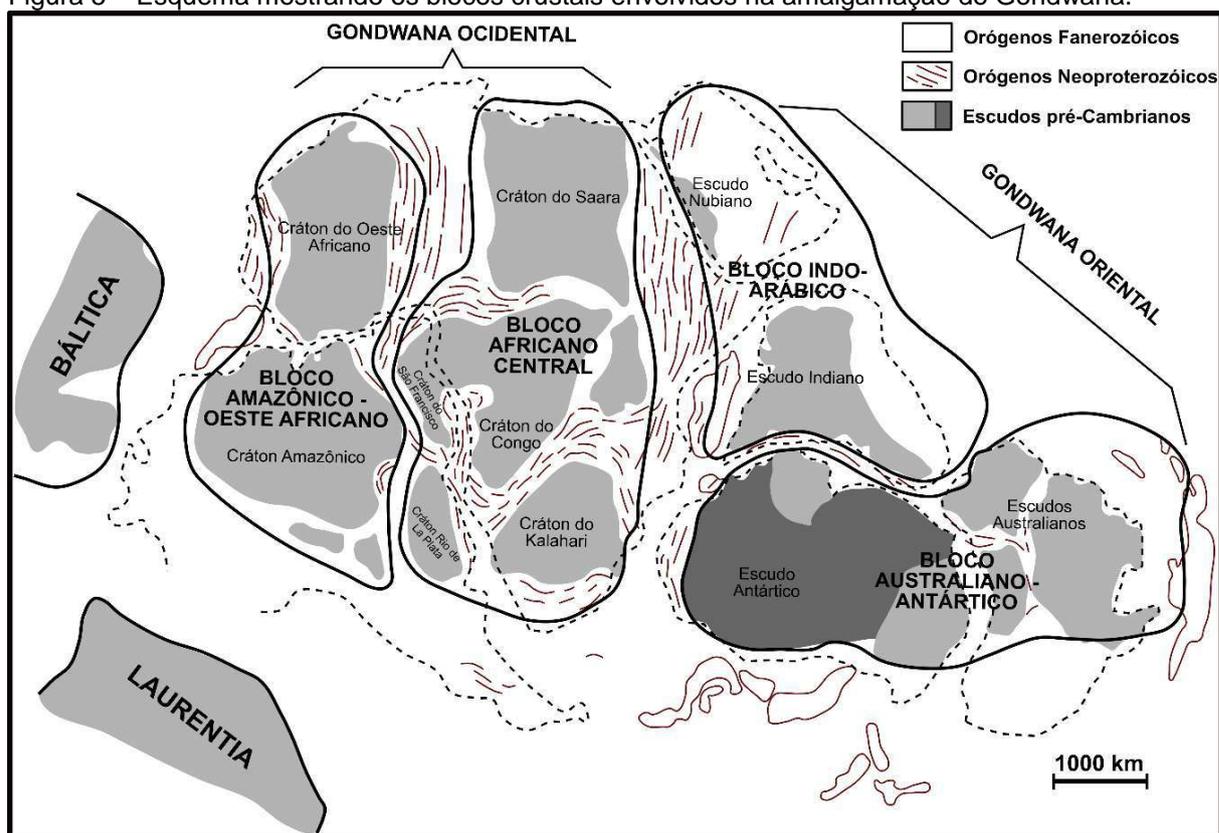


2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Evolução geotectônica e arcabouço estrutural

A Bacia de Santos é classificada como uma típica bacia de margem distensiva (MILANI et al., 2007). Sua gênese está relacionada aos processos tectônicos que causaram a ruptura e a separação do supercontinente Gondwana Ocidental (Figura 5) durante o Cretáceo, culminando com a separação entre Brasil e África e abertura do Oceano Atlântico Sul (PEREIRA & MACEDO, 1990).

Figura 5 – Esquema mostrando os blocos crustais envolvidos na amalgamação do Gondwana.



Nota: Observar contornos continentais atuais (tracejado), indicando os eixos de posterior ruptura continental.

Fonte: Modificado de CORDANI et al., 2013.

A deformação distensional foi acomodada ao longo de dois eixos principais entre a América do Sul e África. Um eixo de direção NNE, que se estende da Argentina até a Bacia de Sergipe – Alagoas, e um eixo de direção WNW, que constitui a margem equatorial brasileira. A evolução da Bacia de Santos está

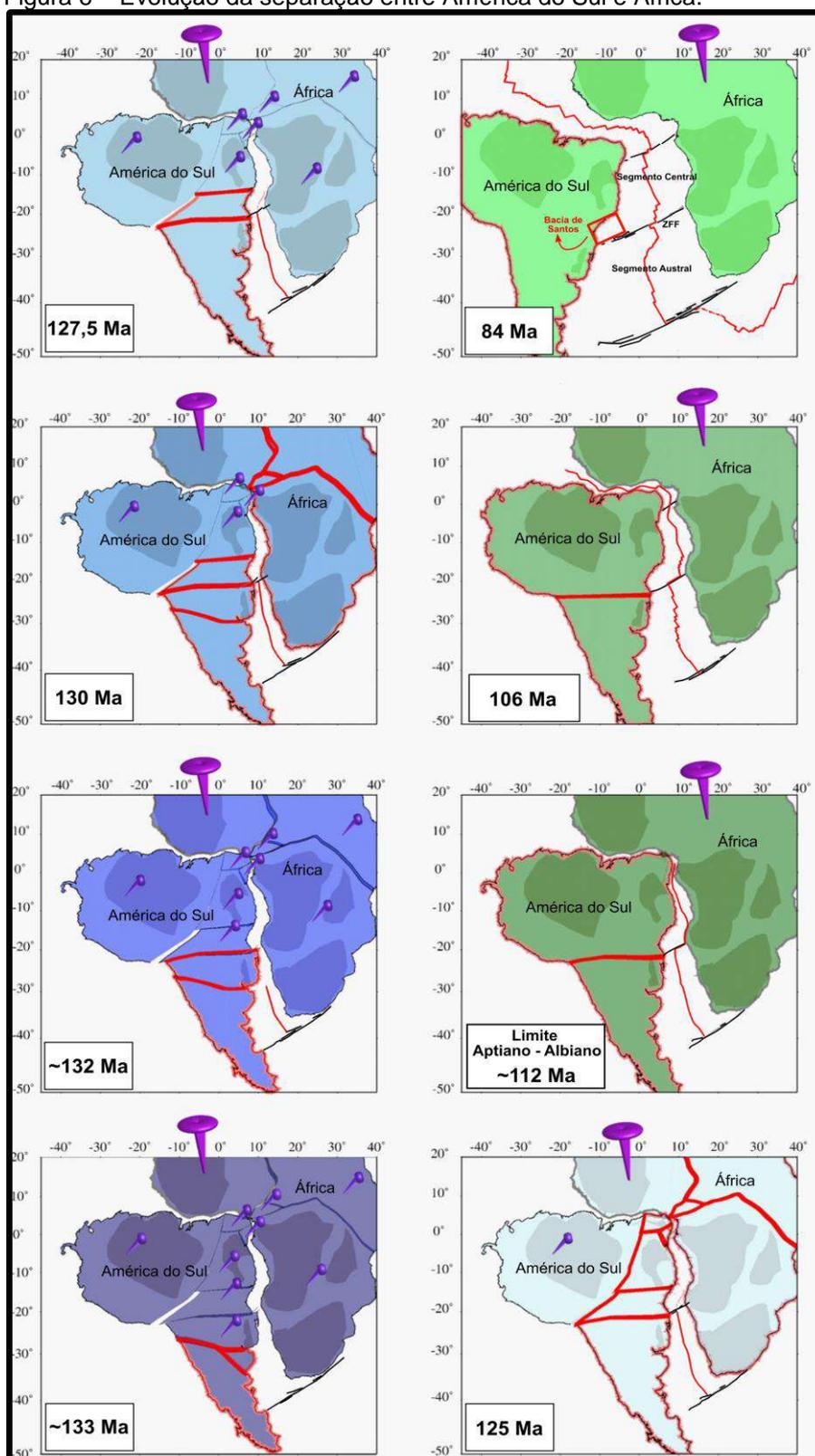
relacionada com o eixo de abertura principal NNE, também conhecido como Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (CHANG et al., 1992).

Diversos trabalhos propuseram modelos geodinâmicos para representar a movimentação das placas tectônicas no contexto de abertura do Oceano Atlântico Sul (RABINOWITZ & LABRECQUE, 1979; TORSVIK et al., 2009; MOULIN et al., 2010). Os padrões de anomalias magnéticas do assoalho oceânico são o principal meio para rastrear essa movimentação, e um grande intervalo de quietude magnética a partir do Aptiano dificulta sobremaneira essa análise. Apesar de incertezas e diferenças entre os modelos, existe um consenso acerca do caráter diácrono do processo de ruptura continental e geração de oceanos em escala continental, com propagação de sul para norte, da Argentina em direção à margem equatorial (RABINOWITZ & LABRECQUE, 1979; CHANG et al., 1992; MOHRIAK et al., 2002; BUENO, 2004; TORSVIK et al., 2009; MOULIN et al., 2010).

O início da instabilidade do Gondwana Ocidental foi marcado pelo extravasamento de um expressivo volume de basaltos de composição toleítica. Esses derrames constituem a chamada província magmática Paraná-Etendeka e possuem idades variando entre 145 e 128 Ma, com picos entre 134 e 132 Ma (GIBSON et al., 2006). Esses depósitos se estendem da Bacia do Paraná (Fm. Serra Geral) até a Namíbia (Fm. Etendeka), e diversos autores associam esse intenso magmatismo à subida de uma pluma mantélica (ou *hot spot*) denominada Tristão da Cunha, intimamente ligada ao início dos processos de rifteamento (MOHRIAK, 2002; BUENO, 2004; GIBSON, 2006).

A figura 6 ilustra os principais estágios evolutivos envolvidos na ruptura do Gondwana Ocidental, conforme proposto por Moulin et al. (2010).

Figura 6 – Evolução da separação entre América do Sul e África.

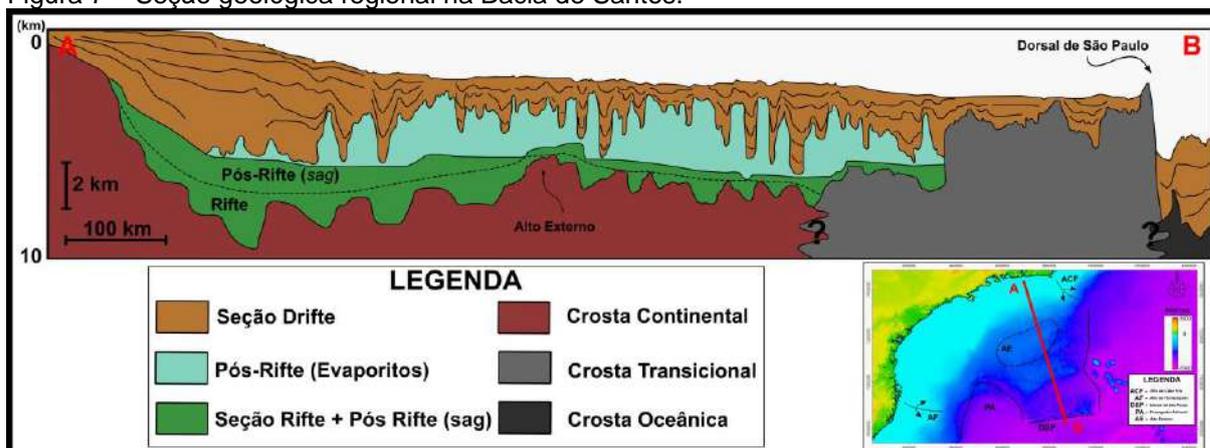


Legenda: Linhas vermelhas nos continentes: deformação intraplaca; Linhas vermelhas nos oceanos: eixos de espalhamento oceânico; Linhas escuras nos oceanos: zonas de fraturas; Pregos roxos: blocos fixos.
 Nota: No estágio mais recente (84 Ma), após a completa abertura do Atlântico Sul, são delimitados os segmentos Central e Austral (separados pela Zona de Fratura de Florianópolis) e a localização da Bacia de Santos.
 Fonte: Modificado de MOULIN et al., 2010.

O início da ruptura ocorreu na porção sul do denominado Segmento Austral, entre 133 e 132 Ma, imediatamente após o início dos derrames basálticos da província Paraná-Etendeka. Por volta de 130 Ma, a ruptura já atingia a Bacia de Pelotas, implantando condições francamente marinhas nesta bacia. A região da Bacia de Santos possui particular relevância nesse processo, uma vez que atuou como um inibidor cinemático, impedindo a sua propagação efetiva para norte. Desta forma, dois segmentos geodinâmicos bastante distintos foram gerados, sendo separados por altos vulcânicos associados à Zona de Fratura de Florianópolis ou Rio Grande (Figura 6). Ao norte, o chamado Segmento Central é caracterizado pela presença de espessos depósitos evaporíticos e por moderada atividade magmática em suas bacias (EVAIN et al., 2015). Já o Segmento Austral, a sul, é caracterizado pela ausência de depósitos evaporíticos e pela presença de riftes vulcânicos, com *seaward dipping reflectors* (SDR), refletindo grande atividade magmática durante o processo de rifteamento (STICA et al., 2014).

Um centro de espalhamento oceânico abortado é descrito na porção sul da Bacia de Santos. Esta feição é denominada Propagador Abimael e separa a Plataforma de Florianópolis da Dorsal de São Paulo, esta última uma estrutura fisiográfica relacionada à Zona de Fratura de Florianópolis (Figura 7; MOHRIAK, 2001; KUKLA et al., 2017). Interpreta-se que durante o Barremiano (130 – 125 Ma) este propagador tenha avançado da Bacia de Pelotas, em uma das tentativas de progressão da ruptura litosférica em direção ao norte. A produção de crosta proto-oceânica nessa região causou o soerguimento, por isostasia, da região ao norte, formada por crosta continental hiperestirada pelos processos de rifteamento em curso, gerando uma importante estrutura conhecida como o “Alto Externo da Bacia de Santos”. Trata-se de um alto estrutural regional de direção NE-SW, formado por uma série de blocos falhados, que impactou significativamente nos padrões de sedimentação ao longo das diversas fases tectônicas da bacia (Figura 4; GOMES et al., 2002).

Figura 7 – Seção geológica regional na Bacia de Santos.

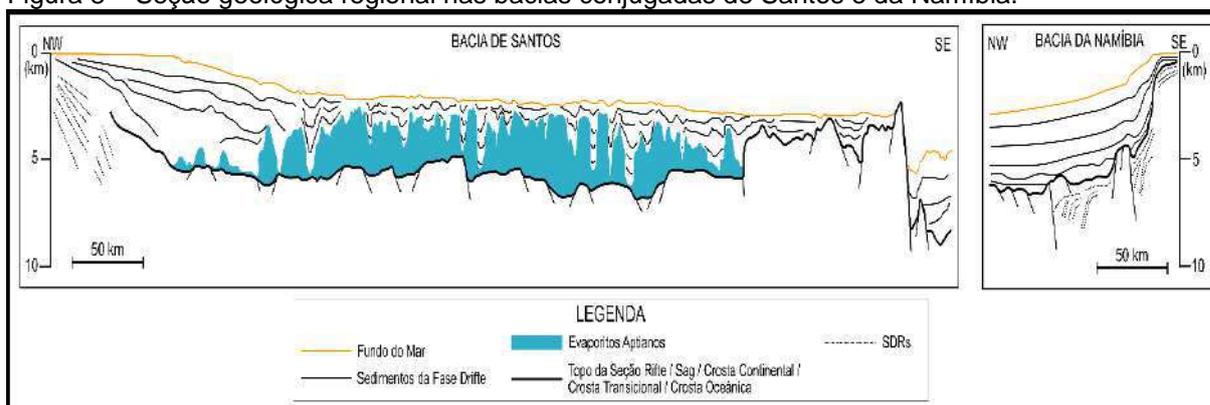


Nota: Destaque para a presença de um proeminente alto estrutural em sua porção distal (Alto Externo) onde ocorre diminuição de espessura das seções pré e pós-sal, e para o limite sul da bacia, marcado por um alto vulcânico associado à Dorsal de São Paulo.

Fonte: Modificado de KUKLA et al., 2017.

Somente no limite entre o Aptiano e o Albiano (~ 112 Ma) o processo de ruptura efetivamente se propaga em direção à Bacia de Santos. O Propagador Abimael é abortado e o eixo de espalhamento oceânico sofre uma deflexão para leste, em direção à costa Africana, antes de se propagar em direção à Bacia de Campos. Tal deflexão causa uma evidente assimetria entre as margens das bacias de Santos e da Namíbia. Na Bacia de Santos, a área com crosta continental hiperestirada avança cerca de 700 km na região do Platô de São Paulo, sendo muito mais ampla do que na margem africana (Figura 8).

Figura 8 – Seção geológica regional nas bacias conjugadas de Santos e da Namíbia.



Nota: Observar clara assimetria entre ambas e ausência de depósitos evaporíticos na Bacia da Namíbia

Fonte: Modificado de KUKLA et al., 2017.

Durante o Albiano (106 Ma) ocorre a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, permitindo a conexão franca entre o Oceano Atlântico Sul e o Oceano Atlântico

Central (Thetys), encerrando assim o processo de separação do Gondwana Ocidental.

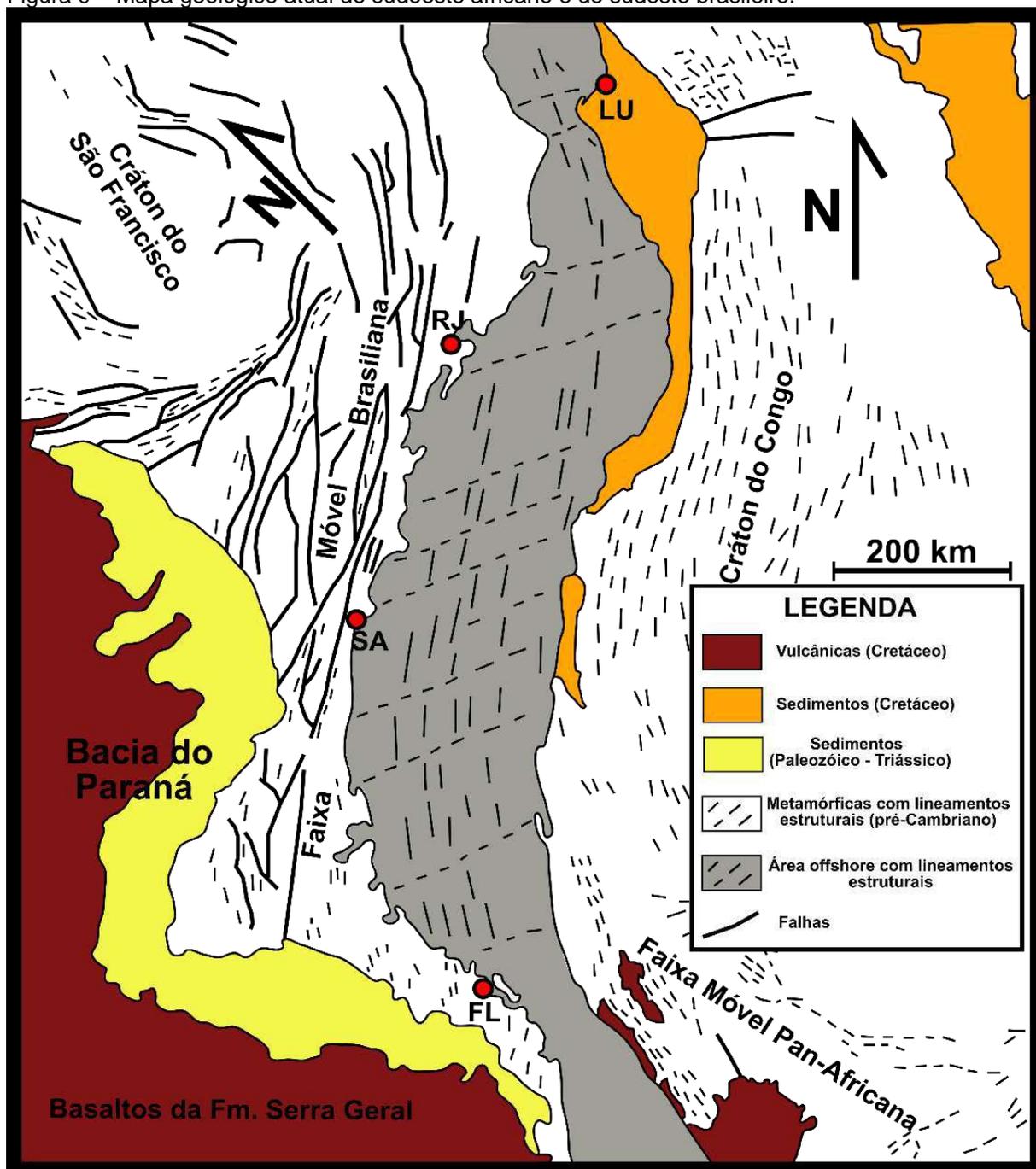
A evolução dos processos associados à ruptura do Gondwana Ocidental desenvolveu três fases tectônicas distintas e diferenciadas no registro sedimentar da Bacia de Santos, sendo elas a fase rifte, pós-rifte e drifte (MOREIRA, et al., 2007).

A fase pré-rifte da bacia é formada por rochas do embasamento de idade Pré-cambriana (MOREIRA et al., 2007). É constituída por litotipos metamórficos e ígneos gerados durante a orogenia Brasileira-Pan Africana, responsável pela amalgamação do paleocontinente Gondwana Ocidental (ALMEIDA et al., 1981). Essas rochas pertencem à chamada Província da Mantiqueira e afloram nas regiões sul e sudeste do Brasil, apresentando um arcabouço estrutural regional de direção NE-SW (HEILBRON et al., 2004).

Os volumosos derrames basálticos da província magmática Paraná-Etendeka marcam o início da fase rifte na bacia. Esse período é caracterizado por subsidência predominantemente mecânica, com geração de falhas normais sintéticas e antitéticas, gerando meio-grábens e altos internos associados (Figura 9; CAINELLI & MOHRIAK, 1999; MOHRIAK et al., 2008). As reflexões sísmicas referentes aos depósitos da fase rifte apresentam característico espessamento em direção às falhas, indicando um forte controle estrutural e tectônico durante a deposição (Figura 10; DIAS, 2005; BUCKLEY et al., 2015).

As heterogeneidades presentes nas rochas do embasamento controlaram a geometria das principais estruturas do sistema rifte. Os lineamentos regionais de direção NE-SW, observados nas rochas da Província da Mantiqueira, controlam a direção dos principais depocentros e altos estruturais internos da bacia. Essa orientação contrasta com a dos esforços extensionais (E-W) ativos durante o processo de rifteamento, resultando em uma abertura oblíqua na região da Bacia de Santos, induzindo a geração de zonas de transferência de direção NW-SE (Figura 9; MEISLING et al., 2001).

Figura 9 – Mapa geológico atual do sudoeste africano e do sudeste brasileiro.



Nota: A porção brasileira foi deslocada para representar situação anterior à abertura do Oceano Atlântico. Destaque para os lineamentos estruturais de direção NE-SW (referenciado ao Norte atual) presentes no embasamento da Bacia de Santos e associados ao prolongamento de faixas móveis aflorantes em ambas as margens, relacionadas à amalgamação do Gondwana. As localizações das cidades do Rio de Janeiro (RJ), Santos (SA), Florianópolis (FL) e Luanda (LU) foram identificadas como referência.

Fonte: Modificado de MEISLING et al., 2001.

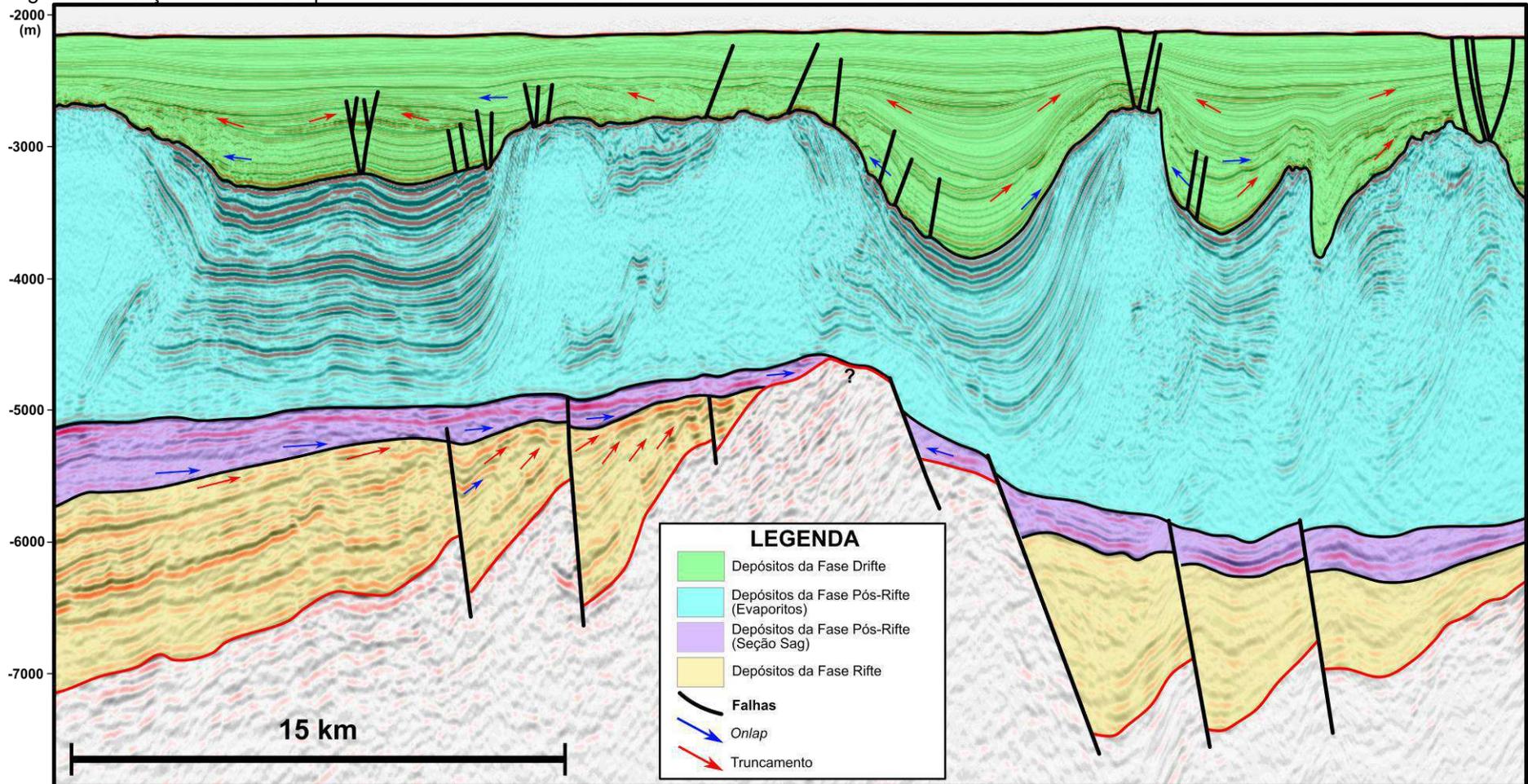
O limite entre as fases rifte e pós-rifte é marcado por uma superfície estratigráfica regional, que se apresenta como uma discordância angular nas regiões estruturalmente mais altas da bacia e como uma conformidade correlativa nas porções mais profundas, evidenciando os últimos pulsos expressivos de movimentação tectônica (MOREIRA et al., 2007).

A partir do Eoaptiano inicia-se a fase pós-rifte da bacia, caracterizada por ampla subsidência regional associada ao resfriamento litosférico (MOREIRA et al., 2007). A atividade tectônica associada às falhas é atenuada, se restringindo a eventuais reativações das principais falhas da fase rifte (DIAS 2005; MOHRIAK et al., 2008). As reflexões sísmicas referentes aos depósitos desta fase apresentam geometrias tabulares a levemente cuneiformes próximos aos altos estruturais gerados na fase rifte, caracterizando um padrão de preenchimento do tipo *sag*. (Figura 10; BUCKLEY et al., 2015).

Ressalta-se que o limite exato de mudança entre as fases rifte e pós-rifte é especialmente complexo pelo seu caráter diácrono em escala de bacia. Isso ocorre graças ao progressivo deslocamento e à focalização dos esforços deformacionais em direção ao local da futura ruptura e geração de crosta oceânica. Desta forma, regiões apresentando subsidência predominantemente termal, nas porções proximais da bacia, podem coexistir com regiões com subsidência predominantemente mecânica, nas porções distais da bacia (RIGOTI, 2015).

No limite entre o Aptiano e o Albiano (~112 Ma), após o início de geração de crosta oceânica e término do processo de rifteamento, inicia-se a última fase na evolução geotectônica da Bacia de Santos, conhecida como fase drifte (ou de deriva continental). Esta é marcada por uma subsidência termal e tectônica gravitacional fortemente influenciada pela halocinese (MOREIRA et al., 2007).

Figura 10 – Seção sísmica interpretada evidenciando as diferentes fases tectônicas da Bacia de Santos.



Nota: Notar variações de espessura e descontinuidades internas presentes nos depósitos da fase rifte. A fase pós-rifte caracteriza-se por um padrão de preenchimento do tipo sag, colmatando o relevo herdado da fase rifte. Notar possível ausência de deposição na porção estruturalmente mais alta da área. A halocinese condiciona fortemente a deposição da fase drifte

Fonte: O autor, 2018.

2.2 Estratigrafia

A litoestratigrafia da Bacia de Santos foi inicialmente definida por Ojeda e Cesero (1973) (PEREIRA & FEIJÓ, 1994). Posteriormente, Pereira e Feijó (1994) estabeleceram um arcabouço crono-litoestratigráfico com ênfase em sequências deposicionais, que foi atualizado por Moreira et al. (2007) em função do grande volume de dados adquiridos com as campanhas exploratórias realizadas pela Petrobras.

O registro sedimentar foi dividido em supersequências, limitadas por discordâncias de caráter regional, relacionadas às principais fases da evolução tectônica da bacia: rifte, pós-rifte e drifte (Figura 11; MOREIRA et al., 2007).

A seguir, serão descritas as unidades litoestratigráficas da Bacia de Santos, com ênfase no Grupo Guaratiba, que engloba os depósitos das fases rifte e pós-rifte (MOREIRA et al., 2007).

2.2.1 Depósitos da fase rifte (Valanginiano – Eoaptiano)

As rochas das formações Camboriú, Piçarras e Itapema compõem o registro da fase rifte da bacia, depositadas desde o Valanginiano ao Eoaptiano. A geometria dos depósitos é condicionada pela atividade tectônica sindeposicional, e, em sísmica, as reflexões de seus estratos tendem a ser cuneiformes. Graças aos depocentros e altos estruturais gerados pela dinâmica da tectônica rifte, seus intervalos são afetados por discordâncias erosivas e/ou por não deposição nas áreas estruturalmente mais altas. Assim, variações de espessura dos depósitos podem ser bastante significativas (MOREIRA et al., 2007; BUCKLEY et al., 2015).

A Formação Camboriú é constituída por basaltos de composição toleítica depositados durante o Valanginiano e o Hauteriviano, sendo correlatos aos derrames da Província Magmática Paraná-Etendeka. Assenta-se discordantemente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano formado pelas rochas da Província da Mantiqueira, sendo a mesma considerada o embasamento econômico da bacia (MOREIRA et al., 2007). Alguns autores incluem a Formação Camboriú em uma fase pré-rifte da bacia, uma vez que não observam um controle tectônico significativo em sua deposição, graças à ausência de variações significativas de espessura de seu intervalo (STICA et al., 2014).

A Formação Piçarras é constituída por arenitos e conglomerados polimíticos nas regiões proximais, associados à atividade de leques aluviais, e por arenitos e pelitos de composição talco-estevensítica e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica nas porções distais, associados a um ambiente lacustre. Foi depositada desde o estágio inicial até o estágio de máxima atividade tectônica, durante o Barremiano. Seu limite superior é a discordância intrabarremiano de 126,4 Ma (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Itapema é constituída por grainstones, packstones e wackestones bioclásticos (moluscos bivalves) nas porções estruturalmente mais altas e por mudstones e folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica, nas porções mais profundas da bacia. Nas bordas da bacia ocorrem arenitos e conglomerados típicos de leques aluviais. Foi depositada em um ambiente lacustre entre o Neobarremiano e o Eoaptiano, nos estágios finais de subsidência mecânica, apresentando menores variações de espessuras do que as observadas na Fm.

Piçarras, mas ainda revelando significativo controle estrutural em sua deposição. A correlação entre poços indica importante variação lateral de fácies, sugerindo forte compartimentalização. Seu limite superior é uma expressiva discordância regional conhecida como Discordância pré-Alagoas (DPA) de 123,1 Ma, que marca a passagem para a fase pós-rifte da bacia (MOREIRA et al., 2007).

Segundo Moreira et al. (2007), basaltos subaquosos com idades variando entre 121 e 130 Ma ocorrem intercalados aos depósitos das formações Piçarras e Itapema.

2.2.2 Depósitos da fase pós-rifte (Eoaptiano – Neoaptiano)

As rochas das formações Barra Velha e Ariri compõem o registro da fase pós-rifte da bacia. Foram depositadas durante o Aptiano e estão associadas a um regime tectônico de baixa atividade de falhas, com subsidência predominantemente termal, adquirindo um padrão de preenchimento do tipo *sag* (MOREIRA et al., 2007).

Buckley et al. (2015), através de interpretação sísmica 3D na região do Alto Externo da Bacia de Santos, afirmam que a configuração mais comum para as reflexões sísmicas referentes aos carbonatos da Formação Barra Velha é a de preencher a topografia herdada da fase rifte, adquirindo geometrias tabulares a levemente cuneiformes próximos aos altos estruturais (padrão de terminação de refletores em *onlap*). As significativas variações de espessura observadas nos depósitos da fase rifte (formações Piçarras e Itapema) são atenuadas nesse intervalo estratigráfico.

Apesar da atividade tectônica bastante atenuada, não se deve descartar a atividade de falhas durante a sua deposição, uma vez que alguns trabalhos já evidenciaram a presença de rejeitos afetando esse intervalo estratigráfico (KARNER & GAMBÔA, 2007).

Segundo Moreira et al. (2007) a Formação Barra Velha é constituída por calcários estromatolíticos, por vezes ricos em talco e argilas magnesianas, laminitos microbiais, grainstones e packstones formados por fragmentos de estromatólitos e eventualmente por bioclastos de ostracodes. Nas porções mais profundas da bacia ocorrem folhelhos carbonáticos e nas bordas da bacia ocorrem arenitos e

conglomerados típicos de leques aluviais. Os autores interpretam a deposição dessas rochas em um ambiente transicional, entre continental e marinho raso bastante estressante (MOREIRA et al., 2007).

As rochas da Fm. Barra Velha foram ilustradas e classificadas posteriormente por Terra et al. (2010). Embora este trabalho não tenha debatido de forma detalhada os processos responsáveis pela sua deposição, a utilização do termo “estromatólito” para a classificação dessas rochas indica a interpretação de uma origem predominantemente biológica (microbial) para as mesmas.

Wright e Barnett (2015) questionam a origem biótica desses depósitos, propondo um modelo abiótico para a sua gênese. Ainda destacam, após observações de seus constituintes e texturas, que essas rochas se depositaram em um ambiente lacustre altamente alcalino. Segundo os autores o aspecto estratigráfico mais marcante desta formação é a presença de ciclos sedimentares métricos a decamétricos, que parecem evidenciar uma evolução nas condições físico-químicas do lago.

Segundo Moreira et al. (2007), basaltos subaquosos de idade 117 Ma ocorrem intercalados aos depósitos da Fm. Barra Velha.

Seu limite superior é dado por um forte refletor sísmico, que marca o início da deposição dos evaporitos, com idade estimada entre 112 e 113 Ma (MOREIRA et al., 2007). Esse refletor pode ser mapeado sismicamente ao longo de toda bacia e sua expressão estrutural atual reflete amplamente a paleotopografia aptiana (GOMES et al., 2002).

Por constituir o objeto principal do presente estudo, a Formação Barra Velha será caracterizada em termos de ambiente deposicional no capítulo 3 do presente trabalho.

A Formação Ariri é constituída por evaporitos, depositados em um intervalo de tempo inferior a 1 Ma segundo estudo cicloestratigráfico (FREITAS, 2006), durante o Neaptiano (MOREIRA et al., 2007). São majoritariamente compostos por halita e anidrita, embora sais mais solúveis, tais como: taquidrita, carnalita e silvinita sejam observados. As espessuras de sal originalmente precipitado são estimadas em 2 km (DAVISON et al., 2012).

Interpreta-se um ambiente árido, restrito e com influência marinha periódica, que promovia a recarga iônica para posterior precipitação dos sais durante ciclos de raseamento (FREITAS, 2006). Logo, além das condições climáticas favoráveis,

barreiras fisiográficas localizadas ao sul da bacia foram essenciais para evitar a instalação de um ambiente francamente marinho, que impossibilitaria a precipitação dos evaporitos. Nesse sentido, se destacam o Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo, feições associadas à atividade magmática da pluma de Tristão da Cunha e precursoras do sistema Alto do Rio Grande - Cadeia de Walvis. Isso é suportado pela clara separação entre as bacias de Santos (com depósitos evaporíticos) e Pelotas (sem depósitos evaporíticos), cuja origem relaciona-se à existência dessa estrutura (Figura 7; KUKLA et al., 2017).

Arai (2014), através de análises paleontológicas, evidencia a influência marinha oriunda do Oceano Atlântico Central (Mar de Tethys) nas bacias do nordeste brasileiro durante o Aptiano. Desta forma, é possível que as incursões marinhas periódicas tenham sido promovidas, ao menos em parte, por um corredor marinho vindo do Norte.

2.2.3 Depósitos da fase drifte (Albiano – Recente)

As rochas dos grupos Camburi, Frade e Itamambuca compõem o registro da fase drifte da bacia, tendo sido depositadas do Albiano até o Recente. Estão associadas a um regime de subsidência térmica com tectônica gravitacional associada (MOREIRA et al., 2007).

O Grupo Camburi engloba todos os sedimentos depositados após a Formação Ariri até o topo do Cenomaniano, representando a instalação de um sistema marinho com tendência transgressiva que culmina com um evento anóxico global (Cenomaniano – Turoniano). É composto pelas formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Florianópolis corresponde às fácies proximais do Grupo Camburi sendo composta por conglomerados, arenitos e folhelhos associados a sistemas de leques aluviais e deltaicos (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Guarujá é contemporânea à parte basal da Formação Florianópolis e representa a instalação de uma plataforma carbonática ao longo do Albiano. Esta plataforma é fisiograficamente composta por um sistema lagunar interno, com ocorrência de folhelhos, e um banco raso, com calcilutitos, calcirruditos

oolíticos e/ou oncolíticos. Nas regiões de bacia mais profunda ocorrem calcilutitos e margas que gradam para folhelhos escuros (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Itanhaém representa a parte distal do sistema deposicional após a extinção da plataforma carbonática da Formação Guarujá. É composta por pelitos e, mais raramente, por margas, distribuídas desde a plataforma até as regiões de bacia mais profunda. O Membro Tombo é composto por depósitos arenosos decorrentes de fluxos gravitacionais que se encontram interdigitados aos depósitos da Formação Itanhaém (MOREIRA et al., 2007).

O Grupo Frade engloba todos os sedimentos depositados entre topo do Cenomaniano e o limite entre o Cretáceo e o Paleógeno, representando uma regressão marinha em que o limite da plataforma avançou cerca de 200 km em direção à porção distal da bacia. É composto pelas formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Santos é constituída por conglomerados avermelhados associados aos sistemas de leques aluviais, atuantes nas regiões mais proximais da bacia (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Juréia é constituída por arenitos e pelitos depositados nas porções proximais até as porções mais distais da plataforma. Níveis de rochas carbonáticas podem ocorrer intercalados a esses sedimentos, assim como depósitos associados a um intenso vulcanismo extrusivo (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Itajai-Açú é constituída por uma espessa seção de folhelhos, argilitos, siltitos, margas e diamictitos associados às porções mais distais da plataforma, do talude e da bacia. Os sedimentos foram depositados desde o Turoniano até o Maastrichtiano. O Membro Ilha Bela é composto por arenitos depositados em meio à seção pelítica da Formação Itajai-Açú, através de fluxos gravitacionais (MOREIRA et al., 2007).

O Grupo Itamambuca engloba todos os sedimentos depositados do Paleógeno até o recente. É formado pelas formações Ponta Aguda, Iguape, Marambaia e Sepetiba (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Ponta Aguda é constituída por sedimentos siliciclásticos proximais, característicos de ambientes de leques aluviais, marinho costeiro e de plataforma rasa. Seus litotipos incluem conglomerados e arenitos avermelhados a acinzentados, que usualmente ocorrem intercalados a sedimentos pelíticos. Esta

unidade se estende do Eopaleógeno ao Mesopaleógeno, alcançando espessuras de mais de 2 km (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Iguape é constituída por grainstones e packstones bioclásticos que se intercalam com argilitos, siltitos e margas e, subordinadamente, por arenitos acinzentados. Representa o estabelecimento de condições para sedimentação mista, tendo sido depositada do Oligoceno até o Recente. Esta unidade ocorre lateralmente intercalada com as rochas siliciclásticas proximais da Formação Ponta Aguda, e com as rochas pelíticas da Formação Marambaia (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Marambaia é constituída por folhelhos, siltitos, margas e diamictitos depositados nas regiões de plataforma distal, talude e bacia. Intercalados a esses depósitos ocorrem arenitos associados a fluxos gravitacionais, que constituem o chamado Membro Maresias (MOREIRA et al., 2007).

A Formação Sepetiba é constituída por arenitos cinza-esbranquiçados, por vezes glauconíticos, e por calcários bioclásticos compostos de moluscos, briozoários e foraminíferos, depositados em ambiente plataformal desde o Pleistoceno até o Recente (MOREIRA et al., 2007).

3 FORMAÇÃO BARRA VELHA: DINÂMICA E CONTROLES DEPOSICIONAIS

Dada a relevância econômica da seção pré-sal das bacias marginais brasileiras e africanas, diversos trabalhos recentes foram realizados com o intuito de caracterizar tal intervalo estratigráfico, e um melhor entendimento desses depósitos tem emergido (TERRA et al., 2010; DOROBK et al., 2012; WRIGHT & BARNETT, 2015; SALLER et al., 2016; CERALDI & GREEN, 2016; HERLINGER, 2016).

Em termos de ambiente deposicional, diversos autores interpretam uma significativa influência marinha durante a sedimentação da Formação Barra Velha, especialmente por estar sotoposta a uma espessa seção evaporítica, característica de um ambiente proto-oceânico (CAINELLI & MOHRIAK, 1999; DIAS, 2005; MOREIRA et al., 2007; CARMINATTI et al., 2008).

Wright e Barnett (2015), porém, indicam que esses depósitos possuem gênese predominantemente lacustre. Tal interpretação, segundo os autores, é baseada em extensa análise de dados de testemunhos, onde foram constatados: a) conteúdo fossilífero escasso, com presença apenas pontual de ostracodes não-marinhos e de fragmentos fosfáticos; b) ausência de fósseis marinhos, inclusive daqueles típicos de um ambiente marinho restrito como por exemplo de foraminíferos miliolídeos; c) a presença abundante de argilominerais magnesianos, comuns em lagos alcalinos sob influência de terrenos vulcânicos; d) a ausência de sulfatos, como anidrita ou gipso, esperados em um ambiente restrito sob influência marinha. Tais características foram observadas nas rochas analisadas no presente trabalho e serão discutidas em detalhe no próximo capítulo desta dissertação.

Outros trabalhos, tais como os de Saller et al. (2016), Ceraldi e Green (2016) e Herlinger (2016), analisaram as rochas da seção *sag* das bacias de Kwanza e Campos, cronocorrelatas aos depósitos da Formação Barra Velha. Os litotipos identificados possuem características muito similares às descritas por Wright e Barnett (2015), o que também dirige a interpretação desses depósitos para um contexto predominantemente lacustre.

Considera-se, portanto, que o sistema Alto de Florianópolis – Dorsal de São Paulo efetivamente isolou as bacias do Segmento Central, incluindo a Bacia de Santos, da condição francamente marinha vigente ao sul, e que um possível corredor marinho proveniente do Oceano Atlântico Central, proposto por Arai (2014),

não influenciou na sedimentação desse intervalo estratigráfico nesta região (Figura 12).

Figura 12 – Reconstrução dos continentes Sul-americano e Africano durante o Aptiano (120 Ma), mostrando a localização da Bacia de Santos.



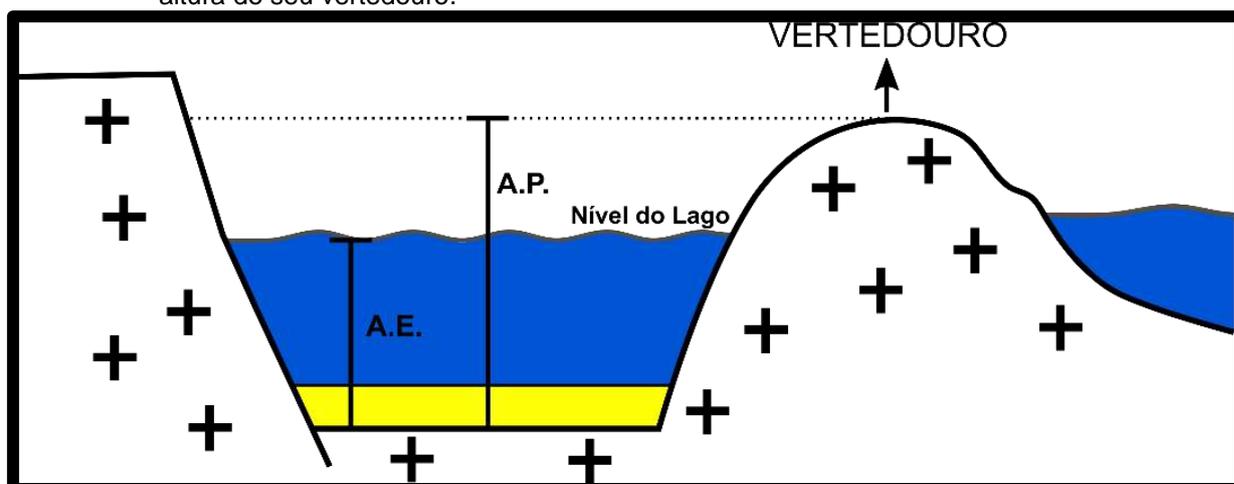
Nota: Notar barreira fisiográfica imediatamente a sul da Bacia de Santos, privando-a de condições francamente marinhas. O corredor marinho proveniente do Atlântico Central é proposto por Arai (2014) e afetaria somente as bacias do nordeste brasileiro.

Fonte: Modificado de SCOTSE, 2001.

Desta forma, admite-se um ambiente predominantemente lacustre para a Formação Barra Velha. O contexto lago determinará, portanto, os fatores que nortearão a deposição das rochas desta unidade litoestratigráfica.

A existência de um lago é fundamentalmente controlada pelas taxas de variação da acomodação potencial e pelo suprimento de água e sedimentos. A acomodação potencial pode ser definida como o espaço total disponível para acumulação de sedimentos abaixo de seu vertedouro, sendo, portanto, controlado pela subsidência e pela geomorfologia da bacia (Figura 13; BOHACS et al, 2000).

Figura 13 – Ilustração esquemática de um lago cujo suprimento de água + sedimento não atingiu a altura do seu vertedouro.



Legenda: A.P.- Acomodação Potencial; A.E.- Acomodação Efetiva.

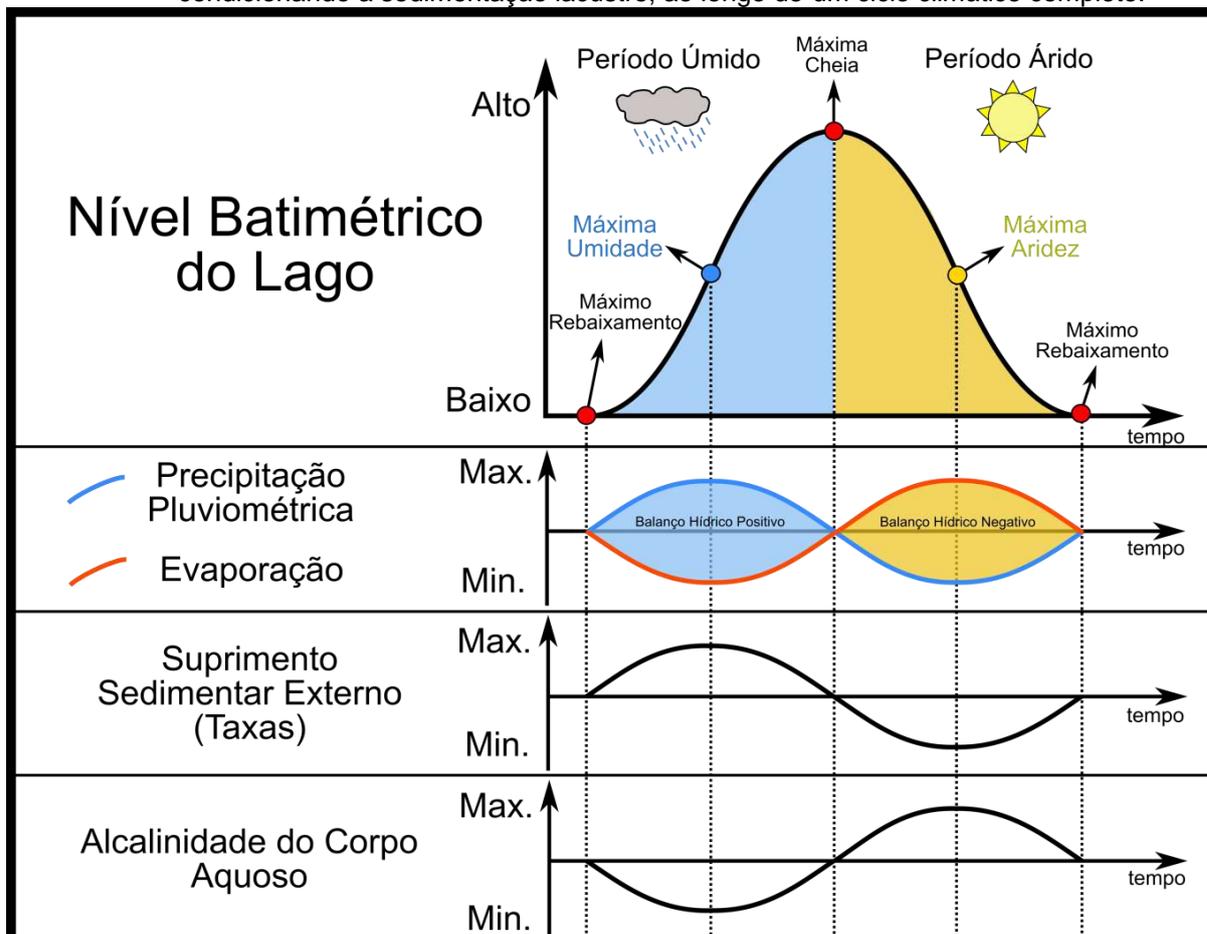
Fonte: Modificado de BOHACS, 2003.

Bohacs et al. (2000) enfatizam que lagos diferem sobremaneira de sistemas marinhos.

Primeiramente, por possuírem um volume de água e sedimentos bastante inferior, sendo, portanto, muito mais sensíveis às variações climáticas. O nível dos lagos, portanto, tende a variar de forma muito mais rápida e mais frequente do que o nível dos mares.

Outro aspecto fundamental é o vínculo direto entre o nível do lago e o aporte de sedimentos. Em períodos de maior precipitação pluviométrica, a chegada de água por meio de rios torna-se mais importante, aumentando a entrada de material siliciclástico extrabacial, sendo diretamente proporcional ao volume de água que entra no lago e à subida do seu nível, aumentando o espaço para acúmulo de sedimentos (acomodação) e expandindo suas bordas, até que o vertedouro seja sobrepassado. Já durante períodos secos, quando as taxas de evaporação excedem as taxas de precipitação, a entrada de sedimentos de fora da bacia diminui, uma vez que os rios se tornam menos possantes e até mesmo secam. Durante esses períodos, o lago tende a retrain-se, expondo áreas anteriormente recobertas por água, e sua lâmina d'água tende a diminuir, restringindo a acomodação. Dada a diminuição do volume de água presente no lago, os períodos secos promovem o aumento da alcalinidade e da salinidade, sendo um momento mais propício para o desenvolvimento de fácies carbonáticas químio e biogênicas (Figura 14; BOHACS et al, 2000; BENTO-FREIRE, 2012; PEDRINHA, 2014).

Figura 14 – Esquema mostrando as principais variáveis que afetam o lago como um todo, condicionando a sedimentação lacustre, ao longo de um ciclo climático completo.



Nota: Destaque para relação direta entre precipitação e suprimimento sedimentar externo. Notar aumento da alcalinidade durante o período árido.

Fonte: Modificado de BENTO-FREIRE, 2012.

Bohacs et al. (2000) definiram três modelos distintos de lagos: *overfilled*, *balanced-fill* e *underfilled*.

O modelo de lago do tipo *overfilled* ocorre quando o suprimimento de água e sedimento constantemente excede à sua acomodação potencial, seja por altas taxas de precipitação pluviométrica ou por baixas taxas de subsidência. Como resultado, tem-se um lago que constantemente extravasa água por seu vertedouro e que, portanto, usualmente possui água doce. Nesse contexto, as flutuações do nível do lago, geradas por oscilações climáticas, são menores ou mesmo ausentes, uma vez que a entrada e saída de água estão em constante equilíbrio.

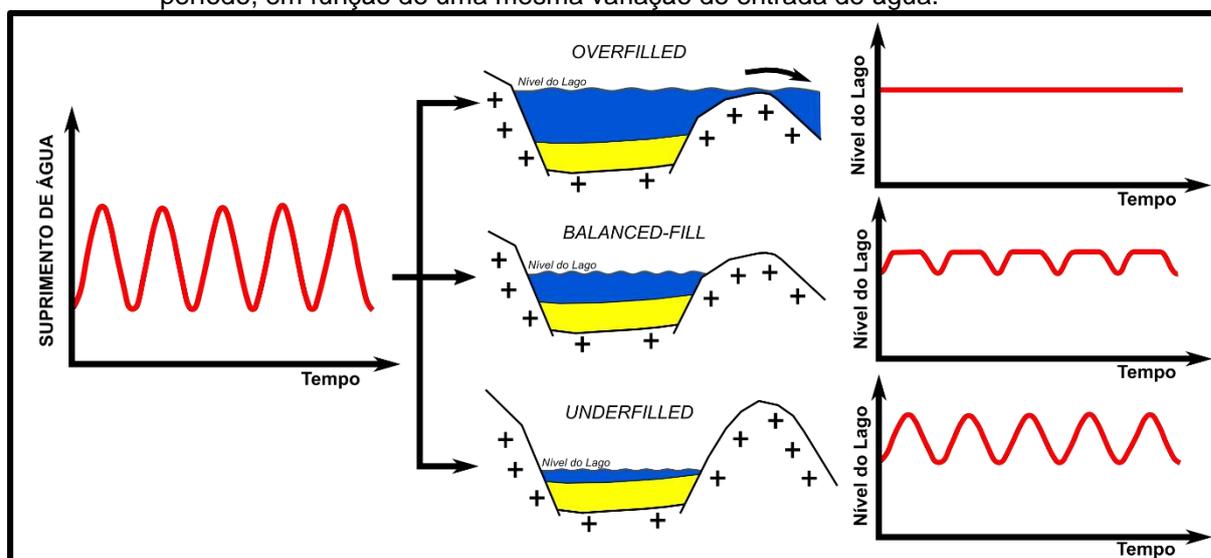
O modelo de lago do tipo *underfilled* ocorre quando o suprimimento de água e sedimento é sempre inferior à sua acomodação potencial, seja pelas altas taxas de evaporação ou por altas taxas de subsidência. Como resultado, tem-se um lago sempre fechado, que nunca extravasa água por seu vertedouro, e que usualmente

possui água hipersalina. Nesse contexto, as flutuações do nível do lago, geradas por oscilações climáticas, são expressivas e registradas plenamente, uma vez que nunca se atinge o limite do vertedouro do lago.

O modelo de lago do tipo *balanced-fill*, que tende a ser mais efêmero, ocorre quando as taxas de suprimento de água e sedimento e a acomodação potencial estão em equilíbrio durante o desenvolvimento de uma determinada sequência estratigráfica. Durante períodos úmidos se comporta como um lago do tipo *overfilled* e durante períodos áridos como um lago do tipo *underfilled*.

A figura 15 ilustra as diferentes respostas de variação de lâmina d'água, em função de variações de entrada de água no lago, em cada um dos três modelos supracitados. Nota-se que o registro de oscilações climáticas, materializadas pelas oscilações do nível do lago, é mais efetivo em lagos do tipo *underfilled* e não acontece em lagos do tipo *overfilled*.

Figura 15 – Ilustração esquemática da variação do nível de três lagos ao longo de determinado período, em função de uma mesma variação de entrada de água.



Nota: Considera-se o aporte de sedimentos constante.

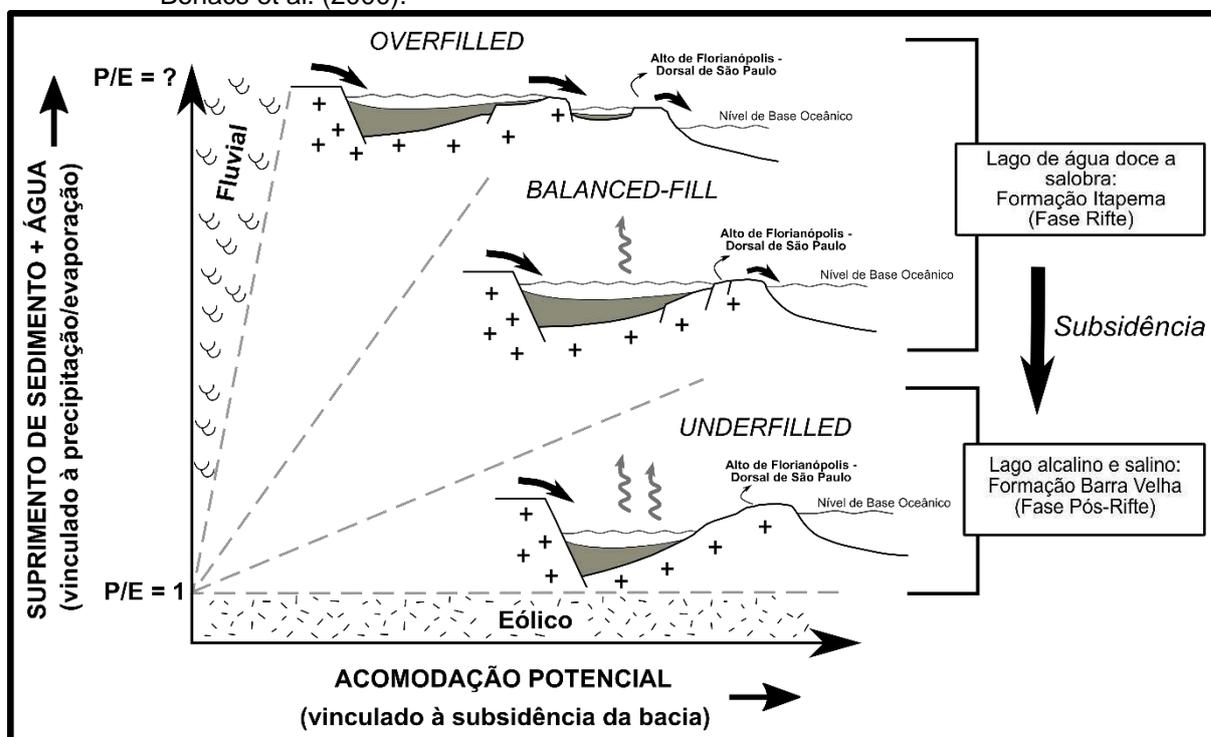
Fonte: Modificado de BOHACS, 2003.

Ceraldi & Green (2016), utilizando os conceitos de Bohacs et al., (2000), propuseram um modelo evolutivo para os depósitos lacustres das fases rifte e pós-rifte das bacias marginais brasileiras e africanas.

Segundo os autores, a mudança mais marcante durante essa evolução é a passagem dos depósitos carbonáticos ricos em bioclastos de moluscos bivalves (“coquinas”), para os depósitos carbonáticos descritos como “microbiais”. Na área de

estudo do presente trabalho, esses intervalos referem-se às formações Itapema e Barra Velha, respectivamente. Essa mudança litológica é interpretada como sendo o momento de mudança de um sistema lacustre do tipo *balanced-fill*, de água doce a salobra, para um sistema do tipo *underfilled*, com condições de alta alcalinidade e salinidade, evidenciadas pela drástica diminuição do conteúdo fossilífero. Como já citado anteriormente, a passagem entre as duas formações é marcada por uma discordância de caráter regional, que limita as fases rifte e pós-rifte da bacia. A subsidência diferencial em relação ao alto estrutural regional localizado ao sul da bacia (Alto de Florianópolis – Dorsal de São Paulo), promovida pelos pulsos tectônicos da fase rifte, progressivamente gerou um sistema lacustre hidrologicamente fechado e possivelmente abaixo do nível do mar (Figura 16). As similaridades litológicas e de assinatura isotópica entre os depósitos das margens angolana e brasileira nesse intervalo estratigráfico sugerem um lago bastante extenso e provavelmente conectado. (CERALDI & GREEN, 2016).

Figura 16 – Modelo de evolução do sistema lacustre na Bacia de Santos utilizando a classificação de Bohacs et al. (2000).



Nota: A passagem da Formação Itapema para a Formação Barra Velha marcaria o isolamento do sistema lacustre

Fonte: Modificado de CERALDI & GREEN, 2016.

A presença de uma espessa camada de evaporitos imediatamente sobreposta a esse intervalo também sugere um modelo de lago do tipo *underfilled*.

Davison et al. (2012) estimam em 2,5 km a espessura média original de sal na porção central da Bacia de Santos, e estimativas do tempo de deposição dessas rochas variam entre 0,5 Ma (FREITAS, 2006) e 5 Ma (QUIRK et al., 2012), o que resultariam em taxas de deposição de 5 mm/ano e 0,5 mm/ano, respectivamente. Bacias do tipo *sag* exibem taxas de subsidência entre 0,01 e 0,025 mm/ano (EINSELE et al., 1992). Dada a inconsistência entre as taxas de subsidência necessárias para acomodar as taxas de deposição estimadas, a presença de um lago com quantidade significativa de acomodação potencial durante o início das incursões marinhas ajudaria a explicar as espessuras dos depósitos evaporíticos observadas na Bacia de Santos (CERALDI & GREEN, 2016).

4 ANÁLISE FACIOLÓGICA

No estudo e na descrição de rochas sedimentares, o termo fácies é comumente utilizado. Pode-se definir fácies sedimentar como um corpo de rocha sedimentar com características específicas, que refletem as condições ambientais à época de sua formação (READING & LEVELL, 1996). Tais características podem ser sua composição, granulometria, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, cor e geometria estratal (SELLEY, 1996).

Assumindo o princípio do uniformitarismo, a análise faciológica é capaz de fornecer insumos para a compreensão dos processos sedimentares envolvidos na gênese de um determinado pacote rochoso, sendo fulcral para a geração de modelos paleoambientais (CATUNEANU, 2006).

Em um estudo estratigráfico sequencial, a identificação das flutuações do nível de base de um determinado ambiente de sedimentação é fundamental. A análise faciológica torna-se, portanto, indispensável, uma vez que essas flutuações condicionam mudanças nos processos sedimentares atuantes nos sítios deposicionais (CATUNEANU, 2006).

A análise faciológica realizada no presente estudo se baseou na descrição de testemunhos de três poços, totalizando aproximadamente 300 m de rocha (espessura verticalizada). Lâminas petrográficas foram analisadas pontualmente, como suporte para as descrições macroscópicas, com uma breve descrição dos constituintes identificados. Com isso, foi possível definir e interpretar as fácies sedimentares.

4.1 Principais constituintes identificados

A análise de lâminas petrográficas permitiu a identificação dos principais constituintes das rochas estudadas. Além disso, estabeleceu-se uma melhor compreensão da relação entre esses elementos, fator fundamental para o estabelecimento de critérios para posterior divisão do intervalo em diferentes fácies sedimentares.

As rochas analisadas são majoritariamente constituídas por argilominerais magnesianos comumente dolomitizados, esferulitos calcíticos, arborescências calcíticas (*shrubs* de Chafetz e Folk, 1984) e intraclastos e pelóides gerados pelo retrabalhamento físico desses três elementos. Ressalta-se que elementos morfologicamente transicionais entre os esferulitos e as arborescências foram observados, cujas gêneses também serão aqui discutidas. Outros constituintes observados são: bioclastos fosfáticos e de ostracodes, material siliciclástico de composição e granulometria variada e laminações de calcita microcristalina de possível origem microbial.

A seguir, uma breve caracterização dos principais constituintes supracitados será feita, conjuntamente com uma explanação conceitual a respeito de seus aspectos genéticos. Posteriormente, as fácies sedimentares caracterizadas serão descritas e ilustradas em detalhe.

4.1.1 Argilominerais magnesianos

As argilas magnesianas observadas ocorrem majoritariamente como agregados maciços ou laminados, sendo bem representadas ao longo dos intervalos estudados. Possuem textura límpida, e estão frequentemente dolomitizadas, silicificadas ou dissolvidas. Associam-se predominantemente aos esferulitos calcíticos, que deslocam e deformam suas laminações. Eventualmente, os agregados ocorrem associados a material lamoso siliciclástico (Figura 17).

A ocorrência de argilominerais magnesianos singenéticos foi relatada por diversos autores em ambientes lacustres alcalinos e salinos (MILLOT 1970; DARRAGI & TARDY, 1987; CALVO et al, 1999). Podem ocorrer na forma de estevensita, sepiolita, palygorskita, saponita, kerolita e talco (DARRAGI & TARDY, 1987), a depender das condições químicas da água do lago. Análises realizadas por Herlinger (2016) nos depósitos da Fm. Macabu, Bacia de Campos, cronocorrelatos à Formação Barra Velha, indicaram uma composição predominantemente estevensítica para os argilominerais magnesianos observados.

A ausência de alumínio na composição das argilas magnesianas faz com que esses minerais possuam características peculiares. Primeiramente, permite a sua

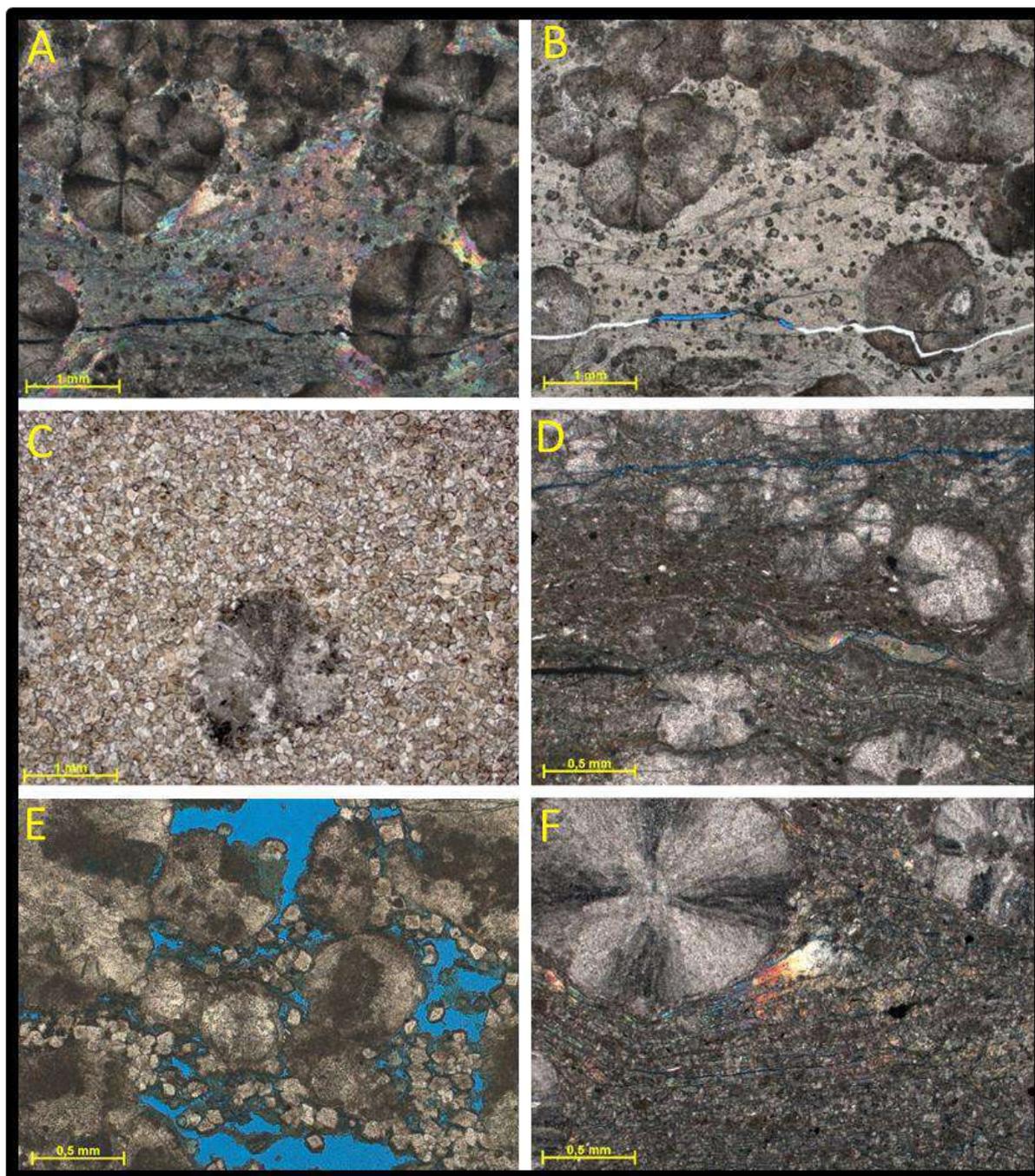
precipitação, uma vez que o alumínio é insolúvel nas condições químicas da maior parte das águas superficiais encontradas na natureza. Além disso, propicia um alto grau de instabilidade química, tornando-as usualmente propensas à dissolução ou à substituição. Isso porque as ligações Mg-O, presentes em sua estrutura, são mais facilmente destruídas do que as ligações Al-O ou Fe(III)-O, comuns em outros argilominerais. Como produto da dissolução, significativas quantidades de água, sódio e, principalmente sílica e magnésio são liberadas (TOSCA & WRIGHT, 2015).

Sua precipitação pode ocorrer diretamente de uma solução aquosa - a denominada nucleação homogênea - ou a partir de um substrato pré-existente - a denominada nucleação heterogênea (TOSCA & WRIGHT, 2015). Os principais condicionantes para sua precipitação são as altas concentrações de sílica e magnésio, além de valores de pH elevados (> 8,5).

Tosca (2015) determinou quantitativamente, através de um diagrama de solubilidade, os limites para a nucleação homogênea das argilas magnesianas. Qualquer processo que promova uma condição de supersaturação acima de um limite delimitado provocará a precipitação de argila magnesiana diretamente da solução aquosa em questão. Tais processos podem incluir modificação da água conata por atividade biológica, por concentração promovida pelo aporte de águas termais e, mais comumente, através da concentração evaporativa (TOSCA & WRIGHT, 2015).

A nucleação heterogênea requer menores níveis de supersaturação para que ocorra a precipitação. Neste caso, diversos substratos podem atuar como superfícies favoráveis para a precipitação das argilas magnesianas, como, por exemplo, sílica amorfa, argilominerais detríticos e matrizes orgânicas como as *extracellular polymeric substances* (EPS) (TOSCA & WRIGHT, 2015). Ressalta-se, porém, que nesses processos, a distribuição e a extensão dos depósitos de argilominerais são função da disponibilidade de tais substratos. Bontognali (2010) identificou ainda que esteiras microbiais são capazes de concentrar sílica e magnésio, podendo, de fato, fomentar um ambiente favorável para a precipitação desses argilominerais.

Figura 17 – Aspecto microscópico dos agregados de argila magnesiana e dos esferulitos calcícticos.



Nota: A: Agregado de argila magnesiana com romboedros de dolomita sendo deslocado por esferulitos (PX); B: Igual a A (P//); C: Esferulito em meio a agregado de argila magnesiana totalmente dolomitizado (P//); D: Esferulitos deslocando agregado de argila magnesiana dolomitizado com material lamoso siliciclástico associado (PX); E: Dolomitas romboédricas provenientes de substituição de argilominerais magnesianos que foram posteriormente dissolvidos (P//). F: Agregado de argila magnesiana laminado, dolomitizado, sendo deslocado por esferulitos. Notar elemento micrítico no núcleo do esferulito na porção superior direita da imagem (PX).

Fonte: O autor, 2018.

Tosca e Masterson (2014) observaram que os estágios iniciais de precipitação da estevensita são caracterizados pela ocorrência de um gel hidratado, e não de um argilomineral com estrutura cristalina. Tal evidência pode ser relevante para a compreensão de processos eodiagenéticos, especialmente no que diz respeito ao potencial catalisador desse gel para nucleação de minerais, e para a distribuição das argilas magnesianas em depósitos lacustres. Não é provável que esses géis sejam acumulados em ambientes de alta energia, sob ação de ondas e correntes, tampouco em ambientes suscetíveis à exposição sub-aérea (TOSCA & WRIGHT, 2015).

4.1.2 Esferulitos calcíticos

Os esferulitos observados possuem formas esféricas a sub-esféricas, composição calcítica e textura fibro-radial usualmente bem preservada. Variam de tamanho entre 0.1 mm e 2 mm, com moda em cerca de 1 mm possuindo, por vezes, um núcleo micrítico e, mais raramente, bioclástico (ostracodes). A recristalização ocasionalmente promove a perda da textura original. Associam-se majoritariamente aos agregados de argila magnesiana, por vezes ricos em lama siliciclástica, e/ou em dolomita, proveniente da substituição das argilas. Os esferulitos aparentam deslocar e deformar tais sedimentos e, embora este efeito possa ser exagerado pela compactação, tal fato indica um crescimento após a deposição dos mesmos, sendo considerados, portanto, constituintes diagenéticos (Figura 17).

A ocorrência de esferulitos calcíticos é bem documentada em diversos depósitos e ambientes carbonáticos recentes (BUCZYNSKI & CHAFETZ, 1993; VERRECCHIA et al., 1995; SPADAFORA et al., 2010; BAHNIUK et al., 2015;). Porém, sua gênese tem sido amplamente debatida ao longo dos anos.

Dupraz et al. (2009) ressaltam o papel significativo das matrizes orgânicas na tipificação da mineralização de carbonato de cálcio, controlando não só a morfologia dos cristais, mas também sua mineralogia. Segundo os autores, os esferulitos estariam relacionados a processos de organomineralização bioinfluenciada, onde a atividade metabólica das bactérias cria um ambiente favorável para sua precipitação.

Mercedes-Martín et al. (2016), através de análises experimentais, demonstraram que esferulitos calcíticos são formados em soluções salinas e alcalinas contendo ácidos orgânicos, que são comuns em esteiras microbiais. Ressalta-se, porém, que os esferulitos observados possuíam tamanho de, no máximo, 0.02 mm, significativamente inferiores aos observados no presente estudo. Em seus experimentos, soluções supersaturadas em silicatos magnesianos (estevensita), não precipitaram formas esferulíticas de carbonato de cálcio.

Spadafora et al. (2010) identificaram a presença de esferulitos aragoníticos de tamanhos similares aos produzidos pelos experimentos de Mercedes-Martín et al. (2016) no interior de esteiras microbiais na Lagoa Vermelha. Associados aos esferulitos foram observados pelóides e fábricas micríticas típicas de processos de organomineralização bioinduzida.

O crescimento de esferulitos é favorecido por altos níveis de magnésio e sílica em soluções de alta alcalinidade, acopladas a altas taxas de cristalização da calcita, com ou sem a influência microbiana, e especialmente em meios viscosos (Garcia-Ruiz, 2000; Beck & Andreassen, 2010; Meister et al., 2011; Sanchez-Navas et al., 2009 *apud* WRIGHT & BARNETT, 2015). Wright e Barnett (2015) propõem um mecanismo de precipitação abiótica para os esferulitos calcíticos observados na Fm. Barra Velha. Os géis hidratados, ricos em sílica e magnésio, citados anteriormente como possíveis precursores dos agregados de argila magnésiana (TOSCA & MASTERSON, 2014), constituiriam um meio ideal para a nucleação e o crescimento desses constituintes.

4.1.3 Arborescências calcíticas

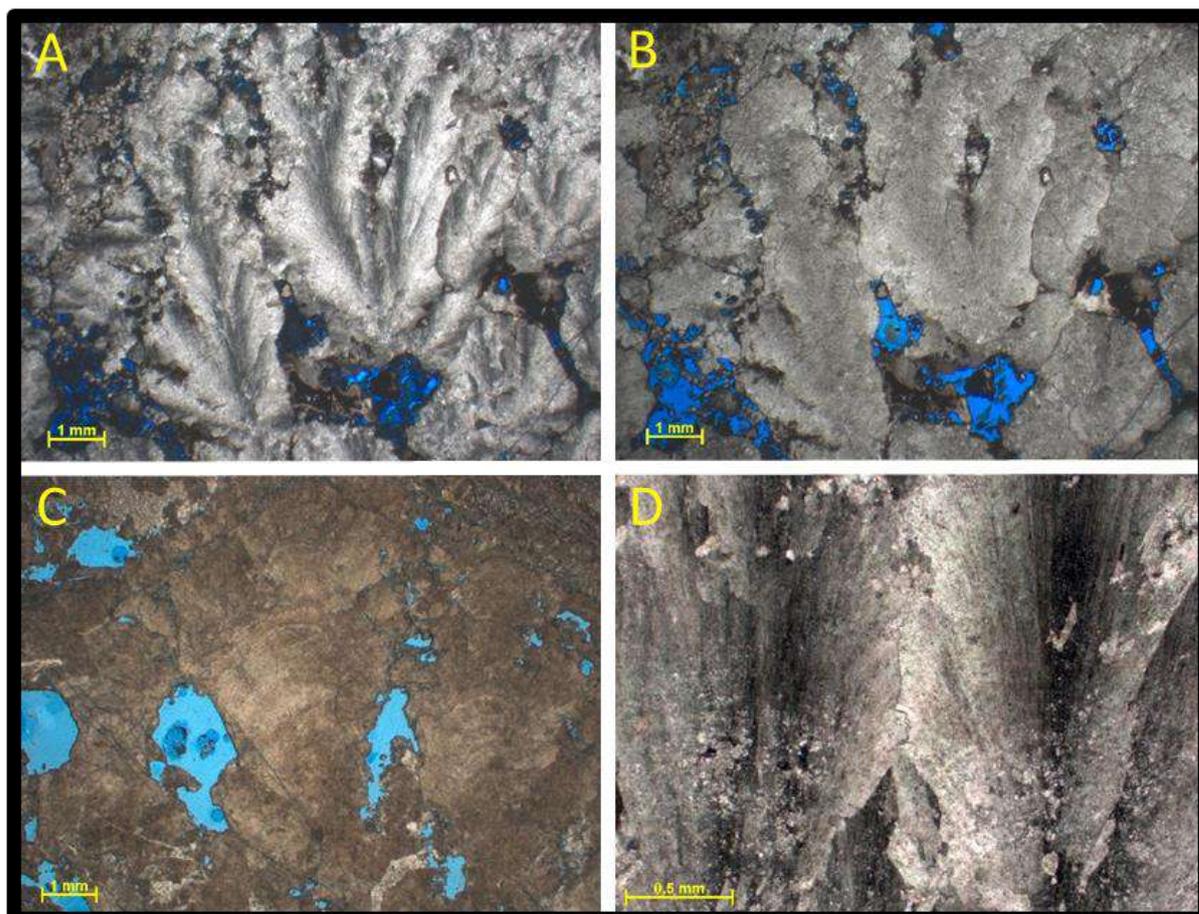
O termo arborescência é utilizado no presente estudo para descrever a morfologia externa de determinadas formações calcíticas, sem qualquer conotação genética, assim como ocorre com o termo *shrub*, consagrado pelo estudo de Chafetz e Folk (1984). Os autores utilizaram este termo apenas para ressaltar a similaridade morfológica desses constituintes com as ramificações de plantas lenhosas.

As arborescências calcíticas observadas são formadas por agregados de calcita fascicular ótica (Kendall, 1977), e mostram crescimento vertical e sub-vertical,

variando de tamanho entre 1 mm e 20 mm. Eventualmente possuem laminações internas bem marcadas, com aspecto micrítico (Figura 18). O termo incipiente será utilizado no presente estudo para designar as formas com tamanho inferior a 2 mm.

As arborescências observadas são similares às classificadas por Chafetz e Guidry (1999) como *ray crystal shrubs*, interpretadas como sendo produto de precipitação abiótica e comumente encontradas em depósitos travertínicos. Os autores associam a ocorrência desses elementos aos ambientes com elevadas taxas de perda de CO₂ e supersaturação, propiciando taxas altíssimas de precipitação de carbonato de cálcio. Esses autores também destacam o aspecto micrítico e peloidal das arborescências geradas por processos de organomineralização bioinduzida (*bacterial shrubs*), bastante distinto do observado nos depósitos analisados no presente trabalho.

Figura 18 – Aspecto microscópico das arborescências calcíticas.



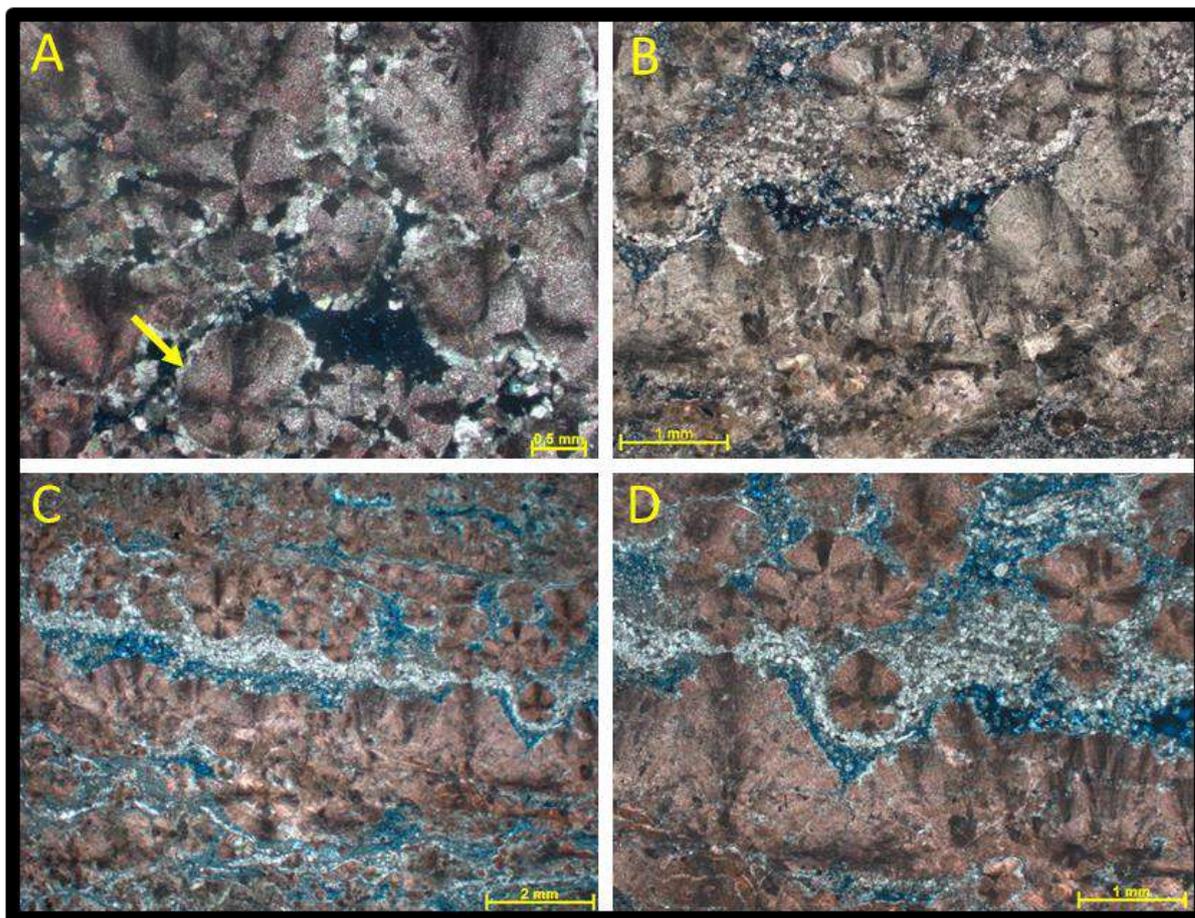
Nota: A: Arborescências formadas por agregados de calcita fascicular apresentando crescimento vertical. Notar porosidade e a presença apenas local de dolomitas entre os elementos (PX). B: Igual a A (P//). C: Arborescências apresentando laminações internas (P//). D: Detalhe das arborescências. Observar cristais fibrosos de calcita com extinção radial (PX).

Fonte: O autor, 2018.

4.1.4 Formas transicionais entre esferulitos e arborescências

Uma transição contínua entre os agregados esferulíticos e fasciculares parece ocorrer. São observados esferulitos assimétricos e arborescências incipientes cujo crescimento eventualmente se dá a partir de formas esferulíticas (Figura 19). Essa transição indica um processo similar e em *continuum* para a geração desses elementos, porém, em condições físico-químicas distintas.

Figura 19 – Aspecto microscópico das formas transicionais entre esferulitos e arborescências pouco desenvolvidas (arborescências incipientes).



Nota: A: Seta amarela destaca esferulito assimétrico (PX). B: Nível formado por arborescências incipientes amalgamadas lateralmente (nível cruziforme) sotoposto a um nível rico em esferulitos que apresenta material argiloso dolomitizado e dissolvido (PX). C: Presença de um nível de arborescências incipientes amalgamadas lateralmente entre níveis ricos em esferulitos coalescidos com porosidade e resquícios de material argiloso dolomitizado (PX). D: Detalhe de C (PX).

Fonte: O autor, 2018.

Rainey e Jones (2009) observaram, em depósitos travertínicos, diferenças nas formas dos elementos calcíticos em função das taxas de perda de CO₂. Formas esferulíticas desenvolvem-se em locais com águas quiescentes, onde a taxa de perda de CO₂ é controlada apenas pela evaporação, enquanto as formas arborescentes restringem-se aos locais com água corrente, onde as taxas de perda de CO₂ são significativamente maiores, graças à turbulência e à agitação da água.

Saller et al. (2016) relatam a ocorrência de elementos híbridos entre esferulitos e arborescências, nos depósitos da seção aptiana da Bacia de Kwanza, muito similares aos observados no presente estudo. Os autores interpretam que a morfologia exata dos elementos será função das condições energéticas, do substrato e do grau de supersaturação (calcita) da água do lago. Esferulitos cresceriam no interior de sedimentos argilosos, em ambientes de baixa energia, enquanto as arborescências se desenvolveriam em ambientes de alta energia e de maior supersaturação. As formas híbridas estariam em ambientes transicionais entre essas duas condições físico-químicas.

4.2 Fácies sedimentares caracterizadas

O nível de detalhamento na subdivisão de um pacote rochoso em diferentes fácies sedimentares deve ser condicionado pelo objetivo e pelo tempo disponível para confecção de um determinado estudo (WALKER, 1984).

Seguindo a premissa supracitada e, levando em conta o caráter químico e biogênico e a complexidade dos depósitos analisados, as fácies sedimentares foram estabelecidas com base nas relações e nas proporções entre os diferentes constituintes previamente caracterizados.

Ao todo, o intervalo analisado foi subdividido em 7 fácies sedimentares, que serão descritas, ilustradas e discutidas a seguir.

4.2.1 MUD – Mudstones laminados

Esta fácies é caracterizada, em escala macroscópica, pela alternância de laminações milimétricas de coloração clara, composição carbonática (calcítica) e granulação fina (lamosa), com níveis de coloração amarronzada a esverdeada, com maior teor de material argiloso/orgânico e/ou de lama siliciclástica. As laminações são plano-paralelas e, nesta escala, podem ser classificadas como lisas ou crenuladas. Um dos aspectos mais marcantes desta fácies é a presença comum de níveis de sílica, dispostos de forma tabular, que ocorrem em camadas centimétricas a decimétricas.

Microscopicamente, os níveis carbonáticos exibem eventualmente aspecto irregular e descontínuo, e estão comumente recristalizados. Raramente foram observadas texturas peloidais ou grumosas. Observa-se a presença de material carbonático detrítico tamanho silte. O conteúdo fossilífero é caracterizado pela presença de fragmentos de bioclastos fosfáticos, que frequentemente concentram-se em níveis, e, também, de ostracodes. Em uma das amostras, foi observada feição de bioturbação.

Já os níveis argilosos/orgânicos possuem proporções variadas de material siliciclástico de granulometria silte e areia muito fina, composto de quartzo, micas, feldspatos, minerais opacos e esverdeados. Quando a proporção de material siliciclástico é alta, esses níveis adquirem coloração esverdeada, onde argilominerais magnesianos são eventualmente observados.

Não foram observadas feições dômicas no topo dos intervalos em que ocorrem, tampouco, internamente, laminações côncavo-convexas. Ocorrem predominantemente conformando camadas centimétricas a decimétricas (4 – 50 cm).

Os mudstones laminados foram divididos em duas fácies com base no aspecto macroscópico de suas laminações carbonáticas. Os com laminação planar lisa (MUD.l) foram diferenciados daqueles com laminações crenuladas (MUD.cr).

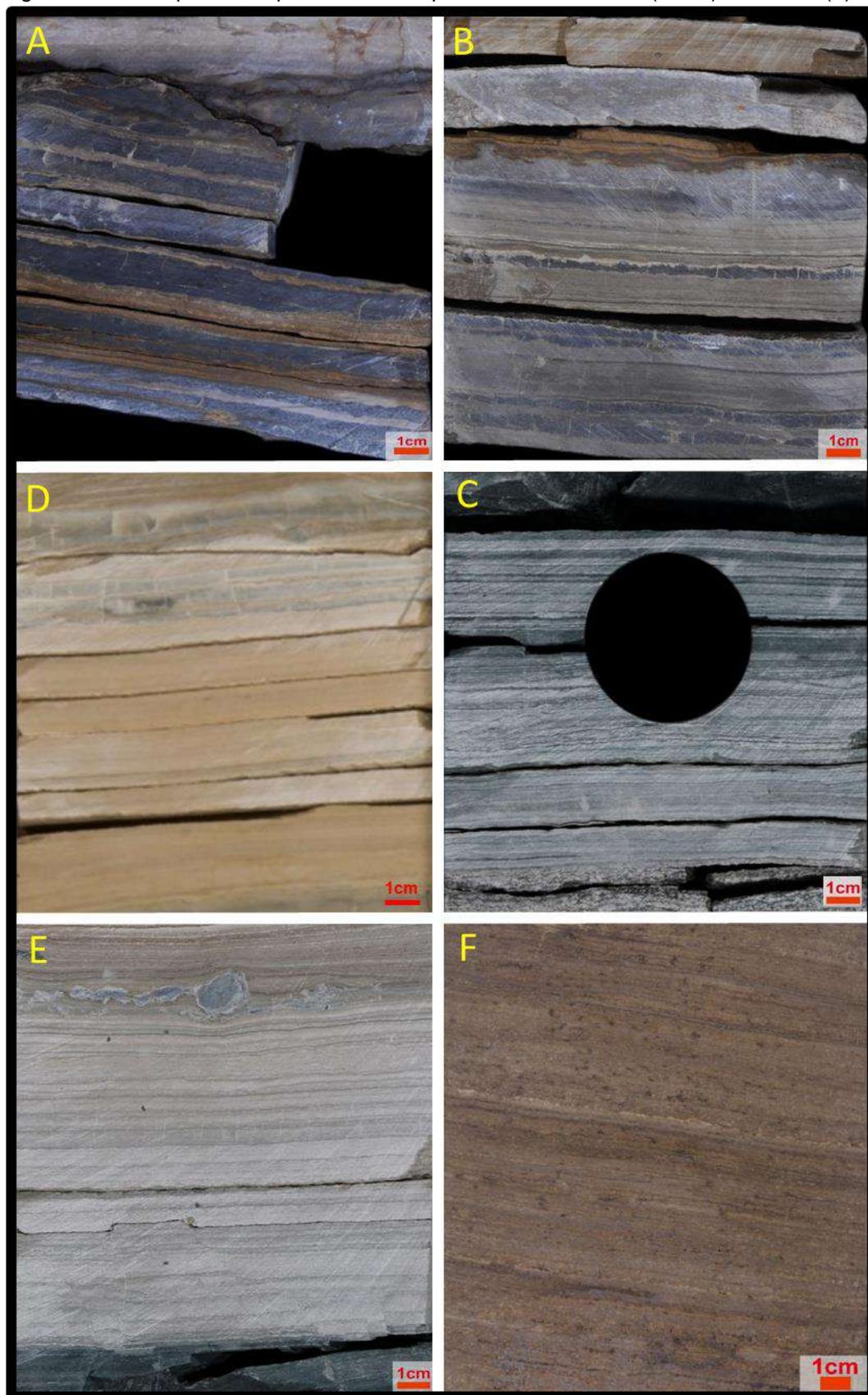
As figuras 20 e 21 mostram, respectivamente, exemplos do aspecto macro e microscópico das fácies MUD.l e MUD.cr.

Os níveis de sílica observados são interpretados como produto de precipitação singenética, uma vez que ocorrem frequentemente como camadas

tabulares. São indicativos de condições de maior diluição da água do lago. A entrada de água meteórica durante períodos chuvosos causaria uma diminuição de seu pH, promovendo a precipitação da sílica anteriormente dissolvida durante períodos de maiores concentração e alcalinidade da água do lago (WRIGHT & BARNETT, 2015).

Interpreta-se como principal processo deposicional para esta fácies a decantação em ambiente subaquoso de baixa energia. Secundariamente, as laminações irregulares dos níveis carbonáticos podem indicar possível atividade microbiana, seja promovendo a precipitação da calcita ou aglutinando grãos carbonáticos e siliciclásticos de origem detrítica (*trapping and binding*). Nesse sentido, as laminações crenuladas podem indicar maior atividade microbiana do que as lisas (DEMICCO & HARDIE, 1994).

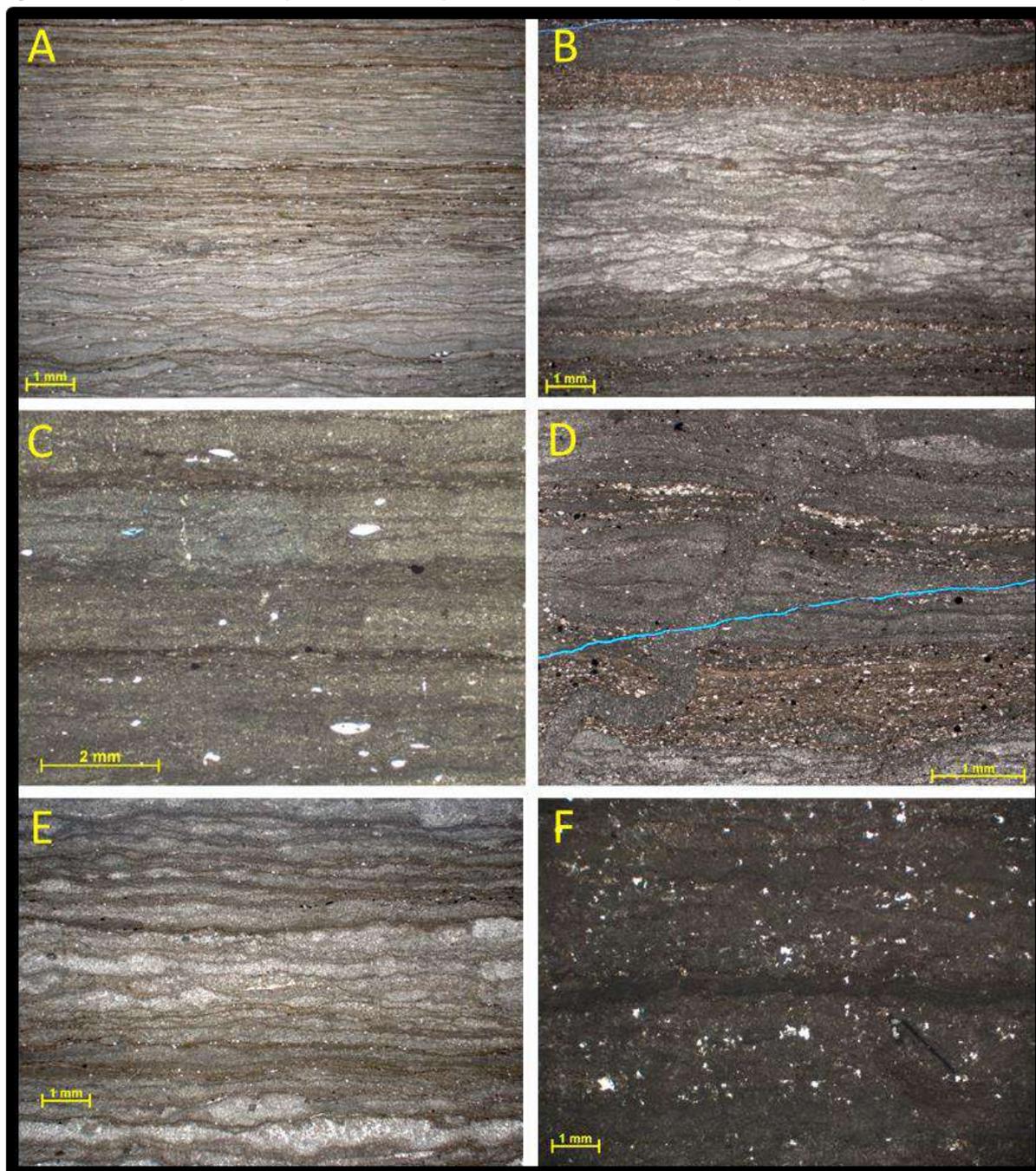
Figura 20 – Exemplos de aspecto macroscópico das fácies MUD.I (A a E) e MUD.cr (F).



Nota: Observar o aspecto laminado e a presença de níveis tabulares de sílica em A, B e C, a coloração levemente esverdeada graças à presença de lama siliciclástica em C e E e o aspecto crenulado das laminações carbonáticas em F.

Fonte: O autor, 2018.

Figura 21 – Exemplos de aspecto microscópico das fácies MUD.I (A a D) e MUD.cr (E e F).



Nota: A: Destaque para o aspecto levemente irregular das laminações carbonáticas, que possuem granulação fina (lamosa) e para a presença de lama siliciclástica dispersa (P//). B: Destaque para a presença significativa de siliciclásticos tamanho silte e areia muito fina a fina, que se concentram em níveis. (P//). C: Destaque para a presença de ostracodes dispersos na amostra (P//). D: Feição de bioturbação cortando as laminações. Notar novamente a presença significativa de material siliciclástico associado aos níveis argilosos (P//). E: Destaque para o aspecto irregular e nodular das laminações carbonáticas (P//). F: Destaque para o aspecto grumoso e irregular das laminações carbonáticas (P//).

Fonte: O autor, 2018.

4.2.2 ESF – Argilitos com Esferulitos

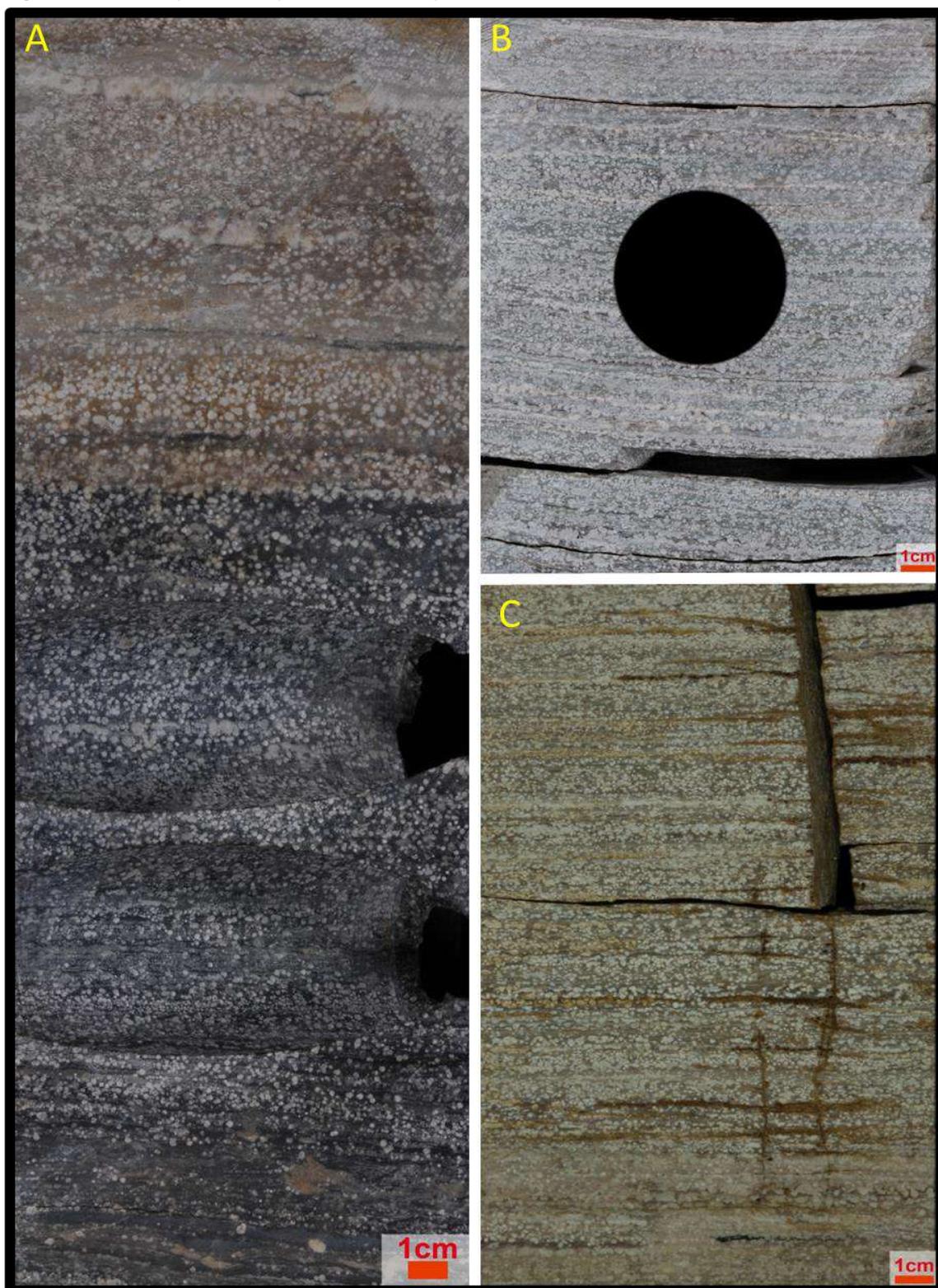
Esta fácies é macroscopicamente caracterizada pela presença de esferulitos calcíticos, que ocorrem em meio a agregados de argila magnesiana, frequentemente dolomitizados e, mais raramente, silicificados e dissolvidos. Possui coloração acastanhada a esverdeada, e a proporção dos esferulitos nesses sedimentos é variável, podendo ir desde raros, em meio à matriz argilosa e/ou dolomítica, até níveis de concentração onde eles se amalgamam e coalescem. Observa-se comumente uma tendência de aumento na proporção dos esferulitos para o topo das camadas. Níveis de maior e de menor proporção de esferulitos por vezes se alternam, conferindo aspecto laminado à rocha. No entanto, frequentemente conferem aspecto maciço a esta fácies, quando os esferulitos ocorrem mais dispersos.

Na escala microscópica, observa-se que os esferulitos deslocam e deformam os agregados de argila magnesiana. As argilas encontram-se frequentemente dolomitizadas e por vezes possuem significativo teor de lama siliciclástica associada, o que justifica a eventual coloração esverdeada da rocha em escala macroscópica. Formas arborescentes incipientes e esferulitos assimétricos e coalescidos podem ocorrer. O conteúdo fossilífero é caracterizado pela presença eventual de ostracodes e fragmentos fosfáticos que, por vezes, servem de núcleo para o crescimento dos esferulitos.

Esta fácies apresenta-se em camadas centimétricas a métricas (4 cm – 1 m).

Exemplos do aspecto microscópico da fácies ESF são mostrados na figura 17. Exemplos do aspecto macroscópico são mostrados na figura 22.

Figura 22 – Exemplos de aspecto macroscópico da fácies ESF.



Nota: A: Notar aumento, da base para o topo, da proporção de elementos esferulíticos e de arborescências em relação à matriz argilosa. B: Notar coloração levemente esverdeada da matriz, indicando presença de lama siliciclástica. C: Notar aspecto laminado da rocha, dado pela intercalação de níveis com diferentes proporções de esferulitos.

Fonte: O autor, 2018.

Interpreta-se que condições de alta alcalinidade e de alta saturação em sílica e em magnésio no meio aquoso, além de um ambiente de baixa energia, permitiram que o material argiloso se formasse e se acumulasse, com ou sem influência de substratos microbiais (TOSCA & MASTERSON, 2014). Esses sedimentos, por sua vez, funcionaram como um meio ideal para a nucleação dos esferulitos, já que são raríssimas as ocorrências de argilominerais magnesianos sem a presença dos mesmos. A tendência de aumento na proporção dos esferulitos para o topo das camadas indica que as proporções dos esferulitos estão sendo condicionadas pela progressiva evolução das características físico-químicas da água do lago. A eventual ocorrência de material lamoso siliciclástico associado aos agregados de argila magnesiana e aos esferulitos sugere que, mesmo em momentos de umidade relativa mais alta, a química do lago tenha se mantido propensa à precipitação desses constituintes.

4.2.3 ARB – Agregados Carbonáticos com estrutura Arborescente bem desenvolvida

Esta fácies é caracterizada pelo predomínio de elementos arborescentes bem desenvolvidos, ou seja, formas maiores do que 2 mm, que mostram crescimento vertical a sub-vertical. Macroscopicamente podem ou não possuir aspecto laminado, dado pelos diferentes níveis de crescimento das arborescências. Podem ocorrer intercalações – interrompendo o crescimento contínuo dos elementos – de níveis milimétricos a centimétricos de material retrabalhado, ou ainda, de formas menos desenvolvidas (esferulitos e arborescências incipientes). Feições de exposição são eventualmente observadas, alterando significativamente as texturas originais gerando, por vezes, níveis dissolvidos e brechados.

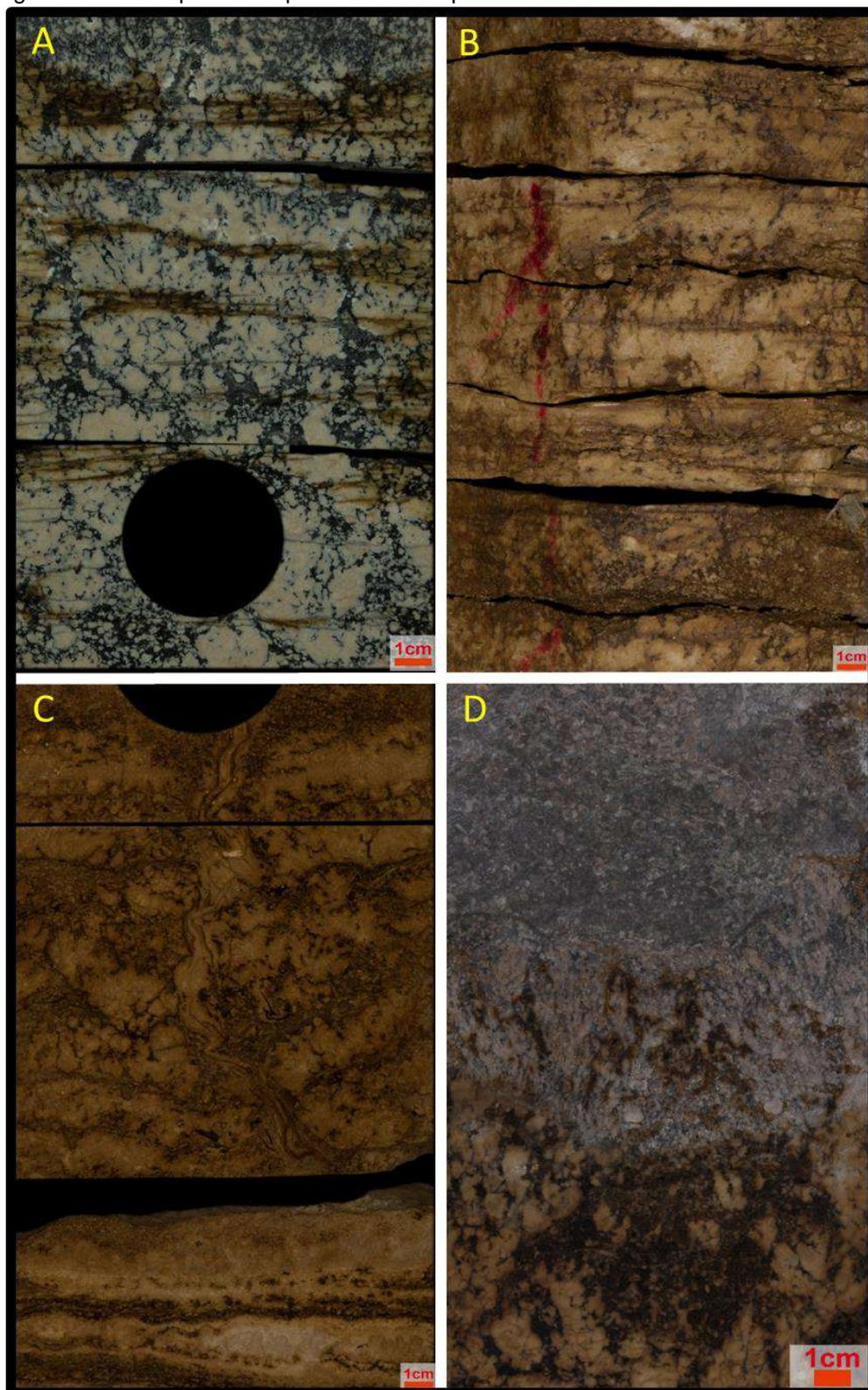
Na escala microscópica, apenas raramente observa-se a presença de argilominerais magnesianos ou de dolomita entre as arborescências, sendo a última mais comum. A ausência de sedimentos intersticiais ou a presença de material retrabalhado composto por intraclastos e/ou pelóides entre as arborescências é comum. A presença de bioclastos de ostracodes é bastante rara.

As camadas formadas por fácies ARB são centimétricas a métricas (4 cm – 2 m) e frequentemente possuem topos com geometria dômica.

Exemplos do aspecto microscópico da fácies ARB são mostrados na figura 18. Exemplos do aspecto macroscópico são mostrados na figura 23.

Interpreta-se, como principal processo deposicional para esta fácies, a precipitação predominantemente abiótica, em meio subaquoso de moderada a alta energia. As formas arborescentes, similares aos chamados *ray crystal shrubs* (CHAFETZ & GUIDRY, 1999), indicam uma rápida precipitação, provavelmente induzida por valores altíssimos de pH e por altas taxas de perda de CO₂. Sugere-se, portanto, a deposição em momentos de maior aridez, onde as altas taxas de evaporação induzem o progressivo aumento de salinidade e de alcalinidade do corpo aquoso, e em ambientes de mais alta energia, onde uma maior agitação da água pudesse auxiliar no processo de perda de CO₂. Essa interpretação é suportada pela ausência de conteúdo fossilífero significativo, possivelmente pelas condições extremas de salinidade e de alcalinidade, pelas menores proporções de material argiloso associado e pelas eventuais feições de exposição subaérea. A comum ausência, em escala local, de sedimentos entre as arborescências, sugere que essa precipitação tenha se dado acima da superfície sedimento água, diferentemente das formas esferulíticas. Os frequentes topos dômicos de suas camadas e os arranjos de crescimento verticais das arborescências sugerem algum tipo de influência biológica. Como citado anteriormente, as laminações micríticas eventualmente observadas no interior dos elementos arborescentes poderiam indicar instalações de biofilmes durante momentos de parada da precipitação (SALLER et al. 2016). Apesar das similaridades texturais com depósitos travertínicos, interpreta-se, assim como Saller et al. (2016) e Wright e Barnett (2015), que a fácies ARB possui sua gênese associada a um ambiente lacustre subaquoso. Esta interpretação é corroborada pela grande extensão areal dos intervalos que contém essas fácies ao longo da seção estudada, e, também, pelo arranjo periódico vertical desses intervalos quando relacionados com aqueles que contém as fácies MUD e ESF – ambos os argumentos a serem discutidos no próximo capítulo desta dissertação.

Figura 23 – Exemplos de aspecto macroscópico da fácies ARB.



Nota: A e B: Notar arborescências bem desenvolvidas, formando textura interna característica da fácies ARB. C: Notar feição de exposição, com rompimento e percolação de material entre os níveis com arborescências. D: Destaque para o topo dômico da camada formada por fácies ARB, sendo recoberta por material retrabalhado com dominância de intraclastos.

Fonte: O autor, 2018.

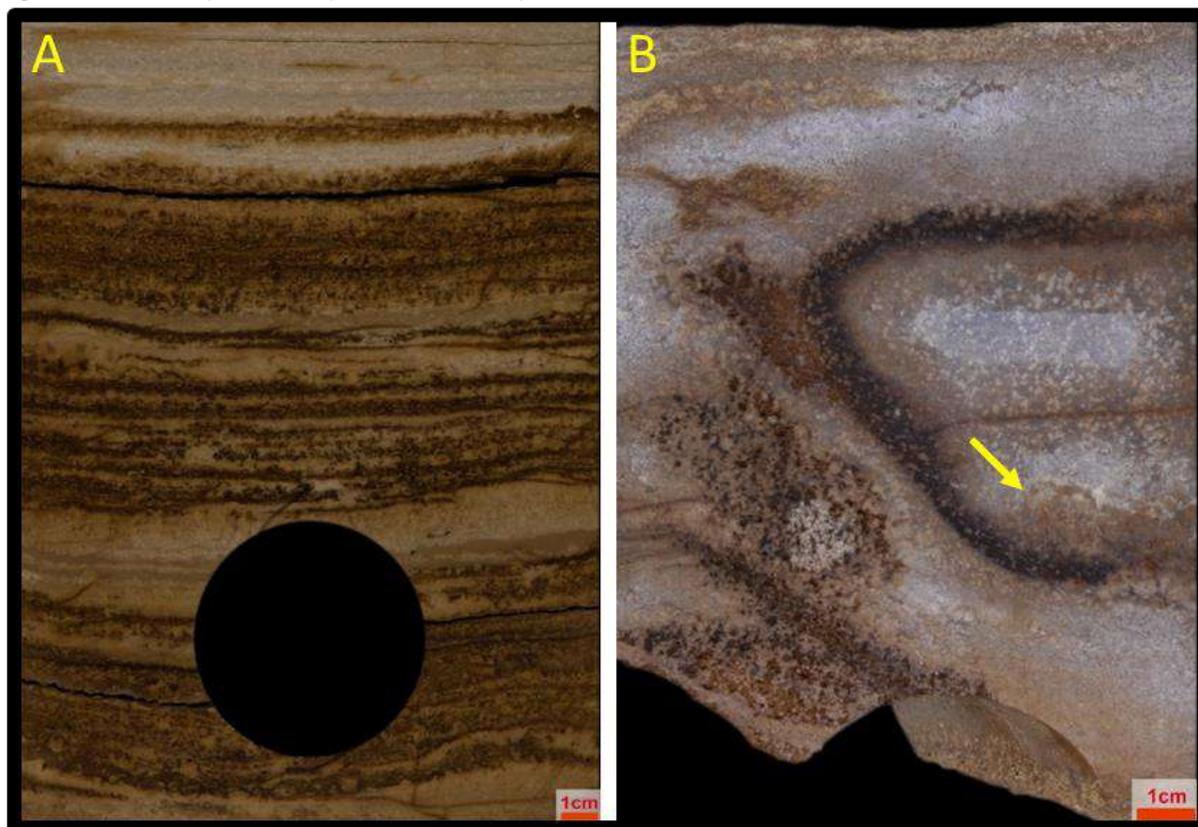
4.2.4 ARB.inc – Agregados Carbonáticos com estrutura Arborescente Incipiente

Esta fácies é caracterizada pelo predomínio de elementos arborescentes incipientes (< 2 mm), frequentemente contendo esferulitos, e que podem se amalgamar, formando níveis crostiformes milimétricos. Usualmente ocorre em intervalos situados verticalmente entre aqueles caracterizados pelas fácies ESF ou ARB, neste caso constituindo-se, por sua natureza híbrida, em transição entre ambas.

Exemplos do aspecto microscópico da fácies ARB.inc são mostrados na figura 19. Exemplos do aspecto macroscópico são mostrados na figura 24.

Interpreta-se que condições físico-químicas intermediárias entre as descritas anteriormente para geração das fácies ESF e ARB foram as ideais para o desenvolvimento da fácies ARB.inc. Outro possível condicionante para a ocorrência de formas pouco desenvolvidas seria o espaço disponível para precipitação, que eventualmente pode ser bastante reduzido em função da evolução do substrato do lago ou das variações de sua lâmina d'água, o que será discutido no próximo capítulo desta dissertação. Em termos de processos, a presença de arborescências pouco desenvolvidas, formando crostas milimétricas e comumente intercaladas a níveis esferulíticos, indica o início da precipitação acima da superfície sedimentação-água.

Figura 24 – Exemplos de aspecto macroscópico da fácies ARB.inc.



Nota: A: Arborescências incipientes se amalgamam lateralmente e formam níveis crostiformes, intercalando com níveis mais esferulíticos. B: Arborescências incipientes associadas a esferulitos. Notar (seta amarela) a presença de um nível com elementos arborescentes bem desenvolvidos.

Fonte: O autor, 2018.

4.2.5 GST – Grainstones e Packstones Intraclásticos

Esta fácies é caracterizada pela presença predominante de intraclastos, formados por fragmentos de esferulitos e/ou arborescências, com granulometria de areia fina até seixo, sendo os litotipos mais comuns constituídos por areia grossa a muito grossa. Em menor proporção, podem ocorrer pelóides de granulometria silte até areia fina, bioclastos, clastos de argila magnesiana, romboedros de dolomita e material siliciclástico de granulometria arenosa, composto majoritariamente por fragmentos de rochas ígneas e, em menor proporção, por quartzo, micas, feldspatos, além de minerais opacos e esverdeados. Os clastos argilosos, quando presentes, estão usualmente deformados pela compactação.

A fácies GST usualmente possui seleção moderada e aspecto maciço, mas pode apresentar gradação normal. Em termos de estruturas, pode apresentar estratificação plano-paralela, cruzada tabular, tangencial à base ou de baixo ângulo. O arredondamento dos grãos é, na maior parte dos casos, função de sua composição, uma vez que originalmente os esferulitos já possuem acentuado grau de arredondamento, enquanto as arborescências e os grãos siliciclásticos tendem a ser mais angulosos.

Ocorre formando camadas centimétricas a métricas (4 cm – 3 m). Apenas eventualmente, foram observadas feições de contato erosivo na base das camadas onde ele predomina.

Com intuito de melhor caracterizar o intervalo estudado, foram criadas duas subdivisões da fácies GST, em função de sua composição.

Quando o percentual de siliciclásticos era inferior a 10%, as fácies mantiveram a classificação de Grainstones e Packstones Intraclásticos (GST).

Quando o percentual de siliciclásticos, especialmente de clastos de rochas ígneas, facilmente identificados via análise macroscópica, excedeu os 10%, as fácies foram classificadas como Grainstones e Packstones Intraclásticos ricos em siliciclásticos (GST.s). Esta fácies possui eventualmente coloração esverdeada dada pela alteração de grãos siliciclásticos. Destaca-se na fácies GST.s, em termos de estruturas, a presença ocasional de gradação inversa.

As figuras 25 e 26 mostram, respectivamente, exemplos do aspecto macro e microscópico das fácies GST e GST.s.

Interpreta-se como principal processo deposicional para essas fácies o fluxo trativo subaquoso de moderada a alta energia. Especificamente para a fácies GST.s, além de fluxos trativos subaquosos, a eventual gradação inversa observada pode indicar uma gênese associada a ação de fluxos gravitacionais.

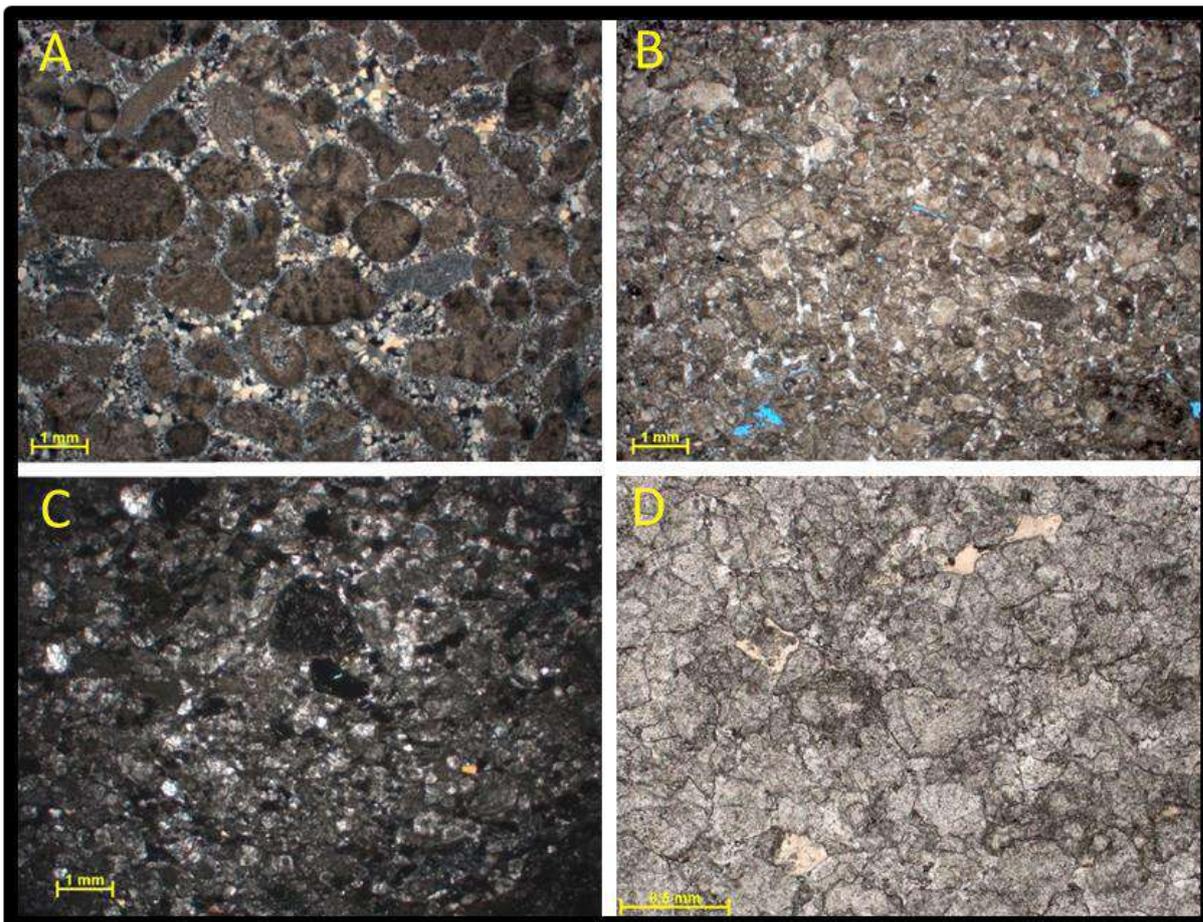
Figura 25 – Exemplos de aspecto macroscópico das fácies GST e GST.s.



Nota: A, C e D: Exemplos de aspecto macroscópico da fácies GST. Notar granulometria tamanho areia grossa a grânulo e seleção moderada a ruim em A e C. Em D, notar granulometria fina e presença de matriz argilosa, além de estratificação cruzada de baixo ângulo. B: Aspecto macroscópico da fácies GST.s. Notar clastos de rocha ígnea de coloração esverdeada.

Fonte: O autor, 2018.

Figura 26 – Exemplos de aspecto microscópico das fácies GST e GST.s.



Nota: A: Notar granulometria entre areia grossa e grânulo dos intraclastos. B: Grainstone intraclástico moderadamente selecionado, com granulometria indo de areia média até grossa (P//). C: Grainstone intraclástico com siliciclásticos, com destaque para clastos de ígneas tamanho areia muito grossa (PX). D: Detalhe para clastos de argila sendo deformados pela compactação (P//).
 Fonte: O autor, 2018.

4.3 Interpretação paleoambiental

Conforme já introduzido no capítulo anterior, interpreta-se que o intervalo estudado tenha se depositado em um ambiente lacustre hipersalino e alcalino. A ausência de fósseis marinhos ou de sulfatos e cloretos, a presença apenas pontual de ostracodes e o significativo volume de argilominerais magnesianos, bem como de esferulitos e arborescências calcíticas, corroboram essa interpretação.

Cerling (1994) destaca, através dos seus estudos em lagos do rifte do leste africano, o papel desempenhado pelos terrenos vulcânicos adjacentes nas características químicas de suas águas. Seus dados mostram que a drenagem de

terrenos vulcânicos é pobre em sulfatos e em cloretos, limitando assim o espectro de minerais resultantes do processo de evaporação nos lagos alimentados por essas águas. Wright (2012) pontua que silicatos magnesianos e calcita são produtos comuns em lagos associados a terrenos vulcânicos básicos, situação provavelmente similar à ocorrida durante a deposição da Fm. Barra Velha.

Após a identificação das principais fácies sedimentares presentes na área de estudo e dos prováveis processos sedimentares envolvidos em sua gênese a um dado tempo, é possível propor um modelo de ocorrência para as mesmas, em função das condições de energia (lâmina d'água), que é dependente, por sua vez, da distância em relação às zonas emersas (Figura 27). Ressalta-se que a variação, no tempo, das condições climáticas, afeta o volume de água do lago e, portanto, as possibilidades de exposição, inundação e, também, o valor da lâmina d'água em qualquer posição do lago. Isso se reflete, em última instância, nas condições químicas do lago como um todo (BENTO-FREIRE, 2012; PEDRINHA, 2014).

As fácies MUD (MUD.I e MUD.cr) e ESF se desenvolveram sob condições de baixa energia e provavelmente em regiões de maior lâmina d'água em relação às outras fácies identificadas. A primeira apresenta maior proporção relativa de bioclastos, maior conteúdo em lama e em areia muito fina de origem siliciclástica e, presença de níveis tabulares de sílica, interpretados como singenéticos e associados a uma diminuição do pH da água do lago. Tais constatações apontam para condições genéticas químicas menos estressantes, provavelmente durante períodos climáticos de maior umidade. Tal condição climática pode ter favorecido a organomineralização bioinduzida por comunidades microbiais, uma vez que as laminações carbonáticas exibem aspecto crenulado na fácies MUD.cr (DEMICCO & HARDIE, 1994). Já a fácies ESF, pela abundante presença de argilominerais magnesianos singenéticos e de esferulitos calcíticos, teve sua deposição favorecida por condições relativamente mais alcalinas, dada a necessidade de valores mais altos de pH e de concentração de íons (TOSCA & WRIGHT, 2015). Porém, a eventual presença de material siliciclástico associado indica que possivelmente a fácies ESF se desenvolveu em condições de moderada umidade, que justificasse o aporte externo de partículas.

A fácies ARB se desenvolveu em regiões estruturalmente mais altas sob condições de moderada a alta energia e menor lâmina d'água. Está relacionada a uma condição de maior aridez, quando as condições químicas da água propiciaram

a precipitação de formas fasciculares de carbonato de cálcio diretamente no substrato do lago.

A fácies ARB.inc se desenvolveu em condições físico-químicas intermediárias entre as fácies ARB e ESF. Eventualmente, pode ter sido gerada em lâminas d'água extremamente reduzidas, o que impossibilitou o crescimento mais efetivo das formas fasciculares.

A presença de estruturas relacionadas a processos trativos sugere que as fácies GST e GST.s se depositaram em condições de moderada a alta energia, em lâminas d'água reduzidas e próximas a altos estruturais, onde a ação de ondas e de correntes é efetiva. Podem ocorrer em momentos mais áridos, pela ação de eventos pontuais de retrabalhamento, mas tendem a se desenvolver de forma mais expressiva em momentos mais úmidos, quando a subida da lâmina d'água do lago e, por conseguinte, maior influxo de água, promovem a entrada de sedimentos para o corpo d'água, potencializados pela maior disponibilidade de material desagregado, consequência das exposições subaéreas prévias. A presença na fácies GST.s de material siliciclástico arenoso majoritariamente composto de clastos de rocha ígnea, sugere a ocorrência de áreas emersas com depósitos vulcânicos em altos internos do lago, provavelmente não muito distantes. A entrada desse material no lago provavelmente se deu através de fluxos gravitacionais, evidenciados pela presença de gradação inversa em algumas das camadas da fácies GST.s, sendo posteriormente retrabalhados pela ação de ondas e de correntes durante as oscilações do nível do lago.

A tabela 3 resume as principais características das fácies identificadas na área de estudo, incluindo as interpretações acerca dos processos sedimentares envolvidos em sua gênese.

A figura 27 ilustra a posição das mesmas em função da lâmina d'água e da distância em relação à borda do lago.

Tabela 3 – Principais fácies identificadas, com suas características, processos e ambientes deposicionais interpretados. (continua)

FÁCIES SEDIMENTARES	CARACTERIZAÇÃO				PRINCIPAIS PROCESSOS E CONDIÇÕES AMBIENTAIS
	MACROSCÓPICA		MICROSCÓPICA		
Mudstones com Laminação Lisa (MUD.l)	Estrutura interna laminada planar formada pela intercalação de lâminas claras com lâminas mais escuras ou esverdeadas. Níveis centimétricos a decimétricos de sílica, dispostos de forma tabular, são comuns.	As Laminações carbonáticas possuem aspecto liso.	Intercalação de lâminas de composição carbonática e granulação fina (lamosa) com lâminas mais ricas em material argiloso e/ou lama siliciclástica de composição variada. A presença de bioclastos fosfáticos e de ostracodes é comum.	As laminações carbonáticas são levemente irregulares.	Decantação em ambiente subaquoso de baixa energia.
Mudstones com Laminação Crenulada (MUD.cr)		As Laminações carbonáticas possuem aspecto crenulado.		As laminações carbonáticas são irregulares e eventualmente descontínuas, com aspecto nodular. Ocorrência de texturas grumosas são raras.	
Argilitos com Esferulitos (ESF)	Presença de esferulitos em meio a material argiloso de coloração acastanhada a esverdeada. A proporção dos esferulitos nesses sedimentos é variável, podendo ir desde raros, até níveis de concentração onde eles se amalgamam e coalescem. A rocha possui frequentemente aspecto laminado, embora também ocorra com aspecto maciço.		Caracterizada pela presença de esferulitos calcíticos com textura fibroradial, que deslocam e deformam agregados de argila magnesiana laminados ou maciços, frequentemente dolomitizados, com ou sem presença de material lamoso siliciclástico associado.		Mineralização inorgânica (DUPRAZ et al., 2009) + organomineralização bioinfluenciada (DUPRAZ et al., 2009) em ambiente subaquoso de baixa energia, alta alcalinidade e altas concentrações de sílica e magnésio.
Agregados Carbonáticos com estrutura Arborescente Incipiente (ARB.inc)	Caracterizada pelo predomínio de elementos arborescentes incipientes (< 2 mm), frequentemente contendo esferulitos, e que tendem a se amalgamar, formando níveis crustiformes milimétricos.		Presença de esferulitos assimétricos e arborescências incipientes, que usualmente apresentam crescimento vertical e sub-vertical.		Mineralização predominantemente inorgânica (DUPRAZ et al., 2009) + organomineralização bioinfluenciada (DUPRAZ et al., 2009) em ambiente subaquoso de moderada energia e alta alcalinidade.

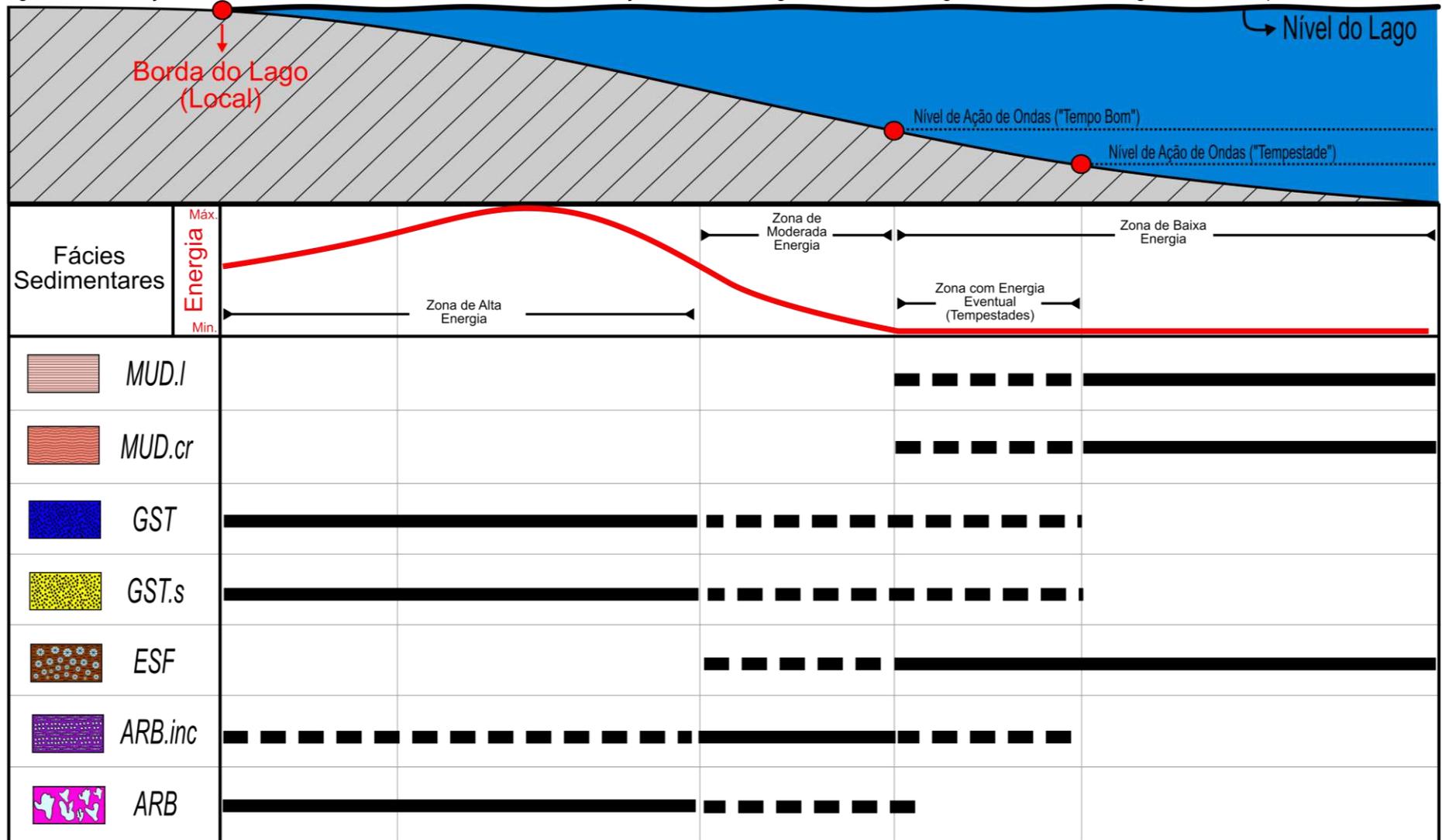
Fonte: O autor, 2018.

Tabela 3 – Principais fácies identificadas, com suas características, processos e ambientes deposicionais interpretados. (conclusão)

FÁCIES SEDIMENTARES	CARACTERIZAÇÃO				PRINCIPAIS PROCESSOS E CONDIÇÕES AMBIENTAIS
	MACROSCÓPICA		MICROSCÓPICA		
Agregados Carbonáticos com estrutura Arborescente bem desenvolvida (ARB)	Caracterizada pelo predomínio de arborescências (<i>shrubs</i>) calcíticas bem desenvolvidas (> 2 mm), que apresentam crescimento vertical a sub-vertical. Frequentemente apresentando geometria dômica no topo das camadas que os contêm.		As arborescências são formadas por agregados de calcita fascicular ótica (Kendall, 1977). A ausência de sedimento entre as arborescências é comum, e a presença de argila magnesiana ou de dolomita é apenas local, sendo a última mais comum.		Mineralização predominantemente inorgânica (DUPRAZ et al., 2009) + organomineralização bioinfluenciada (DUPRAZ et al., 2009) em ambiente subaquoso de moderada a alta energia e altíssima alcalinidade.
Grainstones e Packstones Intraclásticos (GST)	Rocha suportada pelos grãos, com granulometria dominante tamanho areia grossa a muito grossa. Usualmente possui seleção granulométrica moderada. Pode apresentar estratificação plano-paralela, cruzada tabular, tangencial à base ou de baixo ângulo. Usualmente possuem aspecto maciço, mas podem apresentar gradação normal.	-	Constituída majoritariamente por intraclastos (fragmentos de esferulitos e arborescências). Em menor proporção, podem ocorrer pelóides de granulometria silte até areia fina, bioclastos, clastos de argila magnesiana, romboedros de dolomita e material siliciclástico.	-	Fluxo trativo subaquoso de alta a moderada energia.
Grainstones e Packstones Intraclásticos ricos em siliciclásticos (GST.s)		Caracterizada pela presença significativa de material siliciclástico, especialmente clastos de rocha ígnea. Eventualmente possuem coloração esverdeada, gradação inversa.		Presença significativa de material siliciclástico, composto majoritariamente por clastos de rocha ígnea tamanho areia média até grânulo, e, em menor proporção, por quartzo, micas, feldspatos, além de minerais opacos e esverdeados.	

Fonte: O autor, 2018.

Figura 27 – Posição das fácies sedimentares caracterizadas em relação à lâmina d'água, à borda do lago e ao nível de energia do meio aquoso.



Nota: Ressalta-se que a curva de energia exposta irá depender, fundamentalmente, da fisiografia do lago, que pode evoluir com o tempo e acarretar em variações nas zonas de ocorrência das fácies sedimentares.

Fonte: O autor, 2018.