (considerando taxas de compactação semelhantes para cada litotipo ao longo de toda a área estudada) o espaço comparativo disponível no lago e que este espaço (no ponto analisado) fora totalmente colmatado, ao final do ciclo, pelos carbonatos microbianos. Assim, a variação da espessura total da sequência analisada em cada ponto (afloramento), corresponderia a própria paleobatimetria comparativa do lago naquela posição da bacia.

A observação destas variações paleobatimétricas possibilitou definir, neste estudo, uma elevação paleotopográfica de fundo do paleolago na área do Dique Compensador com variação de nível entre 0,5 a 1m (compactado) durante o período de deposição da Sequência de 5^a ordem “Colchete” (no período seco de 3^a ordem). Este paleoalto estaria na posição do afloramento Gauchito Gil e se estenderia até a região de Cedamavi (a oeste) e de Guachipas Sul (a norte), chegando até a porção sul, na região dos afloramentos Punta de Isla e Cerro Del Fuerte. As maiores espessuras de estromatolitos observadas estão relacionadas aos perfis imediatamente laterais a esta paleoelevação, enquanto que nos perfis situados sobre o paleoalto (no período de deposição da Sequência “Colchete”), as espessuras de estromatolitos são pequenas. Contudo, nota-se que, em geral, os maiores intervalos de grainstones estão associados ao menor desenvolvimento de laminitos. Isto provavelmente indica uma relação energética do ambiente, onde os grainstones seriam favorecidos, provavelmente, por uma maior energia local (correntes, etc). A análise das espessuras dos estromatolitos em relação ao espaço disponível evidencia que a acomodação foi o grande controlador do crescimento dos estromatolitos durante a deposição da Sequência Colchete.

Em relação à Sequência “Maria Inferior”, as maiores espessuras somadas de laminito e grainstone/rudstones estão associadas com menores espessuras de estromatolitos. Contudo - excetuando-se os perfis mais próximos à borda W (Vaca Muerta e Chuñapampa) - a espessura total de grainstones, laminitos e estromatolitos permanece praticamente constante. Esta manutenção de espessura dos carbonatos da fase de retração do lago, em 5^a ordem, demonstra que os sedimentos “finos”- nas porções mais internas do lago - aplinariam o espaço gerado durante a fase de expansão do lago.

De uma forma geral, a maior presença de carbonatos com matriz (principalmente wackestones) está associada às maiores espessuras de sedimentos siliciclásticos pelíticos. Isto demonstra a maior afinidade destes carbonatos “finos” com a fase de expansão do lago.

Assim, pela análise estatística, estabeleceram-se relações de paleobatimetria com o desenvolvimento maior ou menor das fácies carbonáticas microbianas. Ressalta-se que uma mesma sequência de 5^a ordem, rastreável ao longo de dezenas de quilômetros na bacia, pode apresentar grandes variações laterais de fácies. Pode-se também inferir que quanto mais espessa for a sequência de 5^a ordem em períodos de seca de 3^a ordem, maiores serão as espessuras proporcionais de estromatolitos presentes no ciclo. Já em períodos úmidos de 3^a ordem, como os sedimentos “finos” (pelíticos) tenderão a deixar uma acomodação residual de mesma grandeza em toda a área estudada para a deposição dos carbonatos microbianos, a maior proporção de estromatolitos competirá diretamente com as proporções de laminito e grainstones. Isto porque estes dois últimos litotipos irão ocupar o espaço disponível para o crescimento dos estromatolitos. Desta forma, quanto maior for a espessura proporcional somada de grainstones e laminitos no

ciclo de 5^a ordem (no período úmido de 3^a ordem), menores serão as espessuras proporcionais de estromatolitos.

Em relação aos ciclos de 4^a ordem, nota-se que as porções mais propícias à geração das fácies mais representativas do período de retração do lago (grainstones, estromatolitos e laminitos) estão localizadas próximas ao centro do ciclo (considerando-se serem as Superfícies de Máxima Umidade os limites destas sequências). Este centro é marcado pela mudança entre o padrão *thickening-upward* para o padrão *thinning-upward* das camadas carbonáticas, representando a Superfície de Máximo Rebaixamento (SMReb) em 4^a ordem.

Por fim, conclui-se que a utilização da estratigrafia em alta resolução, adaptada ao modelo lacustre controlado pelo clima, permite a rastreabilidade e a previsibilidade de ocorrência dos ciclos e fácies deposicionais dentro de um sistema carbonático microbiano. A utilização das superfícies estratigráficas de Máxima Cheia (SMC) e de Máximo Rebaixamento (SMReb), aliadas às superfícies Máxima Umidade (SMU), de Exposição Inicial (SEI) de Afogamento Inicial (SAI) são operacionalmente vantajosas ao ponto que permitem definir as barreiras de fluxo (associadas às SMU's e à SMC) e as zonas mais propícias à geração de melhores condições permo-porosas primárias e/ou secundárias (associadas à SEI e à SMReb) dentro da seção carbonática. Da mesma forma, vale ressaltar que os intervalos onde são encontradas as SEIs/SMRebs (tanto nos ciclos de 5^a ordem, mas especialmente nos ciclos de 4^a ordem) constituem as porções com melhores condições para o desenvolvimento das propriedades permoporosas, principalmente pela associação com os rudstones e as feições de exposição (gretas de ressecamento, carstes e brechas de dissolução/colapso. De mesma forma, as estruturas microbianas que aglutinam material de granulometria mais grossa, tendem

a desenvolver uma porosidade primária e secundária melhor que as estruturas que trapeam material argiloso ou micrítico apenas.

Assim, o presente trabalho busca demonstrar que, apesar da complexidade faciológica existente em sistemas carbonáticos microbianos lacustres, é possível, por meio da estratigrafia de alta resolução, compreender a distribuição das fácies (previsibilidade e rastreabilidade) e a organização estratigráfica do registro de alta frequência (ciclos de 4^a e 5^a ordens) sob a influência da 3^a ordem.

12 CONCLUSÕES

A análise estratigráfica em alta resolução da sequência de 3^a ordem da unidade Balbuena IV (HERNÁNDEZ *et al.*, 1999) na Sub-Bacia de Metán-Alemania permitiu construir as seguintes conclusões:

- 1) Os sedimentos que compõem as rochas do intervalo estratigráfico estudado foram depositados em um ambiente lacustre do tipo *ballanced-fill* (BOHACS *et al.*, 2000) e que evolui sob um contexto de bacia sag com influência marinha esporádica e indireta. Esta bacia permitiu o desenvolvimento de sequências carbonáticas de origem microbiana em alta resolução (4^a e 5^a ordens) rastreáveis por dezenas de quilômetros.
- 2) A variabilidade lateral das fácies nas sequências de 4^a e 5^a ordens está condicionada principalmente ao espaço disponível (acomodação) e à energia local do meio em que foram formadas.
- 3) Pequenas variações de espessura (menores que 1m) observadas arealmente pela isópaca total das sequências mapeadas podem provocar variações laterais bruscas de fácies em um mesmo nível estratigráfico (paleotopografia do fundo do lago, gerando paleoaltos localizados).
- 4) Embora ciclos de 5^a ordem do período mais seco de 3^a ordem desenvolvam espessuras absolutas menores de estromatolitos em relação aos ciclos do período úmido, a amalgamação de ciclos na fase seca pode gerar espessuras somadas maiores que a espessura unitária de um ciclo de 5^a ordem presente na fase úmida de 3^a ordem.
- 5) Os grainstones oncolíticos/oolíticos se desenvolvem mais durante a fase seca de

3^a ordem, enquanto que quanto maior for a espessura somada de grainstones e laminitos, menor será a isópaca de estromatolitos presente nos ciclos de 5^a ordem.

- 6) Os intervalos mais propícios ao desenvolvimento das melhores zonas permo-porosas estão relacionados, provavelmente, às Superfícies de Máximo Rebaixamento (SMReb) em 5^a ordem e, especialmente, em 4^a ordem.
- 7) O ordenamento dos ciclos de 5^a ordem aliado à assinatura dos perfis gama espectral permite a caracterização dos ciclos de 4^a ordem (dada pela simetria e pelo padrão de espessuras das camadas de carbonatos).
- 8) O mapeamento das sequências de 6^a ordem demanda uma análise mais detalhada dos ciclos de 5^a ordem, porém é essencial para a compreensão do comportamento das linhas de fluxo nos reservatórios produtores em carbonatos microbianos lacustres.
- 9) A região de Salta (Sub-bacia de Metán-Alemania) se mostrou altamente favorável para a análise do arcabouço estratigráfico em alta resolução das sequências carbonáticas de origem microbiana, uma vez que possibilita uma compreensão (em diversas escalas) da formação, ordenamento e distribuição das fácies calcárias ao longo de afloramentos (escala de poço) e ao longo de uma área (comparável a um campo de petróleo). Também permite uma análise em escala de bacia (escala exploratória) e sísmica (continuidade das heterogeneidades e ciclos).

Por todas as considerações acima relacionadas, conclui-se que a área pesquisada é altamente propícia ao desenvolvimento de estudos para a compreensão dos arcabouços genético, deposicional e estratigráfico das sucessões

microbialíticas lacustres segundo as técnicas metodológicas de análise estratigráfica em alta resolução ora apresentadas. Além disso, os resultados alcançados a partir dos dados da Sequência Balbuena IV na Sub-bacia de Metán-Alemania tornam a região candidata a um campo-escola com aplicação direta aos estudos dos reservatórios produtores de hidrocarnetos em sequências análogas.