

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

**ASPECTOS DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICOS DAS ROCHAS
EVAPORÍTICAS APTIANAS DA PORÇÃO EMERSA DA BACIA DE
SERGIPE-ALAGOAS**

FABIA EMANUELA RAFALOSKI BOBCO

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

COORIENTADORA: Profa. Dra. Karin Goldberg

Porto Alegre – 2017

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

**ASPECTOS DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICOS DAS ROCHAS
EVAPORÍTICAS APTIANAS DA PORÇÃO EMERSA DA BACIA DE
SERGIPE-ALAGOAS**

FABIA EMANUELA RAFALOSKI BOBCO

ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

COORIENTADORA: Profa. Dra. Karin Goldberg

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki (UFRGS)

Profa. Dra. Gabriela Lo Forte (UNLP)

Profa. Dra. Valéria Centúrión Córdoba (UFRN)

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Bobco, Fabia Emanuela Rafaloski

Aspectos deposicionais e diagenéticos das rochas evaporíticas aptianas da porção emersa da bacia de Sergipe-Alagoas. / Fabia Emanuela Rafaloski Bobco. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017. [120 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador(es): Luiz Fernando De Ros
Coorientador(es): Karin Goldberg

1. Petrologia Sedimentar. 2. Bacia de Sergipe-Alagoas. 3. Aptiano.
4. Evaporitos. 5. Diagênese. I. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo ensino de qualidade e infraestrutura oferecidos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros por toda paciência, dedicação e empenho em me orientar neste desafio que foi trabalhar com rochas evaporíticas. Teus conhecimentos foram fundamentais para concretização deste trabalho.

À minha coorientadora, no entanto eterna orientadora, Profa. Dra. Karin Goldberg por toda dedicação, ensinamentos e incentivo, que instigaram o desenvolvimento deste trabalho, mas que muito além disso, servem como exemplo dentro e fora da vida acadêmica.

À Petrobras pelo fornecimento e permissão de publicação dos dados deste trabalho. Em especial ao Geólogo Cristiano Fischer pela prestatividade e assistência e ao Sr. Osmundo que com toda sua humildade nos passou um conhecimento único na identificação de evaporitos.

À Vale Fertilizantes pela permissão de acesso à Mina Taquari-Vassouras.

Aos meus pais e à minha família pelo amor, compreensão e acolhimento em todos os momentos, principalmente nos mais difíceis, vocês foram meu porto seguro pra chegar até aqui.

Às “minhas forças” Ana Paula, Camila, Cristine e Melissa por estarem ao meu lado sempre, vocês são o bem mais valioso que a Geologia me trouxe.

À Tati, Kamila, Manu e ao Garibaldi por dividir, cada um à sua forma, estes anos de trabalho, vocês foram muito importantes.

A todos amigos, colegas e conhecidos que compartilharam comigo alguns momentos da trajetória deste trabalho, neste diferente universo que são os evaporitos.

“Você nunca está só nem desamparado. A força que guia as estrelas guia você também.”

Shrii Shrii Anandamurti

Resumo

Os evaporitos aptianos Ibura da Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil, foram depositados durante a abertura do Atlântico Sul. A unidade é constituída por espessas camadas de halita intercaladas com silvita, carnalita e taquidrita, e associadas com anidritas, calcários, dolomitos e lutitos. Os aspectos deposicionais e a evolução diagenética deste intervalo foram analisados através da integração de petrografia quantitativa, microscopia eletrônica de varredura, difratometria de raios-X e descrição sedimentológica detalhada de testemunhos de três poços localizados na porção emersa da bacia. Esta sucessão apresenta uma história de sedimentação complexa, intensamente modificada pela diagênese. Os processos diagenéticos ocorreram predominantemente próximos à superfície, sob influência de águas salinas, incluindo a substituição por halita, anidrita, dolomita e localmente, carnalita. Foram definidas dezesseis petrofácies genéticas para as rochas evaporíticas e não evaporíticas, a partir dos principais processos deposicionais e diagenéticos. A sucessão inicia com depósitos de planícies lamosas e bioconstruções microbiais intensamente substituídos por anidrita nodular/mosaico e halita mosaico/maciça, gradando para lutitos orgânicos lacustres. Na porção intermediária predomina halita mosaico/maciça, precipitada no interior de sedimentos lamosos/margosos, em parte dolomitizados ou anidritizados, e localmente substituídas por carnalita e silvita. A intensa recristalização dificulta o reconhecimento do ambiente diagenético original dos evaporitos, definido como subaquoso, por precipitação intra-sedimento, raramente como crostas. O final da sucessão é representado por depósitos marinhos marginais, caracterizados pela associação de brechas intraclásticas, sedimentos híbridos com bioclastos marinhos, bioconstruções microbiais e anidrita nodular, intercaladas com crostas de halita. Este estudo revela a complexa evolução deposicional e diagenética dos depósitos evaporíticos gerados durante transição de condições lacustres para marinhas, quando da abertura inicial do Atlântico Sul, no Aptiano.

Abstract

The Ibura Aptian evaporites from the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil, were deposited during the opening of the South Atlantic. This unit is composed of thick halite layers, interbedded with sylvite, carnallite and tachyhydrite, associated with anhydrite, limestones, dolostones and mudrocks. The depositional conditions and diagenetic evolution of this interval were analyzed through the integration of quantitative petrography, scanning electron microscopy, X-ray diffractometry and detailed sedimentological description of drill cores from three wells on the onshore portion of the basin. This succession shows a complex sedimentation history, intensely modified by diagenesis. Diagenesis involved mainly near-surface processes under the influence of saline waters, including replacement by halite, anhydrite, dolomite and locally, carnallite. Sixteen genetic petrofacies were defined for the evaporite and non-evaporite rocks, based on main depositional and diagenetic processes. The succession begins with mud-flat deposits and microbial bioconstructions intensely replaced by nodular/mosaic anhydrite and mosaic/massive halite, grading to lacustrine organic mudrocks. In the middle portion, mosaic/massive halite is predominant, precipitated within muddy/marly sediments that were partially dolomitized or anhydritized, and locally replaced by carnallite and sylvite. Intense recrystallization hampers the recognition of the original evaporite diagenetic environments, defined as subaqueous, intra-sediment precipitation and rarely as crusts. The final succession is represented by marginal marine deposits, characterized by the association of intraclastic breccias, hybrid sediments with marine bioclasts, microbial build-ups and nodular anhydrite, interbedded with halite crusts. This study displays the complex depositional and diagenetic evolution of the evaporite deposits generated during the transition from lacustrine to marine conditions during initial opening of the South Atlantic in the Aptian.

Índice de figuras

Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Sergipe-Alagoas com o posicionamento dos poços estudados.	9
Figura 2. Carta cronoestratigráfica da Sub-Bacia de Sergipe (Campos Neto <i>et al.</i> , 2007).	12
Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Sub-Bacia de Alagoas (Campos Neto <i>et al.</i> , 2007).	13
Figura 4. Seção geológica esquemática contemplando da Bacia de Sergipe na região do Baixo Mosqueiro (Cruz, 2008).	14
Figura 5. Esboço paleogeográfico do Aptiano superior com as rochas siliciclásticas e evaporíticas do Membro Ibura. p - evaporitos Paripueira; i – evaporitos Ibura (Cruz, 2008).	18
Figura 6. Sequência Evaporítica Ibura reconstituída a partir de poços perfurados na Bacia de Sergipe. Modificado de Szatmari <i>et al.</i> (1974).	23
Figura 7. Principais minerais evaporíticos marinhos e não marinhos. Modificado de Warren (2006).	31
Figura 8. Esquema ilustrativo dos principais ambientes evaporíticos modernos. (Modificado de Silva <i>et al.</i> , 2000).	36
Figura 9. <i>Sabkha</i> continental com as associações características e os processos de suprimento de solutos (Modificado de Warren, 2016).	39
Figura 10. Evolução de um ciclo deposicional em salinas com variação de aporte de água (Modificado de Warren, 2016).	41
Figura 11. Ambientes evaporíticos antigos sem análogos modernos. A) Evaporitos plataformais isolados por barreira. B) Evaporitos de extensão bacinal. Modificado de Warren (2006).	44
Figura 12. Resumo dos principais aspectos da diagênese dos evaporitos mostrando texturas secundárias relacionadas ao soterramento (inclui sais formados no soterramento). Modificada de Warren (2016).	48
Figura 13. Esquema mostrando a distribuição de evaporitos e cianobactérias ao longo dos gradientes de salinidade. Modificado de Babel (2004).	49

Sumário

Sobre a Estrutura desta Dissertação:.....	6
1. INTRODUÇÃO	7
2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO	8
2.1 Localização da Bacia de Sergipe-Alagoas	8
2.2 Características gerais da Bacia de Sergipe-Alagoas	9
2.3 Evolução tectônica e litoestratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas	14
2.3.1 Sinéclise	15
2.3.2 Pré-rifte	15
2.3.3 Rifte	15
2.3.4 Transicional ou Pós-rifte	17
2.3.5 Drifte	18
2.4 Membro Ibura – Formação Muribeca	19
2.5 A sequência evaporítica do Membro Ibura	21
2.6 Composição da salmoura e origem dos sais de magnésio e potássio nos depósitos evaporíticos	24
2.7 Condições deposicionais do Membro Ibura	26
3. REVISÃO TEÓRICA.....	28
3.1 Definição de evaporitos.....	28
3.2 Composição da salmoura, mineralogia e texturas	29
3.3 Ambientes deposicionais dos evaporitos	35
3.3.1 <i>Sabkhas</i>	36
3.3.2 Principais aspectos dos <i>sabkhas</i> costeiros	38
3.3.3 Principais aspectos dos <i>sabkhas</i> continentais (<i>playa</i>).....	39
3.3.4 Salinas.....	40
3.3.5 Modelos de deposição para evaporitos de grande extensão lateral	43
3.4 Principais modificações diagenéticas em evaporitos	45
3.5 Depósitos microbiais associados a evaporitos	48
4. METODOLOGIA.....	51
4.1 Levantamento bibliográfico	51
4.2 Levantamento estratigráfico/Perfis colunares	51
4.3 Petrografia quantitativa	53
4.4 Fotomicrografias	54
4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura	54

4.6	Difratometria de raios-X	55
4.7	Petrofácies genéticas	56
4.8	Integração dos dados.....	56
5.	SÍNTESE DOS RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES.....	57
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60
7.	ARTIGO SUBMETIDO	67
8.	ANEXOS (CD-ROM)	115

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo: **Depositional and diagenetic record of the lacustrine to marine transition during South Atlantic opening in Aptian evaporites from onshore Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil**, submetido ao periódico internacional Journal of South American Earth Sciences.

Desta forma, a estruturação deste trabalho compreende as seguintes partes:

- 1) Introdução sobre o tema da dissertação e os objetivos à serem desenvolvidos no trabalho;
- 2) Localização e contexto geológico e estratigráfico do Membro Ibura, Formação Muribeca (Aptiano) da Bacia de Sergipe-Alagoas;
- 3) Revisão dos principais trabalhos que abordam os aspectos composicionais, mineralógicos, deposicionais, incluindo a importante associação com depósitos microbiais, e modificações diagenéticas dos evaporitos;
- 4) Sucinta descrição das técnicas utilizadas para o desenvolvimento deste estudo;
- 5) Síntese dos resultados e conclusões obtidos;
- 6) Artigo científico submetido ao periódico;
- 7) Anexos em CD-ROM, compreendendo:
 - Tabela de resultados de petrografia quantitativa
 - Descrições petrográficas individuais
 - Documentação fotomicrográfica
 - Resultados das análises de microscopia eletrônica de varredura
 - Resultados das análises de difratometria de raios-X
 - Perfis da análise sequencial de testemunhos

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos evaporíticos tem origem a partir da precipitação em salmouras geradas pela intensa evaporação em bacias com circulação restrita. A variação na concentração destas salmouras precipita diferentes minerais, os quais seguem uma sequência definida pela solubilidade de cada um deles. Outras sucessões litológicas comumente ocorrem associadas indicando assim, variação na salinidade do corpo d'água ao longo do tempo e/ou espaço. O entendimento das características deposicionais dos evaporitos se faz necessário devido a sua grande importância econômica, tanto pela extração e aplicação na indústria (gesso e fertilizantes), quanto pela sua associação com o petróleo (formando armadilhas e excelentes selos), além de fornecerem importantes informações paleoclimáticas e paleoambientais.

Os evaporitos neo-aptianos da margem leste brasileira constituem um importante registro da fase de transição do ambiente lacustre para o marinho, durante a abertura do Atlântico no Cretáceo. Neste período, uma extensa plataforma evaporítica teria se formado desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas, gerando depósitos com mais de 2000 m de espessura (Szatmari, 2000). O interesse neste intervalo na Bacia de Sergipe-Alagoas iniciou durante o começo da prospecção de petróleo, porém foi impulsionado pela descoberta da ocorrência de sais de potássio, em especial de importantes acumulações de silvita, principal minério de K para fertilizantes.

O Membro Ibura, é composto por anidritas, folhelhos, calcários e espessas camadas de halitas intercaladas com sais extremamente solúveis como a taquidrita, carnalita e silvita, formando ciclos evaporíticos que seguem uma ordem de aumento progressivo da salinidade (Dias, 2008). A variedade litológica, os sais de potássio e a situação geológica acentuam o interesse no estudo da origem e evolução dessa unidade e seus depósitos evaporíticos.

Apesar da importância e complexidade dos evaporitos Ibura, poucos estudos petrológicos incluindo caracterização petrográfica e outras análises foram desenvolvidos na unidade (e.g. Oliver, 1997; Araújo *et al.*, 2009). No presente estudo, a petrografia sistemática, associada à microscopia eletrônica de varredura (MEV) com suporte de espectrometria de energia dispersada (EDS) e à difratometria

de raios-X (DRX), mostraram-se métodos imprescindíveis para a avaliação destas rochas, seja pela natureza e diversidade dos constituintes deposicionais, nem sempre identificados macroscopicamente, ou pela ação intensa da diagênese alterando os aspectos primários. A associação destas ferramentas com a descrição macroscópica de testemunhos de três poços contribuiu para o entendimento da evolução deposicional e diagenética deste intervalo.

O objetivo deste trabalho é avaliar os aspectos deposicionais e os processos e produtos diagenéticos da sucessão evaporítica do Membro Ibura, com intuito de contribuir para a compreensão desta sequência na porção emersa da Sub-bacia de Sergipe, bem como de outros depósitos evaporíticos similares. Os evaporitos Ibura e outros depósitos evaporíticos do Aptiano guardam informações essenciais para a compreensão da abertura do Atlântico Sul, e da transição de ambientes lacustres para marinhos.

2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Localização da Bacia de Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas (Fig. 1) está situada entre os paralelos 9° e 11° 30' S, na margem nordeste brasileira, correspondendo à parte dos estados de Sergipe, Alagoas e a uma pequena porção do estado de Pernambuco. A bacia é representada por um rifte assimétrico, alongado na direção NNE/SSW e compreende uma área total de 44.370 km², sendo a porção emersa de 12.620 km² e a porção submersa de 31.750 km² até a cota batimétrica de 3.000 m (Haeser, 2015). O limite a nordeste, com a Bacia de Pernambuco-Paraíba, é definido pelo Alto de Maragogi, e a sudoeste, com a Bacia de Jacuípe, pelo sistema de falhas Vaza-Barris (Mohriak, 2003), entretanto o limite sudoeste é extensivamente discutido. Trata-se de uma bacia de margem passiva e sua formação está relacionada à abertura do oceano Atlântico Sul no Mesozoico (Araújo *et al.*, 2009).

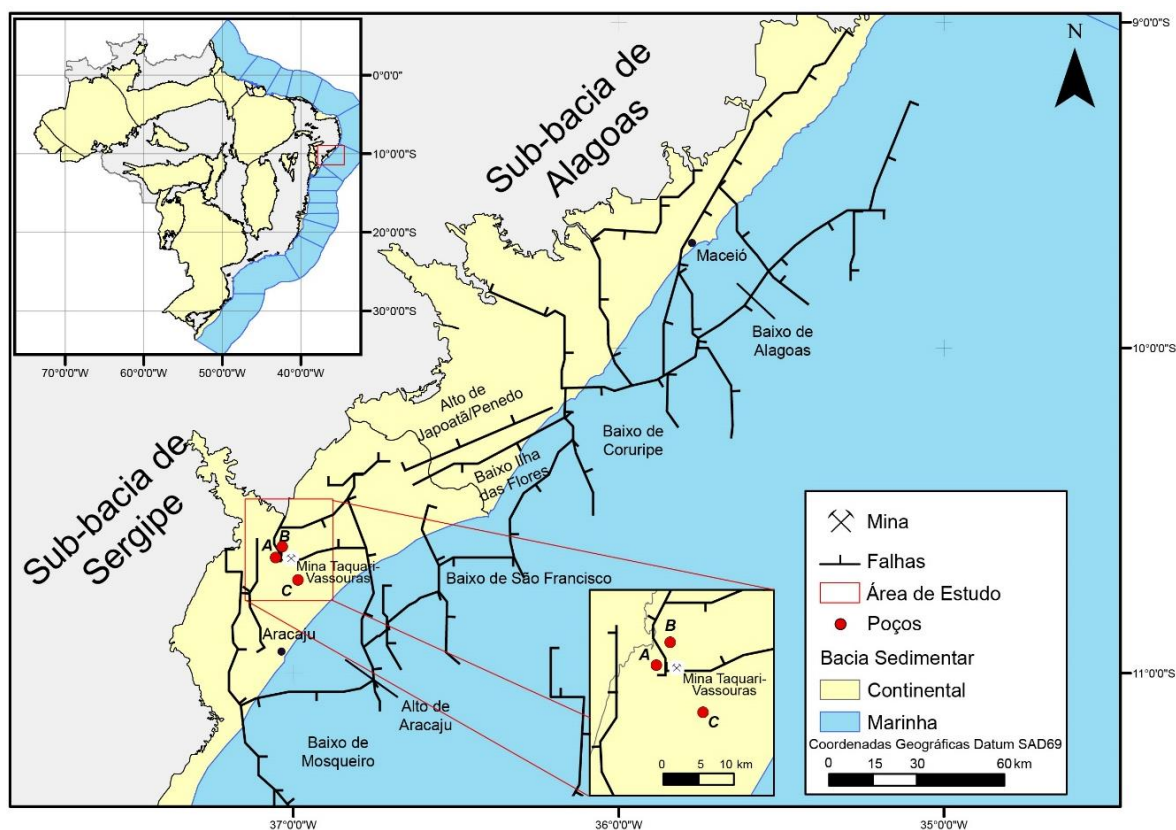


Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Sergipe-Alagoas com o posicionamento dos poços estudados.

Com base na distribuição dos evaporitos, eles são registrados tanto na porção terrestre como na região submersa da Bacia de Sergipe-Alagoas. A ocorrência dos depósitos é reduzida na plataforma continental onde ocupam, principalmente, os baixos estruturais controlados por falhas da fase rife da bacia, e aparentam estar ausentes na região de águas profundas (Souza-Lima, 2008).

A área de estudo deste trabalho (Fig. 1) localiza-se na porção emersa da Sub-bacia de Sergipe, na região de Rosário do Catete/SE, onde está situada a Mina Taquari-Vassouras.

2.2 Características gerais da Bacia de Sergipe-Alagoas

A exploração da Bacia de Sergipe-Alagoas teve início em 1890, com pesquisa para turfas e folhelhos betuminosos, e somente em 1920 foi perfurado o primeiro poço exploratório para petróleo (Van Der Ven *et al.*, 1989).

Os limites que definem a bacia são bastante discutidos, Van Der Ven *et al.* (1989) consideram que a Bacia de Sergipe-Alagoas encontra-se separada das bacias da costa equatorial pela Plataforma de Pernambuco-Paraíba, onde se

depositou um pequeno volume sedimentar do Neocretáceo-Terciário, já a sul, é separada da Bacia Bahia-Norte pela Plataforma de Estância. Para Aquino & Lana (1990) o limite norte da bacia seria com a Bacia de Pernambuco-Paraíba e, a sul, com a Plataforma de Estância, na porção emersa, e com a Bacia de Bahia-Norte, na submersa. Feijó (1994) individualizou as bacias de Sergipe e Alagoas, sendo que o limite estabelecido entre as duas foi a feição proeminente positiva denominada Alto de Japoatã-Penedo, e define como limite norte com a Bacia de Pernambuco-Paraíba, o Alto de Maragogi, e a sul com a Bacia de Jacuípe, o sistema de falhas Vaza Barris. Souza-Lima *et al.* (2002) por considerarem que a Bacia de Sergipe-Alagoas é composta por quatro sub-bacias (Jacuípe, Sergipe, Alagoas e do Cabo), propõem que a norte a Bacia de Sergipe-Alagoas é dividida da Bacia de Pernambuco-Paraíba pelo lineamento Pernambuco, e a sul, separada da Bacia de Camamu pela Falha de Itapuã. Para Mohriak (2003) a bacia tem como limite a nordeste com Bacia de Pernambuco-Paraíba, o Alto de Maragogi, e a sudoeste com a Bacia de Jacuípe, o sistema de falhas Vaza-Barris. Campos Neto *et al.* (2007) sugerem o limite a nordeste com a Bacia de Pernambuco-Paraíba pelo Alto de Maragogi, já a sudeste, o limite com a Bacia de Jacuípe é indiviso, e sugerem melhores estudos na área. Os autores consideram a Bacia de Sergipe-Alagoas como uma única bacia pelo fato de que o Alto de Japoatã-Penedo não caracteriza um divisor de bacias e está restrito apenas à porção emersa e de águas rasas, não se prolongando até o bloco baixo da charneira Eoalagoas. Sugerem que na região de águas profundas não ocorre nenhuma feição geológica que justifique um limite de bacias.

De qualquer forma, o preenchimento sedimentar e o estilo tectônico na Bacia de Sergipe-Alagoas apresentam variações nas sub-bacias, e por isso atualmente foram elaboradas duas cartas estratigráficas dividindo a bacia em Sub-Bacia de Sergipe (Fig. 2) e Sub-Bacia de Alagoas (Fig. 3) (Campos Neto *et al.*, 2007).

A Bacia de Sergipe-Alagoas representa uma sequência transicional de depósitos continentais gradando para marinhos, refletindo a invasão gradual do mar, no rifte formado no Atlântico Sul durante o Cretáceo (Szatmari *et al.*, 1979). Sendo assim seus registros litológicos incluem depósitos paleozóicos, um pacote jurássico a eocretácico, culminando com sequências meso-cenozóicas (Mohriak, 2003).

O preenchimento da bacia foi controlado por fases tectônicas, que incluem sinéclise, pré-rifte, rifte, transicional ou pós-rifte e drifte. Estas fases originaram e modificaram a bacia, subdividindo a bacia em blocos ou compartimentos tectônicos,

limitados por grandes falhas. A fase rifte é considerada o período de mais intenso tectonismo e subsidência diferenciada, definindo assim, a configuração atual da bacia (Aquino & Lana, 1990). Esta compartimentação gerou uma sedimentação característica, resultando em uma distribuição espacial das unidades crono e litoestratigráficas altamente complexa, atualmente composta por cinco supersequências subdivididas em vinte e três sequências deposicionais (Schaller, 1969; Feijó 1994; Souza-Lima *et al.*, 2002; Campos Neto *et al.*, 2007).

Devido à preservação bem exposta e completa da sucessão sedimentar, os estudos estratigráficos possibilitaram a caracterização de todos os estágios evolutivos da bacia (Souza-Lima *et al.*, 2002).

A invasão gradual marinha na bacia, que sucedeu a fase inicial do rifteamento, ocorreu através de um possível golfo alongado e estreito, gerando pequenas bacias marinhas isoladas que, ao evaporarem, deram origem a sequência salífera do Membro Ibura (Souza-Lima, 2008). A fase evaporítica antecedeu o período de deposição carbonática relacionada a um mar raso, que posteriormente evoluiu para a bacia oceânica do Atlântico Sul (Silva *et al.*, 2000).

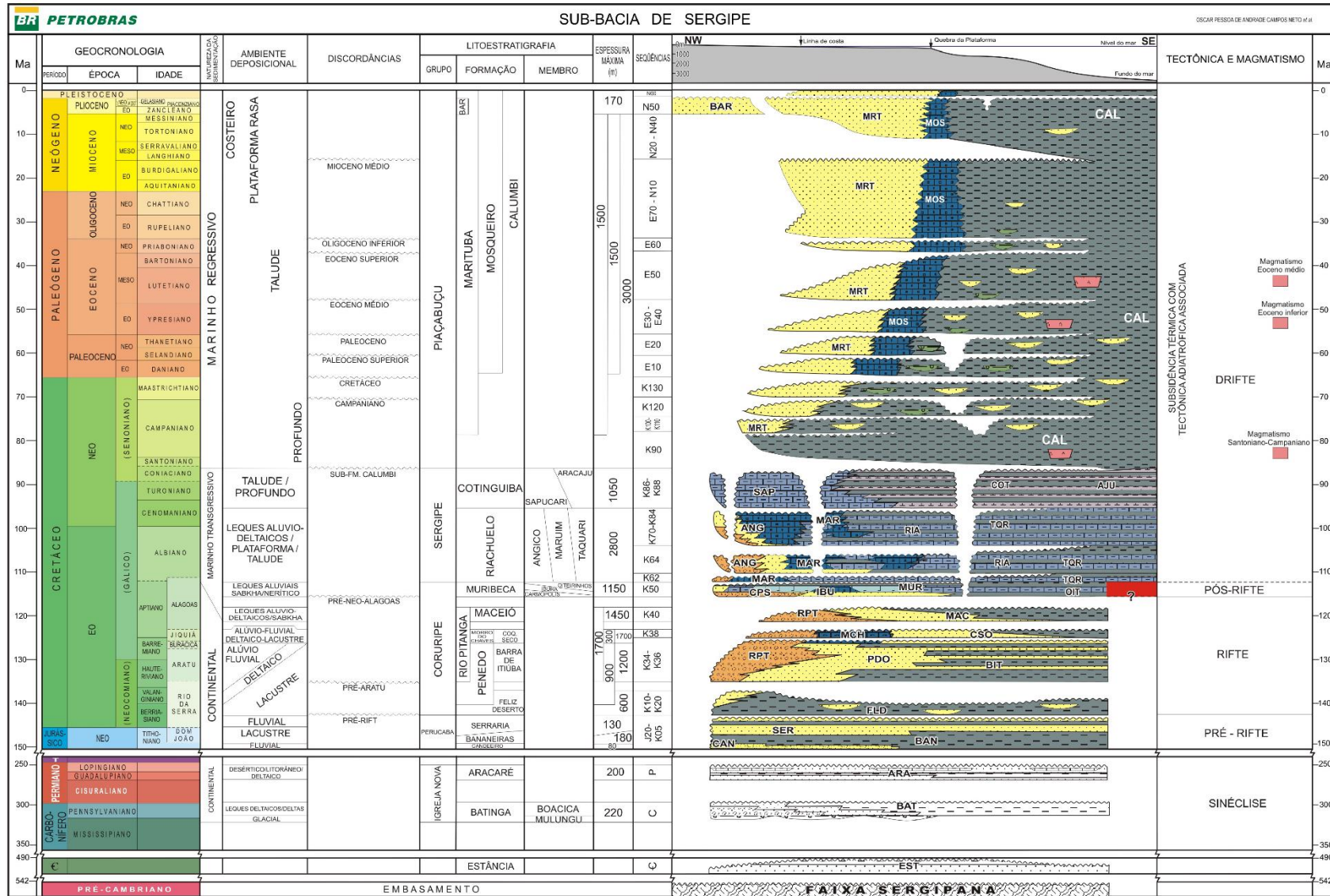


Figura 2. Carta cronoestratigráfica da Sub-Bacia de Sergipe (Campos Neto et al., 2007).

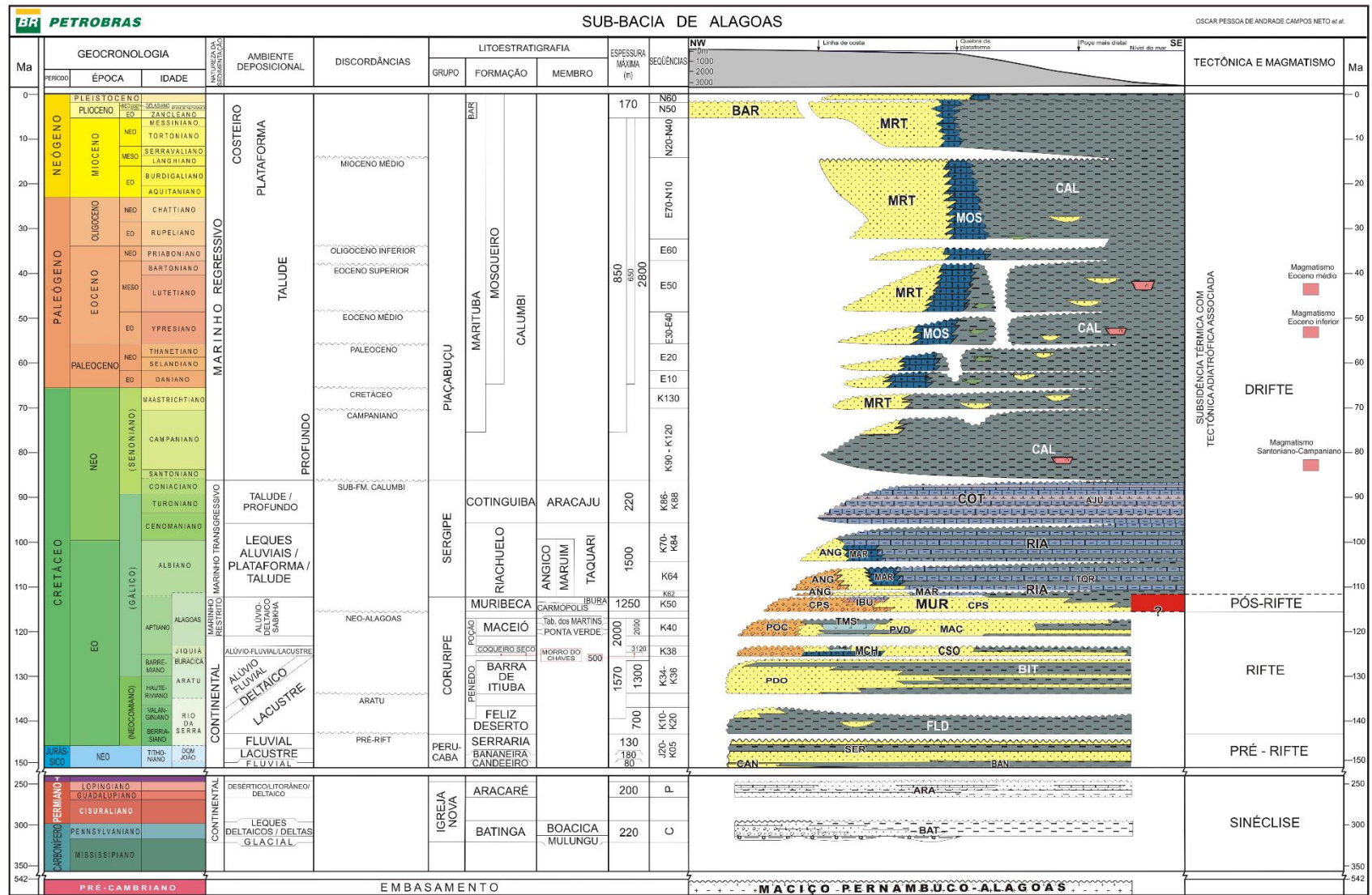


Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Sub-Bacia de Alagoas (Campos Neto et al., 2007).

2.3 Evolução tectônica e litoestratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas

A evolução da Bacia Sergipe-Alagoas assemelha-se às demais bacias da margem leste brasileira, sendo estas desenvolvidas a partir da ruptura e deriva continental entre África e América do Sul (Aquino & Lana, 1990).

Segundo Van Der Ven *et al.* (1989), o arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas é constituído por falhamentos com orientação principalmente norte-sul, os quais estão interceptados por falhas leste-oeste e nordeste-sudoeste, que dão à bacia uma configuração NE-SW. Estruturalmente a bacia é composta de um meio *graben* mergulhando para sudeste (Souza-Lima *et al.*, 2002).

O embasamento da Sub-bacia de Sergipe é composto por rochas metamórficas proterozoicas de baixo grau dos grupos Miaba e Vaza-Barris. Ocorrem também metassedimentos do Grupo Estância, de possível idade cambriana que foram depositados por sistemas aluviais, deltaicos e de marés. A Sub-bacia de Alagoas tem seu embasamento constituído por rochas graníticas proterozoicas do Maciço Pernambuco-Alagoas (Campos Neto *et al.*, 2007).

Com base no registro geológico é possível identificar os cinco estágios da ruptura, através da sedimentação e estilo tectônico característicos: sinéclise, pré-rifte, rifte, transicional ou pós-rifte e drifte (Ponte & Asmus, 1976; Ojeda, 1982; Campos Neto *et al.*, 2007). Na seção geológica esquemática da Bacia de Sergipe na região do Baixo Mosqueiro (Fig. 4), estão preservados registros do embasamento e das sequências rifte, transicional e drifte.

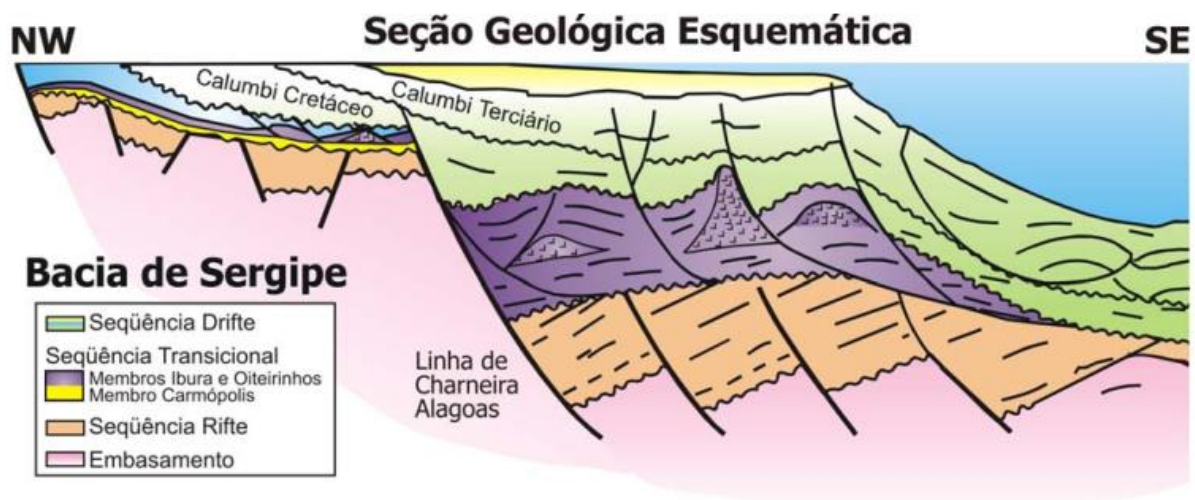


Figura 4. Seção geológica esquemática contemplando da Bacia de Sergipe na região do Baixo Mosqueiro (Cruz, 2008).

2.3.1 Sinéclise

A fase sinéclise inicia com sedimentação de caráter intracontinental ainda no Paleozoico. A Sequência Carbonífera é caracterizada por depósitos glaciais subaquosos e leques deltaicos com padrão de empilhamento predominantemente transgressivo da Formação Batinga. A Sequência Permiana, representada pela Formação Aracaré, é composta por depósitos de ambientes desérticos, litorâneos e deltaicos, com retrabalhamento eólico e por ondas. Nesta sequência o padrão é composto por um ciclo transgressivo-regressivo (T-R) (Campos Neto *et al.*, 2007).

2.3.2 Pré-rifte

A partir do Neo-Jurássico, quando o estágio pré-rifte foi iniciado, um soerguimento crustal criou uma série de depressões periféricas, provavelmente como resultado de extensão incipiente antecedendo os movimentos tectônicos que levaram à ruptura África/América do Sul (Aquino & Lana, 1990). Estas depressões foram preenchidas por sedimentos lacustres da Formação Bananeiras e flúvio-deltaicos da Formação Candeeiro, posteriormente colmatados por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico que deram origem à Formação Serraria (Campos Neto *et al.*, 2007). A deposição dos sedimentos neste período, que caracteriza a Sequência Continental (Asmus & Baisch, 1983), ultrapassou os limites da bacia, alcançando até mesmo a Bacia do Araripe (Souza-Lima *et al.*, 2002).

Durante a fase pré-rifte as principais feições estruturais geradas foram o Alto de Aracajú, Alto de Riachuelo e o Baixo da Divina Pastora-Siriri. Estas estruturas são delimitadas por falhas normais, eventualmente escalonadas, de direção preferencial NE-SW e NW-SE (Souza-Lima, 2008)

2.3.3 Rifte

No Eo-Cretáceo, o intenso falhamento subdividiu a bacia em compartimentos tectono-sedimentares distintos, gerando uma complexa deformação com diversas estruturas que controlaram a taxa de deposição sedimentar. Inicialmente a sedimentação foi controlada por falhas N-S escalonadas. A associação da distribuição dos depocentros, padrões de falhamento e a presença de arqueamentos são indicativos do início da formação do rifte (Aquino & Lana, 1990).

A Bacia de Sergipe-Alagoas é caracterizada tectonicamente pela fase rifte, na qual se desenvolveu um conjunto de *grabens* e *semi-grabens* em depressões tectônicas do tipo *rift-valley* (Ojeda, 1982). Durante esta fase, pelo menos dois regimes tectônicos atuaram na bacia, inferidos a partir da complexidade das deformações verificadas, incluindo falhas em diversas direções, estruturas arqueadas positivas e negativas, frequente disposição *en échelon* dos elementos estruturais, mudança na orientação dos depocentros e variação nas taxas de sedimentação (Aquino & Lana, 1990).

O início e término do estágio rifte ainda são controversos entre os trabalhos realizados (e.g. Van Der Ven *et al.* 1989; Aquino & Lana 1990; Feijó 1994; Campos Neto *et al.* 2007). Na abertura continental, ocorreram arqueamentos no embasamento claramente identificados na caracterização da bacia (Van Der Ven *et al.*, 1989). O preenchimento sedimentar da fase rifte foi fortemente controlado pela tectônica, sendo produzidos espessos depósitos de conglomerados ao longo das falhas de borda da bacia (Souza-Lima *et al.*, 2002).

Na última revisão estratigráfica da bacia, Campos Neto *et al.* (2007), consideram o início a partir da instalação do sistema lacustre-deltaico da Formação Feliz Deserto. A sedimentação arenosa aluvial da Formação Penedo manteve-se restrita às bordas das sub-bacias. Neste período a sedimentação foi mista, composta por conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga, arenitos aluviais da Formação Penedo, bancos carbonáticos e folhelhos da Formação Morro do Chaves e clásticos terrígenos deltaico-lacustres da Formação Barra de Itiúba. A deposição do sistema alúvio-deltaico e lacustre da Formação Coqueiro Seco ocorre na transição entre os andares Jiquiá e Alagoas (Van Der Ven *et al.*, 1989; Campos Neto *et al.*, 2007).

O regime tectônico puramente extensional marca o Eoalagoas. A partir de então, a taxa de sedimentação aumentou e os depocentros assumiram orientação nordeste nos blocos baixos da linha de charneira (Aquino & Lana, 1990). Os depósitos são caracterizados pelos conglomerados de leques alúvio-deltaicos das Formações Rio Pitanga e Poção e por arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilutitos da Formação Maceió.

Campos Neto *et al.* (2007) afirmam que a primeira incursão marinha ocorreu ainda na fase rifte, relacionada a um evento transgressivo nos andares Jiquiá e Alagoas.

A presença dos evaporitos Paripueira atesta a ocorrência de incursões marinhas em condições áridas na Bacia de Sergipe-Alagoas, ao mesmo tempo que nas outras bacias da margem prevalecia a sedimentação continental (Dias, 2005). No entanto Ojeda (1982) considera que os evaporitos Paripueira (Fig. 5) fazem parte da Sequência Evaporítica do Aptiano e pertencem à fase Transicional.

O término do rifte foi marcado por períodos de tectonismo intenso e delineação da linha de charneira no Eoalagoas, e por fim, a formação da discordância pré-Neo-Alagoas (Campos Neto *et al.*, 2007).

2.3.4 Transicional ou Pós-rifte

Devido ao início da subsidência térmica e o basculamento para sudeste, a sedimentação avançou e favoreceu a primeira grande incursão marinha no Neo-Alagoas (Campos Neto *et al.*, 2007). Para Souza-Lima *et al.* (2002) a cadeia Rio Grande-Walvis teve um importante papel no controle da sedimentação marinha, atuando como uma barreira topográfica e isolando de forma intermitente o proto-Atlântico aberto, do extenso e raso golfo, favorecendo incursões marinhas recorrentes. No entanto, Dias (2008) defende que o limite sul seria o conjunto Dorsal de São Paulo - Alto de Florianópolis, e que a cadeia Rio Grande-Walvis seria mais jovem. Este estágio também é denominado como Golfo Proto-Oceânico (Ponte & Asmus 1976, 2004).

No estágio Transicional (Ojeda, 1982; Mohriak, 2003) ou Pós-rifte (Campos Neto *et al.*, 2007), os registros da Formação Muribeca indicam condições que evoluíram de ambientes siliciclásticos continentais (Membro Carmópolis) para sistemas lagunares–evaporíticos (Membro Ibura) (Fig. 5) e, por fim, para condições marinhas restritas (Membro Oiteirinhos). Estes depósitos atestam aspectos progressivamente menos restritos e o aumento do nível de base (Cruz *et al.*, 2010). A “Sequência Evaporítica” foi depositada em uma área que se entende desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas, sob condições de circulação restrita e climas áridos (Asmus & Baisch, 1983; Szatmari, 2000).

No Pós-rifte o padrão tectônico decorreu de fluxos gravitacionais e iniciaram-se as movimentações halocinéticas, intensificadas pela sobrecarga sedimentar e subsidência térmica (Aquino & Lana, 1990).

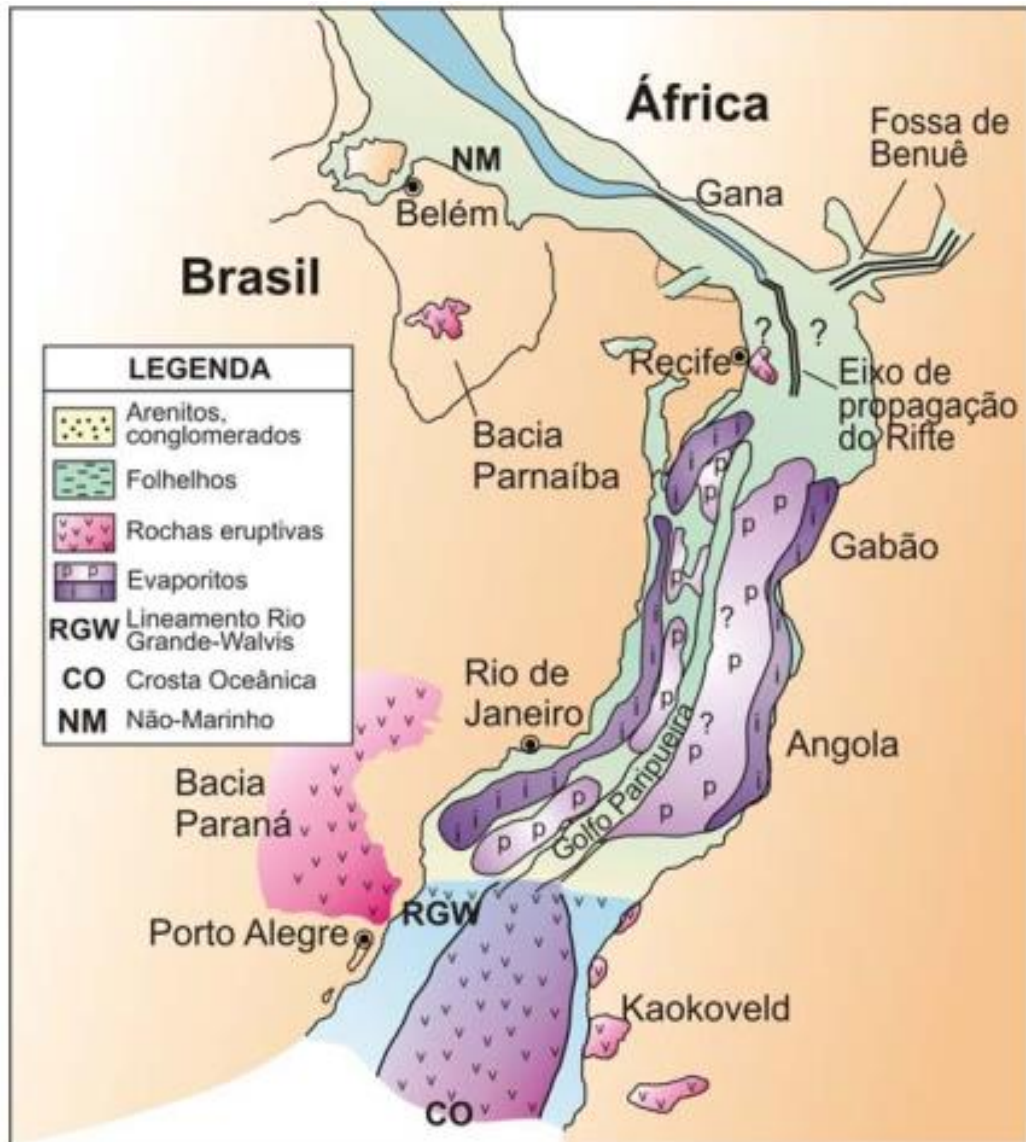


Figura 5. Esboço paleogeográfico do Aptiano superior com as rochas siliciclásticas e evaporíticas do Membro Ibura. p - evaporitos Paripueira; i - evaporitos Ibura (Cruz, 2008).

2.3.5 Drifte

No estágio Drifte, onde predomina a subsidência térmica, as rochas foram depositadas inicialmente em condições marinhas restritas e, posteriormente, em mar aberto, que corresponde à Formação Riachuelo (Campos Neto *et al.*, 2007). Nesta fase ocorreu a deposição dos carbonatos de plataforma carbonática da Formação Cotinguiba com siliciclásticos adjacentes à bacia (Formação Marituba), intercalados com sedimentos siliciclásticos da Formação Calumbi e calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro (Campos Neto *et al.*, 2007). Estas intercalações refletem regressões e transgressões típicas de bacia marginal passiva (Aquino & Lana, 1990).

A última regressão, ocorrida devido a um rebaixamento eustático causado pela expansão do oceano Atlântico, levou à exposição e erosão das porções proximais das formações marinhas. No Plioceno, os sedimentos siliciclásticos do Grupo Barreiras, recobriram grande parte da atual porção *onshore* da bacia (Souza-Lima *et al.*, 2002).

2.4 Membro Ibura – Formação Muribeca

O Membro Ibura está inserido na Formação Muribeca, de idade aptiana, da Bacia de Sergipe-Alagoas.

A Formação Muribeca tem idade Neo-Alagoas (Aptiano), definida pela presença de uma fauna pobre em ostracodes não-marinhos do gênero *Cytheridea*, enquadrados na zona 010/011, além de pólenes da zona 470 (Schaller, 1969). Koutsoukos (1989) confirma a idade neo-aptiana através da datação de palinomorfos e microforaminíferos.

A espessura de sedimentos entre a Formação Muribeca e o embasamento varia localmente, podendo ocorrer até 1.000 m de sedimentos clásticos não marinhos entre os dois, ou encontrar a Formação Muribeca diretamente sobre o embasamento Pré-Cambriano (Wardlaw, 1972). O limite superior é dado pelos folhelhos marinhos da Formação Riachuelo, através de um contato discordante (Teixeira & Saldanha, 1968).

Os sedimentos da Formação Muribeca foram depositados no início da subsidência térmica durante a primeira grande incursão marinha (Campos Neto *et al.* 2007), marcando o início de um novo ciclo sedimentar após o diastrofismo pré-Aptiano. Inicialmente conglomerados basais, contendo horizontes marinhos e não marinhos, preencheram depressões na superfície pré-Aptiana (Asmus & Ponte, 1973). Neste momento a sedimentação ocorreu somente na porção emersa da Sub-bacia de Sergipe. Na Sub-bacia de Alagoas a deposição continuou restrita ao bloco baixo da charneira e à área nordeste, dando origem a Formação Maceió (Neo-Alagoas/Eoalbiano), redefinida como Formação Muribeca (Neo-Alagoas) por Feijó (1994), e Formação Riachuelo (Eoalbiano) por Campos Neto *et al.* (2007).

Proposta inicialmente por Schaller (1969), a Formação Muribeca foi dividida em cinco membros: Membro Maceió, constituído por intercalações de arenitos e folhelhos betuminosos; Membro Tabuleiro dos Martins, composto por folhelhos betuminosos com interlaminações de calcários; Membro Carmópolis, formado

basicamente por clásticos grosseiros; Membro Ibura constituído por evaporitos, diagnósticos para reconhecimento da unidade, e rochas associadas que precedem a seção marinha; e finalmente Membro Oiteirinhos composto pela associação de folhelhos betuminosos, calcários e arenitos. Feijó (1994) propõe a divisão em somente três membros: Membro Carmópolis, Membro Ibura e Membro Oiteirinhos. Nas revisões de Souza-Lima *et al.* (2002) e Campos Neto *et al.* (2007), os autores mantiveram a divisão proposta por Feijó (1994).

A associação de depósitos de leques siliciclásticos, carbonatos e evaporitos confere um caráter misto e complexo à Formação Muribeca (Souza-Lima, 2008).

Uesugui (1987) posiciona os evaporitos do Membro Ibura na parte superior da zona P270 (*Sergipea variverrucata*). Fósseis marinhos estão ausentes nos evaporitos Ibura, porém a presença de *Cheloniceras* spp., *Hedbergella washitensis praecursor* e *Nannoconus truitti* nos sedimentos do Membro Oiteirinhos permitiu a determinação da idade neoptiana para esses depósitos (Ojeda, 1982). Uesugui (1987) prefere utilizar a datação com base nos andares locais das bacias marginais brasileiras, determinando idade Neoalagoas para os evaporitos do Membro Ibura.

O Membro Ibura, segundo a definição inicial de Schaller (1969), é constituído por anidrita, halita e sais de potássio, com intercalações ou associações de folhelhos betuminosos e calcários dolomíticos. Folhelhos betuminosos castanho-escuros a negros ocorrem próximo à base do Membro Ibura e servem como camada-chave, sendo informalmente conhecidos como “folhelho A” ou “folhelho capeador”. A seção de cloretos de sódio, potássio e magnésio é informalmente individualizada como “zona de sais solúveis”. O registro deste membro é encontrado tanto em Sergipe como em Alagoas, neste último a profundidades pequenas, tendo sido quase todo removido pela erosão.

Feijó (1994) caracteriza o Membro Ibura como uma variada suíte evaporítica, associada a calcarenitos e calcirruditos de origem algálica.

Para Souza-Lima *et al.* (2002), o Membro Ibura é composto por uma sequência evaporítica contendo uma sucessão de halita, silvinita e carnalita, com camadas subordinadas de taquidrita, intercaladas com folhelhos. Esta sequência é capeada por uma ou duas camadas finas de anidrita e sobreposta pelo Membro Oiteirinhos, que juntamente com o Membro Ibura representam as principais rochas-fonte para hidrocarbonetos da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Na definição mais atual, Campos Neto *et al.* (2007) insere a Formação Muribeca na Supersequência Pós-Rifte - Sequência K50. Estes autores dividiram a

Formação Muribeca em três membros: Membro Carmópolis, composto por sedimentos siliciclásticos aluviais e deltaicos que constituem tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo; Membro Ibura, que inclui evaporitos, carbonatos microbiais e folhelhos, depositados em ambiente marinho raso com influência de marés no trato de sistemas de mar alto; e por fim, Membro Oiteirinhos, formado por intercalações de folhelhos e calcilutitos.

2.5 A sequência evaporítica do Membro Ibura

A sequência evaporítica do Aptiano Superior, na qual está inserido o Membro Ibura, possui ampla distribuição nas bacias da costa leste do Brasil, que segue do Alto de Florianópolis, ao sul, até a região de Sergipe-Alagoas, ao norte. Na margem equatorial, extremo norte do Brasil, e em bacias interiores ocorre de modo localizado, além de ocorrências na margem oeste africana e na Argentina (Palagi, 2008).

Os depósitos evaporíticos do Membro Ibura estão distribuídos nas porções emersa e submersa da Bacia de Sergipe-Alagoas, e encontram-se preservados nos baixos locais principalmente da Sub-bacia de Sergipe (Souza-Lima, 2008). Devido a processos relacionados à deposição, a sequência salina encontra-se bastante deformada em diversas áreas, estes processos incluem dissoluções, escorregamentos e crescimento de cristais. Outras estruturas pós-deposicionais resultantes de fluxos, falhamentos e suberosão da seção salina, também são descritas (Fonseca, 1973).

Além da anidrita e halita, a ocorrência de espessos pacotes de sais solúveis como a silvita, carnalita e taquidrita, com até 800 m de espessura, sendo que muitos destes ciclos contêm unidades com mais de 10 m de espessura de taquidrita, fazem com que os evaporitos da Bacia de Sergipe se destaquem em relação às demais bacias (Dias, 2008).

A precipitação das espessas camadas de sal está relacionada a condições que impediram a livre circulação marinha, aumentando a concentração na bacia, em um clima árido/semi-árido (Dias, 2008).

A sequência do Membro Ibura completa, segundo Szatmari *et al.* (1974), é composta na base por anidrita, folhelhos e calcários, que antecedem o pacote halítico, culminando com uma camada de halita alaranjada com intercalação de folhelhos. Szatmari *et al.* (1974) e Cerqueira *et al.* (1986) reconheceram nove ciclos

evaporíticos dentro do Membro Ibura (Fig. 6). Cada ciclo é separado do ciclo seguinte por intercalações com rochas não-evaporíticas, que representam episódios de dissolução da salmoura (Dias, 2008).

Nos ciclos halíticos basais (I a VI) as halitas seriam precipitadas na bacia evaporítica, enquanto o calcário intercalado com anidrita estaria restrito às plataformas marginais e os folhelhos sub-betuminosos ocorreriam próximos às margens. No final do ciclo VI, a deposição de carnalita e taquidrita representaria condições de restrição acentuada. Em regiões mais confinadas estes sais atingem espessuras totais de até 180 e 85 metros respectivamente, consideradas incomuns para depósitos usuais (Souza-Lima, 2008). As análises de teor de bromo nas halitas indicam aumento da salinidade em direção ao topo, além disso as halitas possuem cristalinidade fina, o que representa alta salinidade (Dias, 2008).

A base dos ciclos mais novos (VII e VIII) é marcada por uma “discordância” que é atribuída à entrada de águas marinhas menos concentradas. Desta forma, caracterizam-se por halitas com cristalinidade mais grossa, com intercalações delgadas de silvinita, argila e de anidrita, além da diminuição dos teores de Br, indicando uma diminuição da concentração da salmoura (Dias, 2008).

O ciclo IX que recobre o pacote halítico é caracterizado por predominância de anidrita. Em algumas áreas da sub-bacia um novo pacote de halita precipitou-se após essa seção (Souza-Lima, 2008). A provável precipitação e dissolução de lâminas de sais mais solúveis associados à anidrita gerou brechas de dissolução e colapso nas bordas da bacia (Dias, 2008).

A porção superior do Membro Ibura culmina com depósitos de calcários e folhelhos que indicam o avanço do ciclo transgressivo, seguido pelos calcilutitos e folhelhos francamente marinhos do Membro Oiteirinhos (Souza-Lima, 2008).

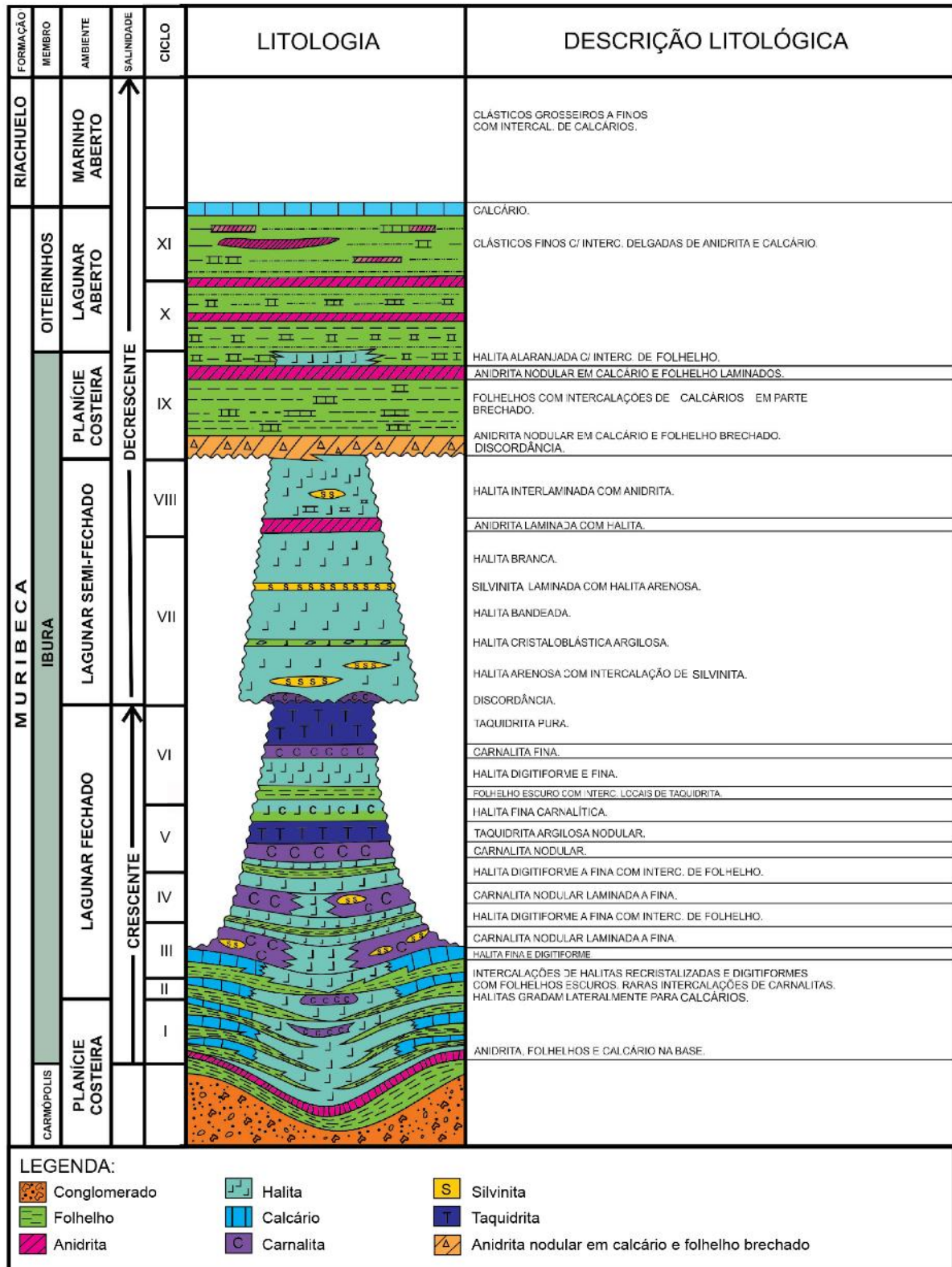


Figura 6. Sequência Evaporítica Ibura reconstituída a partir de poços perfurados na Bacia de Sergipe. Modificado de Szatmari *et al.* (1974).

Além dos ciclos evaporíticos do Membro Ibura, Szatmari *et al.* (1974) interpretaram dezesseis fácies evaporíticas, sendo três fácies anidriticas (Fácies de Anidrita substituindo calcário, Fácies de Anidrita laminada e Fácies de Anidrita

nodular); seis fácies halíticas (Fácies de Halita pura, Fácies de Halita Digitiforme, Fácies de Halita Esqueletal, Fácies de Halita Cristaloblástica, Fácies de Halita Fina e Fácies de Halita Bandeada); três fácies de carnalita (Fácies de Carnalita Nodular, Fácies de Carnalita Grossa Laminada com Halita Fina e Fácies de Carnalita Fina); duas fácies de silvinita (Fácies de Silvinita Nodular e Fácies de Silvinita Laminada); e duas fácies de taquidrita (Fácies de Taquidrita Impura e Fácies de Taquidrita Pura).

2.6 Composição da salmoura e origem dos sais de magnésio e potássio nos depósitos evaporíticos

Para Szatmari *et al.* (1979) a sequência de deposição da halita, carnalita e taquidrita do Membro Ibura teve como simples fator controlador a restrição da conexão direta com as águas marinhas, seguindo assim a ordem de precipitação por solubilidade.

Porém, os evaporitos do Membro Ibura constituem depósitos anômalos, dada a escassez de minerais de carbonato e sulfato na base da sequência e a presença de espessas camadas que iniciam com sais menos solúveis como a halita, sucedida por carnalita, culminando com taquidrita (Hite, 1972). Na Bacia de Sergipe-Alagoas, a taquidrita atinge até 200 m de espessura, sendo que em outros depósitos evaporíticos ocorre apenas como veios milimétricos ou centimétricos (Mohriak & Szatmari, 2008).

Apesar de Dias (1998) ter afirmado que a sedimentação evaporítica ocorreu em um ambiente marinho, devido aos altos valores do teor de bromo nas halitas e dos isótopos de estrôncio nas anidritas, esses depósitos evaporíticos são diferentes do esperado se a evaporação fosse a partir da composição dos mares atuais (Silva *et al.*, 1997). Esta sequência, segundo Hite (1972) requer uma salmoura enriquecida em cloreto de cálcio e um sistema de dissecação extremamente eficiente. Por estes fatores, a origem da salmoura que precipitou os evaporitos do Membro Ibura é discutida por diversos autores.

A presença de taquidrita nos depósitos do Membro Ibura é destacada por Wardlaw (1972). A ocorrência deste tipo de mineral indica salmouras anormalmente enriquecidas em CaCl_2 e empobrecidas em SO_4 . Isto pode ocorrer, segundo o autor, devido a diversos processos como: liberação de cálcio durante a dolomitização, troca de íons em argilas, redução de SO_4 pela ação de bactérias ou por descargas de águas subterrâneas de origem meteórica, conata ou juvenil ricas em CaCl_2 , facilitadas pelo relevo extensivo local, durante a separação do Gondwana.

As análises do teor de Br realizadas nas halitas e carnalitas do Membro Ibura, estão dentro e acima dos valores considerados normais para precipitação direta a partir da água marinha. Os valores de Rb da carnalita, juntamente com o Br, indicam depósitos primários a partir de águas marinhas. Já para a silvita, o conteúdo de Br é inferior daquele considerado primário, e o de Rb é muito superior, podendo indicar origem secundária a partir da carnalita. Os dados de Br e Sr para a taquidrita indicam que a cristalização não foi interrompida por influxos de águas marinhas, sendo assim este sal primário foi preservado sem alteração (Wardlaw, 1972).

Para Borchet (1977) a zonação entre a silvita e a taquidrita presentes no Membro Ibura tem origem a partir da percolação de águas superficiais, subterrâneas e salmouras através de zonas de falhas. A origem da silvita tem como base a alteração da carnalita, já que a retirada do $MgCl_2$ da estrutura da carnalita deixaria a silvita como resíduo. A taquidrita teria origem na decomposição da carnalita através da percolação de fluidos metamórficos profundos.

Vysotskiy (1988) elucida o contexto rifte como fator que pode ter favorecido a precipitação destes sais raros. Segundo o autor, águas modificadas através das zonas de falhas explicariam a origem das salmouras enriquecidas em Ca.

Lowenstein *et al.* (1989) sugerem que a sequência evaporítica do Membro Ibura teve origem a partir de águas não-marinhas.

As análises de inclusões fluidas em halitas do tipo *chevron* no Membro Ibura, realizadas por Silva *et al.* (1997), indicam que a composição da salmoura era enriquecida em cálcio e empobrecida em sulfato. Isto explica a predominância dos sais de composição cálcica sobre os sulfatos, sugerindo uma composição diferente entre os mares atuais e os do Aptiano.

Timofeeff *et al.* (2006) também analisaram inclusões fluidas em halitas do Membro Ibura, dentre outras bacias, e sugerem que as águas marinhas do Aptiano eram enriquecidas em Ca e depletadas em SO_4 , Na e Mg. A baixa razão Mg/Ca, segundo os autores, coincide com as excursões negativas das taxas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $\delta^{34}S_{SO_4}$ e com o pico das taxas de produção de crosta oceânica no Cretáceo, sugerindo assim, uma ligação entre a química da água do mar e o fluxo de salmouras hidrotermais da cadeia meso-oceânica.

Para Davison (2007), a ausência de sulfatos magnesianos nos depósitos do Membro Ibura significa que estes não foram gerados diretamente a partir da evaporação da água marinha. A presença de minerais de cloreto são diagnósticos

de uma salmoura rica em CaCl_2 , indicando uma interação com águas de origem hidrotermal.

Blättler & Higgins (2014) realizaram a análise isotópica de $\delta^{44/40}\text{Ca}$ em evaporitos do Membro Ibura. Foram analisadas anidritas nodulares e maciças localizadas dentro de folhelhos argilosos, no topo de um intervalo de 15 m de halita. Estas anidritas representariam um período de recarga da bacia. Os resultados obtidos apresentaram uma pequena variação no $\delta^{44/40}\text{Ca}$ de $<0.4\%$. Este valor, aliado à presença de halita e à ausência de enriquecimento isotópico, indicam que a água marinha no Aptiano, durante o qual os evaporitos foram depositados, era enriquecida em Ca em relação ao SO_4 .

2.7 Condições deposicionais do Membro Ibura

Em relação aos sistemas deposicionais, sugere-se que o Membro Carmópolis, que antecede estratigraficamente os evaporitos, consistiria em um sistema de leques em clima semi-árido, associado a um complexo lacustre-lagunar. Nesse ambiente lagunar hipersalino raso, sob clima semi-árido, caracterizando uma planície de maré, seriam depositados os calcários com esteiras algálicas do Membro Ibura (Souza-Lima, 2008).

A sequência da base do Membro Ibura foi detalhada por Araújo *et al.* (2009). Foram definidas fácies de origem carbonática, siliciclástica, evaporítica e híbrida, representadas por: *boundstones* microbiais, *rudstones*, *mudstones*, brechas sedimentares, conglomerados híbridos, margas e lamitos. As feições diagenéticas identificadas incluem a presença de gipsita, anidrita nodular e halita, e ocorrência de franjas aciculares de calcita nos *boundstones* microbiais.

Desta forma, Araújo *et al.* (2009) interpretaram que a seção basal do Membro Ibura é composta por rochas de ambiente transicional. O sistema deposicional lacustre-lagunar (corpo aquoso restrito) raso e calmo, foi interpretado com base em diversas evidências que incluem: a limitada presença de fósseis (apenas alguns ostracodes); depósitos microbiais na forma de tapetes e esteiras; ausência de feições indicativas de maré; alta salinidade e intensa evaporação caracterizadas pela presença de nódulos de anidrita e brechas de colapso; anidrita estratiforme, nodular e *mudstones* carbonosos, intercalados entre si, evidenciando uma lâmina d'água rasa; ocorrência de feições de exposição como *tepees* e gretas de ressecamento; e a predominância litotipos característicos de baixa energia.

O estudo de Oliver (1997) também definiu a base da sequência, incluindo uma parte do intervalo com halita. As fácies sedimentares identificadas foram: folhelhos betuminosos, calcilutitos, calcários laminados, calcários brechados, calcários estromatolíticos, anidrita nodular, halita nodular de deslocamento, halita *chevron*, halita laminada e halita pura.

Oliver (1997) propôs que os calcários foram depositados em um ambiente lagunar hipersalino, em clima semi-árido, com variação periódica no aporte de águas marinhas e continentais. A alternância entre a entrada de águas marinhas e continentais neste sistema é marcada pela presença de pacotes de folhelhos intercalados com as halitas.

Devido à evaporação e concentração das águas da laguna, os calcários foram expostos, dando lugar à uma planície de *sabkha*. Neste ambiente concentrado ocorreu a precipitação da anidrita nodular nos sedimentos carbonáticos.

A restrição possibilitou o desenvolvimento de um sistema de salinas. A presença de halitas *chevron* indica uma salmoura rasa, com halitas deslocantes formando-se nas bordas deste corpo salino.

Para Asmus & Ponte (1973), as rochas lagunares que incluem anidrita e outros sais associados com sedimentos euxínicos da Formação Muribeca, foram depositadas em bacias restritas preenchendo depressões controladas pelos *grabens* Mosqueiro, Japarutuba e Alagoas e também pelo Baixo de São Francisco.

Szatmari *et al.* (1979) sugerem que os evaporitos de Sergipe representam uma baía marginal dentro da grande bacia evaporítica do Atlântico Sul. A presença de *mudstones*, halitas lagunares e estromatólitos de algas indica a entrada gradual do mar através de canais de maré, desde a porção basal da sequência evaporítica.

Segundo Szatmari *et al.* (1979), a deposição da halita ocorreu ao longo de canais de maré, e os sais mais solúveis, como carnalita, taquidrita e halita em menor quantidade, se concentraram nas depressões. A ocorrência de pequenas bacias evaporíticas com concentrações distintas em relação à proximidade com a conexão marinha, possibilitaria a precipitação dos sais de elevada solubilidade. Essas bacias poderiam ser controladas pelo tectonismo ativo durante a época da deposição (Souza-Lima, 2008).

Passos (2012) sugere que os horizontes formados pela intercalação de argila com halita/silvinita indicam que os depósitos evaporíticos formaram-se em uma bacia com sistemas de barreiras, do tipo *sabkha* costeiro, onde a deposição argilosa ocorreu em períodos de influxos marinhos. Este mesmo contexto é sugerido também

por Davison (2007), o autor ressalta que os folhelhos negros betuminosos que ocorrem intercalados com halitas, calcários algálicos e dolomíticos, constituem importantes fontes de hidrocarbonetos.

Guthrie *et al.* (1995) através de estudos geoquímicos nos folhelhos intercalados com os evaporitos, indicam que houve uma mudança progressiva das condições do paleoambiente de deposição. Na parte inferior da sequência, a deposição de folhelhos e calcários associados aos evaporitos, indica aporte periódico de águas continentais e marinhas. As condições de circulação e oxigenação eram boas, permitindo uma baixa preservação da matéria orgânica. Já na porção superior da sequência, as condições se tornaram propícias para a preservação da matéria orgânica, indicando pouca circulação e pequena contribuição continental.

A sequência de sais solúveis se encerra com uma recarga de água marinha, dissolvendo parte dos sais de Mg e K e precipitando camadas de silvinita. Os depósitos do topo apresentam folhelhos e calcários francamente marinhos, com anidrita característica de supramaré (Szatmari *et al.*, 1979).

Para Araújo *et al.* (2009), o Membro Oiteirinhos, situado acima do Membro Ibura, ainda representaria um ambiente transicional, com evidências de incursões marinhas a partir do topo do Membro Ibura.

Estudos palinológicos feitos por Carvalho (2004), Carvalho *et al.* (2006a) e Carvalho *et al.* (2006b) em dois poços que incluíam o Membro Ibura, sugerem a evolução de um ambiente de laguna para marinho aberto, controlado pela variação nível do mar durante a deposição da Formação Muribeca e da Formação Riachuelo.

Contudo os modelos deposicionais sugeridos são ineficazes para explicar a espessa sucessão evaporítica gerada durante o Aptiano. Uma das alternativas seria de estes evaporitos seriam precipitados em áreas com alta subsidência, controlada pela tectônica extensional ainda ativa durante a deposição (Souza-Lima, 2008).

3. REVISÃO TEÓRICA

3.1 Definição de evaporitos

Evaporitos incluem uma gama de precipitados químicos, incluindo sais e carbonatos alcalino terrosos, que foram depositados em superfície ou sub-superfície a partir de salmouras controladas principalmente pela evaporação solar. Estes

depósitos refletem condições nas quais a taxa de evaporação supera a taxa de influxo de água doce ou salgada da bacia (Warren, 2006). Além do controle climático, o qual define a taxa de evaporação e a concentração das soluções, o controle geográfico dado pelo isolamento da bacia, também determina o influxo de águas no sistema (Chaboureau *et al.*, 2012).

Segundo Warren (2006) os requisitos para formação e preservação dos depósitos de evaporitos são basicamente: a existência e manutenção de uma salmoura na superfície ou próxima a ela, que seja salina o suficiente para precipitar minerais evaporíticos, estando sob condições de clima árido a semi-árido; espaço de acomodação em uma depressão que não seja preenchida por outros sedimentos; e por fim um ambiente de soterramento no qual não ocorra a percolação de fluidos sub-saturados capazes de dissolver os sais. Estes requisitos são necessários independentemente do contexto (continental, costeiro ou marinho) do ambiente de formação. Outros fatores podem influenciar na precipitação de evaporitos incluem mudanças de temperatura nas soluções saturadas, misturas de salmouras ou congelamento da salmoura (Babel, 2004).

A deposição dos evaporitos obedece a diversas leis químicas (*e.g.*, potencial iônico, lei dos íons comuns) formando sequências de sais, segundo as diferentes solubilidades dos compostos presentes na salmoura que deu origem aos minerais (Mohriak & Szatmari, 2008).

3.2 Composição da salmoura, mineralogia e texturas

A precipitação de minerais evaporíticos ocorre quando a solução atinge a saturação, desta forma os evaporitos registram a mudança na concentração do soluto através da precipitação de diferentes componentes (Mohriak & Szatmari, 2008). Os cristais podem permanecer onde foram precipitados, ser mecanicamente ou geoquimicamente retrabalhados, ou sofrer variados graus de dissolução e recristalização fracionada (Warren, 2016).

É possível identificar, dentro de uma bacia evaporítica, ciclos evaporíticos definidos através de indicativos de variação da salinidade. A ocorrência das fases de alta e baixa salinidade da salmoura varia de acordo essencialmente com a aridez climática e do influxo de água na bacia. Os teores mais baixos de salinidade estão representados pela deposição de camadas de folhelhos orgânicos, extremamente favoráveis à geração de hidrocarbonetos, e sulfetos metálicos. Teores mais altos de

salinidade são marcados pela precipitação de sais mais solúveis (Mohriak & Szatmari, 2008).

Os distintos ambientes de sedimentação geram diferenças na mineralogia dos depósitos, em salmouras isoladas pode ocorrer uma maior concentração de íons em relação a salmouras que sofrem aporte de águas de rios, por exemplo (Mohriak & Szatmari, 2008). A figura 7 resume os principais minerais evaporíticos marinhos e não marinhos.

Evaporitos com contribuição marinha normalmente apresentam diferentes características daqueles gerados a partir de águas continentais (Harrasz, 2012). As salmouras continentais apresentam composição e concentração variáveis que dependem principalmente da natureza das rochas da área de drenagem (Mohriak & Szatmari, 2008).

Em ambientes continentais três principais caminhos de composição química das salmouras (Hardie & Eugster, 1970), controlados pela proporção de HCO_3 , Ca, Na e Mg, dão origem a diferentes suítes minerais. Os primeiros precipitados em qualquer um dos caminhos são os carbonatos alcalinos e a mineralogia formada depende da razão Mg/Ca. Se as águas são enriquecidas em HCO_3 comparado ao Mg e Ca, a salmoura segue o caminho I e minerais de carbonato de sódio como trona, nacolita e shortita são precipitados. Em ambientes marinhos, o Ca tende a se combinar com o SO_4 e formar gipsita. Quando as salmouras apresentam composição enriquecida em Ca e Mg em relação ao HCO_3 , sua evolução segue o caminho II e formam-se grandes volumes de sulfatos incluindo gipsita e epsomita. E por fim, quando a quantidade de Ca e Mg é proporcional ao HCO_3 (caminho III), a precipitação de carbonatos como calcita, dolomita e magnesita é volumosa e extensiva. Se as águas do caminho III forem enriquecidas em SO_4 em relação ao Ca e Mg, precipitam mirabilita, thenardita e glauberita (Warren, 2010).

MINERAL	FÓRMULA	MINERAL	FÓRMULA
Anidrita	CaSO ₄	Leonhardita	MgSO ₄ .4H ₂ O
Antarcticita	CaCl ₂ .6H ₂ O	Leonita	MgSO ₄ .K ₂ SO ₄ .4H ₂ O
Aphthitalita (glaserita)	K ₂ SO ₄ .(Na,K)SO ₄	Loewita	2MgSO ₄ .2Na ₂ SO ₄ .5H ₂ O
Aragonita	CaCO ₃	Magnesita	MgCO ₃
Bassanita	CaSO ₄ .1/2H ₂ O	Meyerhoffite	Ca ₂ B ₅ O ₁₁ .7H ₂ O
Bischofita	MgCl ₂ .6H ₂ O	Mirabilita	Na ₂ SO ₄ .10H ₂ O
Bloedita	Na ₂ SO ₄ .MgSO ₄ .4H ₂ O	Nahcolita	NaHCO ₃
Bórax	Na ₂ B ₄ O ₇ .10H ₂ O	Natronita	Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O
Boracita	Mg ₃ B ₇ O ₁₃ .Cl	Nitratita	NaNO ₃
Burkeita	Na ₂ CO ₃ .2Na ₂ SO ₄	Nitro	KNO ₃
Cainita	4MgSO ₄ .4KCl.11H ₂ O	Pentahidrita	MgSO ₄ .5H ₂ O
Calcita	CaCO ₃	Pirssonita	CaCO ₃ .Na ₂ CO ₃ .2H ₂ O
Calcita Magnésiana	(Mg _x Ca _{1-x})CO ₃	Polihalita	2CaSO ₄ .MgSO ₄ .K ₂ SO ₄ .H ₂ O
Carnalita	MgCl ₂ .KCl.6H ₂ O	Proberita	NaCaB ₅ O ₉ .5H ₂ O
Colemanita	Ca ₂ B ₅ O ₁₁ .5H ₂ O	Priceita (pandermita)	CaB ₄ O ₁₀ .7H ₂ O
Darapskita	NaSO ₄ .NaNO ₃ .H ₂ O	Rinneita	FeCl ₂ .NaCl.3KCl
Dolomita	Ca _(1-x) Mg _(1-x) (CO ₃) ₂	Sanderita	MgSO ₄ .2H ₂ O
Epsomita	MgSO ₄ .7H ₂ O	Schoenita (Picromerita)	MgSO ₄ .K ₂ SO ₄ .6H ₂ O
Ferronatrítia	3NaSO ₄ .Fe ₂ (SO ₄) ₃ .6H ₂ O	Shortita	2CaCO ₃ .Na ₂ CO ₃
Gaylussita	CaCO ₃ .Na ₂ CO ₃ .5H ₂ O	Silvita	KCl
Glauberita	CaSO ₄ .Na ₂ SO ₄	Syngenita	CaSO ₄ .K ₂ SO ₄ .H ₂ O
Gipsita	CaSO ₄ .2H ₂ O	Taquidrita	CaCl ₂ .2MgCl ₂ .12H ₂ O
Halita	NaCl	Thenardita	Na ₂ SO ₄
Hanksita	9Na ₂ SO ₄ .2Na ₂ CO ₃ .KCl	Thermonatrítia	NaCO ₃ .H ₂ O
Hexahidrita	MgSO ₄ .6H ₂ O	Tincalconita	Na ₂ B ₄ O ₇ .5H ₂ O
Howlita	H ₃ Ca ₂ SiB ₃ O ₁₄	Trona	NaHCO ₃ .2NaCO ₃ .Na ₂ SO ₄
Ikaíta	CaCO ₃ .6H ₂ O	Tychite	2MgCO ₃ .2NaCO ₃ .Na ₂ SO ₄
Inyoíta	Ca ₂ B ₅ O ₁₁ .13H ₂ O	Ulexita	NaCaB ₅ O ₉ .5H ₂ O
Kernita	Na ₂ B ₄ O ₇ .4H ₂ O	Van'thoffita	MgSO ₄ .3Na ₂ SO ₄
Kieserita	MgSO ₄ .H ₂ O		
Langbeinita	2MgSO ₄ .K ₂ SO ₄		

Figura 7. Principais minerais evaporíticos marinhos e não marinhos. Modificado de Warren (2006).

A ordem de precipitação dos minerais evaporíticos marinhos possui uma sequência definida (Quadro 1), de acordo com as diferentes solubilidades e a quantidade de cada composto disponível na salmoura. Cada mineral requer uma concentração específica, dada pela perda de água, para que a salmoura se torne saturada e ocorra a precipitação (Mohriak & Szatmari, 2008).

Os carbonatos alcalinos são os primeiros minerais evaporíticos que precipitam a partir de um fluido concentrado hipersalino, e incluem principalmente aragonita, calcita com alto e baixo Mg, magnesita e também dolomita primária (Warren, 2016). De modo geral, primeiramente depositam-se carbonatos finamente laminados intercalados com lâminas orgânicas. Em seguida, dentro destes começa crescer a halita com cristais grossos interrompendo as lâminas carbonáticas.

Juntamente crescem nódulos de sulfato na forma de anidrita, as vezes refletindo vagos contornos de megacristais de gipsita. Todas estas texturas se formam durante períodos de ressecamento, com halita, gipsita e anidrita cristalizando dentro dos poros dos carbonatos pré-existentes (Mohriak & Szatmari, 2008).

Quadro 1. Ordem de precipitação, segundo a concentração da salmoura, dos principais minerais evaporíticos (Mohriak & Szatmari, 2008).

Zona	Mineral primário formador da rocha	Minerais secundários e outros minerais associados (diagenéticos e epigenéticos)	Ordem de deposição	Perda de água (%)
Bischofita	Borato Eutônico Bischofita Sulfato de Magnésio Carnalita Halita Gipsita	Boracita Kieserita Anidrita	6	~99,5
Carnalita	Carnalita Sulfato de Magnésio Kainita Halita	Kieserita Langbeinita Kainita Polihalita Anidrita	5	~99
Silvita	Silvita Hexahidrita Epsomita Polihalita Halita	Kainita Langbeinita Kieserita Polihalita Leonita (?)	4	~99
Sulfato de Magnésio	Epsomita Hexahidrita Polihalita Halita	Kieserita Polihalita Bloedita	3	~99
Halita	Halita Gipsita	Anidrita Polihalita	2	85-90 (Gipsita ± Halita) >90 Halita
Gipsita-Anidrita	Gipsita	Anidrita	1	75-85

Dos minerais citados acima, os mais comuns em bacias evaporíticas (com exceção dos carbonatos) são os sulfatos de cálcio (gipsita e anidrita), os primeiros a

serem depositados, e a halita. Os sais de potássio e magnésio são mais escassos e os últimos a serem depositados. Os boratos são mais incomuns e tem origem não marinha (Mohriak & Szatmari, 2008).

O sulfato de cálcio inicialmente precipita como gipsita e à medida que perde água, transforma-se em anidrita. Além de ser geralmente o primeiro mineral evaporítico a depositar-se na sequência evaporítica, a gipsita é o último que permanece após a dissolução de minerais mais solúveis. Já a anidrita requer um clima árido, com médias altas de temperatura (acima de 22° C) e temperaturas sazonais superiores a 35° C (Tucker, 2001). A transformação de gipsita em anidrita e vice-versa ocorre devido a mudanças na pressão, temperatura e salinidade. A recristalização dos cristais de anidrita pode produzir mosaicos granulares grossos, cristais fibrosos largos e agregados fibro-radiados. Com a passagem anidrita-gipsita, o mineral se expande e gera um aumento de cerca 60% do volume da rocha, resultando em um corrugamento do conjunto de rochas, que adquire forma enterolítica (Mohriak & Szatmari, 2008).

A halita é um mineral do sistema cúbico, petrograficamente isótropo, normalmente incolor ou branco quando puro, porém pode variar do laranja ou vermelho a amarelo, marrom, cinza e eventualmente, azul, dependendo do tipo e da quantidade de impurezas. Essas impurezas podem ser óxidos de ferro, partículas de argilas, matéria orgânica, ou no caso da halita azul, pode representar uma alteração na estrutura cristalina (Handford, 1991).

É o mineral mais abundante nos depósitos antigos (Tucker, 2001), tendo origem a partir de salmouras marinhas, continentais ou mistas (marinha-continental), supersaturadas em NaCl. A cristalização da halita pode ocorrer nas seguintes situações: 1) na interface salmoura/ar; 2) no fundo de salmouras; 3) como cristais deslocando ou incorporando sedimentos encharcados de salmoura; 4) em *vugs* ou cavidades de dissolução preenchidas por salmoura; 5) em fraturas como cimento fibroso; e 6) como crostas eflorescentes na franja capilar da zona vadosa (Handford, 1991). Os cristais formados podem ser únicos e isolados, ou formar aglomerados como camadas ou crostas, e em veios. Desta forma as variações texturais deste mineral podem ser relacionadas ao ambiente deposicional, indicando um corpo subaquoso perene, ou planícies salinas sujeitas a ciclos de ressecamento e inundação (Tucker, 2001).

A morfologia dos cristais de halita é controlada, em parte, pelo nível de saturação e taxa de difusão iônica na salmoura. Salmouras supersaturadas fazem

com que a deposição aconteça mais rápido nas arestas e nos vértices, em relação as faces, como ocorre normalmente, dando origem aos cristais de halita esqueléticos ou dendríticos (Gornitz & Schreiber, 1981; Handford, 1991).

Outra característica dos cristais de halita que é influenciada pela composição da salmoura, além de mudanças de temperatura e taxa de crescimento, é a presença de inclusões fluidas e de sedimentos. Em cristais que não sofreram recristalização, as inclusões fluidas podem representar o fluido da salmoura que originou o cristal. Normalmente identificam-se zonas ricas e pobres em inclusões fluidas paralelas as faces dos cubos, quando abundantes indicam episódios de rápido crescimento do cristal, já quando ausentes, sugerem crescimento em taxas lentas (Handford, 1991).

A recristalização da halita pode ocorrer facilmente durante a diagênese. Alternâncias entre halita e anidrita estão relacionadas a mudanças sazonais da temperatura e/ou composição da salmoura (Tucker, 2001).

A carnalita ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) e a silvita (KCl) ocorrem em alguns depósitos marinhos. A carnalita, quando singenética, deposita-se a partir de salmouras altamente concentradas e forma cristais grossos com estruturas piramidais, que crescem sobre o substrato. A silvita pode substituir a carnalita, devido à dissolução do cloreto de magnésio (MgCl_2). Estes sais também ocorrem substituindo a halita, pelo fato de possuírem arranjo atômico semelhantes e por possuírem em sua estrutura cristalina átomos que apresentam comportamento semelhante ao sódio, como o potássio e o magnésio (Mohriak & Szatmari, 2008).

A bischofita ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) forma-se nas últimas fases de precipitação, no seu lugar em salmouras depletadas em sulfato, precipita-se a taquidrita ($\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$). A taquidrita normalmente ocorre na forma rocha maciça, que se dissolve facilmente em contato com o ar (Mohriak & Szatmari, 2008).

Estes cloretos, conhecidos como *bittern salts*, são altamente solúveis e estão entre os últimos a se depositarem, formando camadas pouco espessas, sendo comum a substituição total destes minerais em contato com água meteórica ou salmouras residuais (Tucker, 2001). No entanto, dificilmente a ocorrência destes sais está associada à simples precipitação direta a partir da água do mar, sendo necessária a contribuição de águas hidrotermais ou subterrâneas, ou uma possível geração a partir de águas marinhas com composição diferente da atual (Kendall, 2010).

3.3 Ambientes deposicionais dos evaporitos

Os evaporitos distinguem-se das demais unidades estratigráficas por serem constituídos de minerais evaporíticos depositados em clima árido, envolvendo processos que variam de físico (clásticos), físico/bioquímico (laminitos microbiais) e físico/químico (anidrita e sais solúveis). Estes processos ocorrem em ambientes que variam de continental (eólico, fluvial e lacustrino), a intermaré e marinho raso, e podem ter características oxidantes, quando associados a sedimentos do tipo *red beds*, ou redutoras, favorecendo a deposição de folhelhos orgânicos (Palagi, 2008).

Desta forma, rochas evaporíticas podem se formar em ambientes continentais, costeiros e marinhos, sob três condições: na interface ar/água, na interface água/sedimento e no interior dos sedimentos (Handford, 1991). Contudo, a semelhança faciológica resultante destes processos dificulta em muitos casos a distinção de qual contexto ocorreu a deposição. Durante muito tempo os depósitos evaporíticos foram descritos com base em modelos de sedimentação marinha, porém com o aprofundamento do conhecimento em relação a lagos continentais, particularmente os salinos, novas proposições surgiram a respeito da interpretação dos ambientes evaporíticos (Silva, 1988). Atualmente sabe-se que a presença alguns minerais são indicativos de condições continentais, no entanto ferramentas como isótopos de Sr e S, e teor de Br, são comumente utilizadas na distinção destes ambientes.

De acordo com Schreiber & Tabakh (2000), observações em *sabkhas* modernos e depósitos subaquosos rasos, conhecidos como salinas, demonstram que estes podem formar espessas acumulações em diferentes configurações, porém todas inseridas em ambientes áridos e hipersalinos.

Os principais ambientes de deposição de evaporitos com análogos modernos são os *sabkhas* (Fig. 8) e as salinas (Fig. 8), e comumente ocorrem associados e intercalados (Warren & Kendall, 1985). No entanto as maiores ocorrências são observadas somente no registro, não havendo análogos atuais de deposição de espessas e amplas acumulações de evaporitos, tanto em ambientes marinhos quanto continentais (Mohriak *et al.*, 2008). Alguns modelos são aventados para explicar a geração destas camadas, os principais incluem mares plataformais restritos por barreira, grandes bacias tectonicamente isoladas e bacias com múltiplos estágios de evaporação.

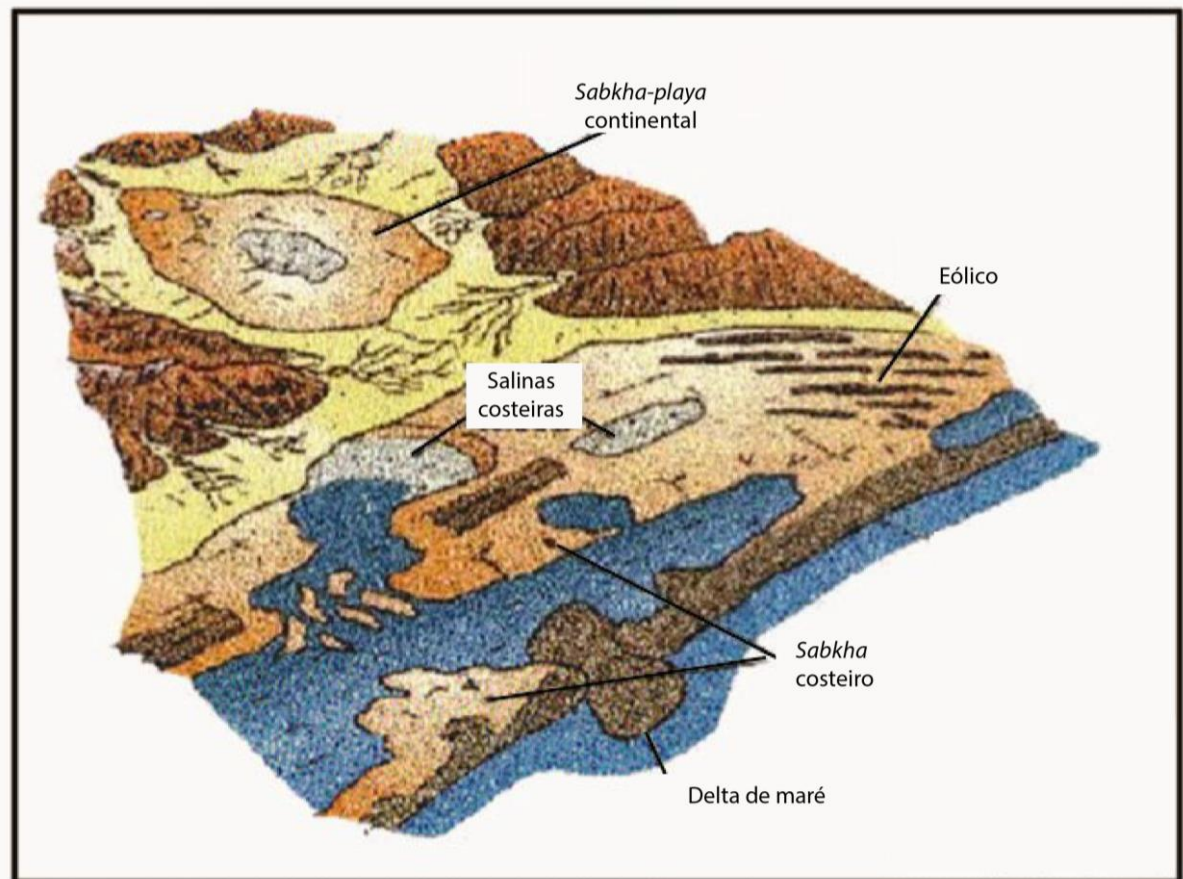


Figura 8. Esquema ilustrativo dos principais ambientes evaporíticos modernos. (Modificado de Silva *et al.*, 2000).

3.3.1 *Sabkhas*

Sabkha é um termo árabe que, *sensu stricto*, significa “planície salgada”. Esta definição refere-se a planícies costeiras cobertas por sais ou desérticas continentais (*playas*) (Fig. 8) (Silva *et al.*, 2000). Algumas características são comuns para estes dois tipos de ambientes, desta forma nem sempre a avaliação dos aspectos deposicionais é suficiente para diferenciá-los no registro.

Em alguns estudos de depósitos evaporíticos, muitas vezes o termo *sabkha* é utilizado para designar um ambiente árido contendo diferentes subambientes os quais incluem planícies e lagos salinos (Benison & Goldstein, 2000).

Os *sabkhas* podem estar associados à expansão e retração dos lagos, acumulando lama e precipitados intrasedimento. Neste caso também ocorre a deposição de finos laminados, porém o crescimento de cristais e nódulos de evaporitos tende a perturbar a textura e a estrutura do sedimento hospedeiro, até que este passa a constituir um elemento secundário, restringindo-se a ocupar

espaços em torno dos cristais neoformados, ou como inclusões, frequentemente nas linhas de crescimento do cristal, ou ambos os casos. Estes cristais geralmente crescem devagar e tornam-se grandes (Benison & Goldstein, 2000).

Os principais minerais evaporíticos precipitados em *sabkhas*, incluem gipsita, anidrita e halita.

A gipsita e a anidrita podem ser primárias, a variação entre os dois sulfatos depende da temperatura e/ou traços de algumas impurezas orgânicas (Schreiber *et al.*, 1982). A gipsita precipita-se como cristais deslocantes na forma de rosetas, discoides, selenita e cristais maclados de menos de 1 mm até mais de 25 cm. Com o aumento da concentração nos fluidos dentro dos poros, devido à intensificação da evaporação, os cristais de gipsita são substituídos por cristais finos, equantes e em forma de “ripas” de anidrita. Isto ocorre quando a salinidade alcança em torno de 260‰. Se o sedimento hospedeiro for preservado forma-se a textura “*chicken wire*” (Tucker, 2001).

A halita intrasedimento pode ocorrer em argilas, siltes e areias siliciclásticas, ou também em lama carbonática. Os cristais apresentam feições de deslocamento e incorporação do sedimento hospedeiro, e tendem a ser do tipo *hopper* e dendríticos. A proporção entre o sedimento hospedeiro e cristais neste caso é variável, a halita pode compor desde 1% até quase toda a rocha, restando apenas resquícios do sedimento original (Handford, 1982; 1991). Contudo a precipitação intrasedimento pode ocorrer tanto em condições subaquosas, quanto subaéreas. Em sedimentos cobertos por uma lâmina d’água, normalmente a difusão do fluido saturado em NaCl ocorre para baixo, provendo a precipitação de halita entre 1-2 m abaixo da superfície. Já em sedimentos expostos, a difusão é controlada pela zona capilar, desta forma, a espessura alcançada pela precipitação da halita pode ser bem maior. Neste caso, sedimentos lamosos favorecem mais o desenvolvimento de cristais deslocantes e incorporantes, do que aqueles arenosos (Smith, 1971; Handford, 1991; Benison *et al.*, 2007).

Planícies lamosas secas representam uma transição em ambientes de *sabkha*, onde os minerais evaporíticos ficam registrados somente na forma de moldes ou pseudomorfos. Estas planícies são compostas de sedimentos finos com abundantes *mudcracks* e finas crostas salinas efêmeras. Estes sedimentos são depositados por canais efêmeros ou inundações do tipo *wadi* ou por águas de lagos que eventualmente invadem as planícies lamosas, formando laminações com

feições de ressecamento, bioturbação e cristais precipitados intrasedimento (Handford, 1991).

As crostas salinas formadas na superfície lamosa em *sabkhas* costeiros e *playas*, constituem solos salinos. Essas crostas formam-se pela evaporação da água nos poros do solo, gerando gretas de contração. A composição mineralógica é dada pelos íons presentes na água que evaporou. Comumente são formadas de halita e gipsita, mas podem ocorrer também carbonatos (trona), boratos e nitratos, comuns em *sabkhas* continentais. Porém devido à alta solubilidade, estas crostas dificilmente são preservadas, recebendo pouca atenção nos estudos de ambientes salinos (Mohriak & Szatmari, 2008).

3.3.2 Principais aspectos dos *sabkhas* costeiros

Os *sabkhas* costeiros correspondem a vastas planícies de marés formadas em regiões costeiras desérticas onde o aporte de sedimentos clásticos é baixo em geral (Benison & Goldstein, 2000). As acumulações nestes ambientes, normalmente geram sequências pouco espessas, que variam de 30 cm até 1 ou 2 m (Schreiber & Tabakh, 2000).

Nos *sabkhas* costeiros o lençol freático é alimentado por águas marinhas superficiais da maré alta e águas doces, e a principal precipitação de minerais evaporíticos é intrasedimento, devido à intensa evaporação das águas intersticiais que ocorre nestas áreas. O sedimento hospedeiro, que se comporta como matriz, pode ser lama siliciclástica, carbonática, ou marga, mas também pode incluir matéria orgânica, areia ou evaporitos depositados precocemente (Handford, 1991; Benison & Goldstein, 2000). Evidências usadas na identificação deste tipo de ambiente é a associação de fácies sedimentares que incluem esteiras algálicas formadas na região intermaré, nódulos e estruturas enterolíticas de anidrita e gipsita, e cubos e formas esqueletais de halita em matriz, que caracterizam a porção supramaré. Outro processo associado é a dolomitização, devido ao aumento da razão Mg/Ca pela precipitação da gipsita (Silva *et al.*, 2000).

Os *sabkhas* costeiros são limitados em direção ao mar por planícies lamosas salinas, planícies de maré, barreiras arenosas e possíveis recifes (Benison & Goldstein, 2000). Ciclos recorrentes de *sabkhas* contendo evaporitos de supramaré superpostos a carbonatos de intermaré e inframaré são comuns (Tucker, 2001).

3.3.3 Principais aspectos dos *sabkhas* continentais (*playa*)

A alta evaporação de águas subterrâneas ou oriundas de enxurradas em planícies salgadas continentais, faz com que haja a concentração dos íons, levando a precipitação de sedimentos químicos, caracterizando *sabkhas* continentais (Benison & Goldstein, 2000). Os principais fatores que controlam o tipo e a distribuição dos evaporitos nestes ambientes, são o clima, a fonte e a composição da salmoura e o tamanho da área (Kendall, 2010).

A associação de depósitos evaporíticos com *redbeds*, caliches, depósitos fluviais, dunas e carbonatos lacustrinos (Fig. 9) com flora e fauna restritas e incomuns, indica uma provável origem não-marinha para estes ambientes (Schreiber *et al.*, 1982). Além disso devido ao influxo das águas continentais, minerais característicos podem se formar, incluindo trona e nacolita, dependendo da química destas águas (Benison & Goldstein, 2000).

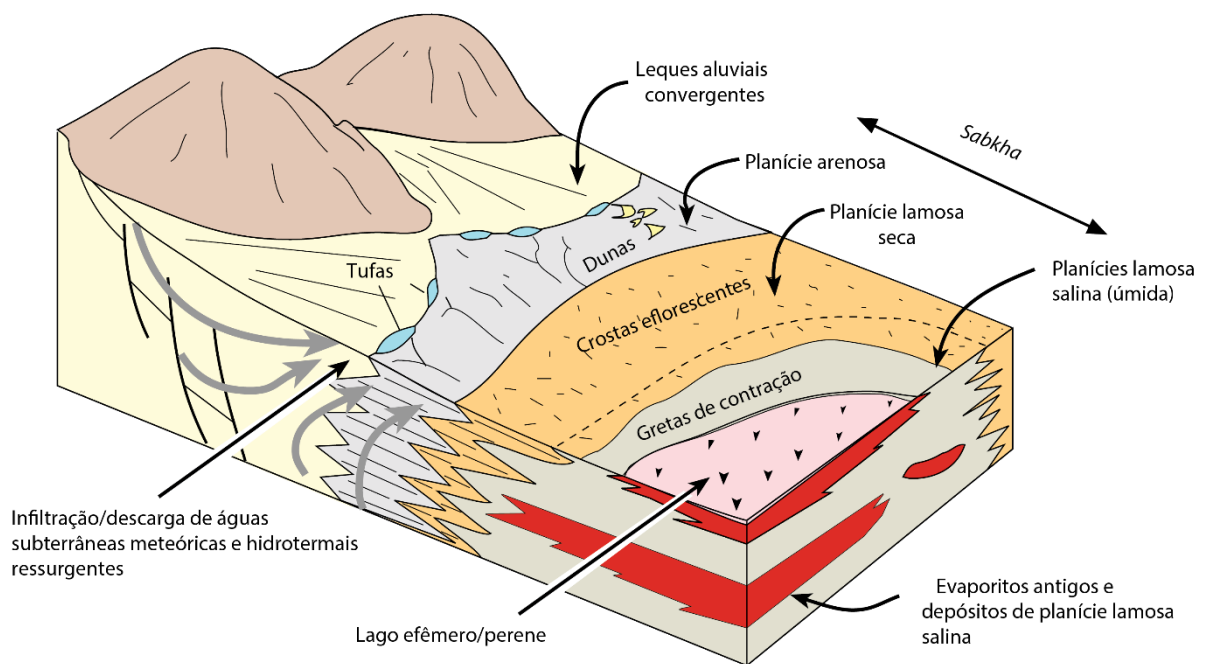


Figura 9. *Sabkha* continental com as associações características e os processos de suprimento de solutos (Modificado de Warren, 2016).

3.3.4 Salinas

As salinas (Fig. 8) são definidas como sistemas evaporíticos que são cobertos por águas rasas (menos do que 10-15 m de lâmina d'água) por períodos de tempo breves a longos, parcialmente a completamente isolados do mar aberto, ou localizados em ambientes continentais (Handford, 1991). Nas salinas costeiras não há conexão direta com o mar, a alimentação é principalmente através de infiltração, *sprays* costeiros e quantidades variáveis de água meteórica. Em salinas continentais, as águas subterrâneas e enxurradas são as principais fontes (Warren, 2016).

As salinas são caracterizadas como perenes quando ficam cobertas de água por um período de tempo maior do que as salinas efêmeras, ou planícies salinas, que são sujeitas a uma maior variação do conteúdo de água. Salinas sujeitas à variação no aporte de água (Fig. 10) desenvolvem uma associação de estruturas que incluem superfícies de dissolução sobre os cristais, fraturas preenchidas por halita límpida e cristais retrabalhados, em períodos de recarga; precipitação subaquosa de cristais na superfície ou no fundo, em estágios onde estabelecem-se lagos; e crescimentos, recristalização e precipitação intra-sedimento em fases de ressecamento (Lowenstein & Hardie, 1985). No entorno das salinas também podem ser encontradas planícies lamosas secas que passam para planícies lamosas salinas, conforme se aproxima do corpo d'água (Handford, 1991).

A precipitação dos evaporitos pode ocorrer tanto na interface água/ar quanto água/sedimento, e as estruturas mais comuns são laminadas, maciças ou com *ripples* e estratificações cruzadas, as quais caracterizam períodos de alta energia, como enxurradas e tempestades (Warren & Kendall, 1985). A sedimentação evaporítica predomina, no entanto podem ocorrer subordinadamente sedimentos siliciclásticos, oriundos de fontes aquosas marinhas ou continentais, ou carbonáticos precipitados dentro da salina ou eventualmente transportados do mar (Handford, 1991). Em climas mais tropicais, os principais minerais nas salinas são os carbonatos (dolomita, hidromagnesita e aragonita), já em climas quentes e áridos, formam-se predominantemente depósitos de gipsita e halita, no entanto, é comum que ocorram combinados (Warren, 2016).

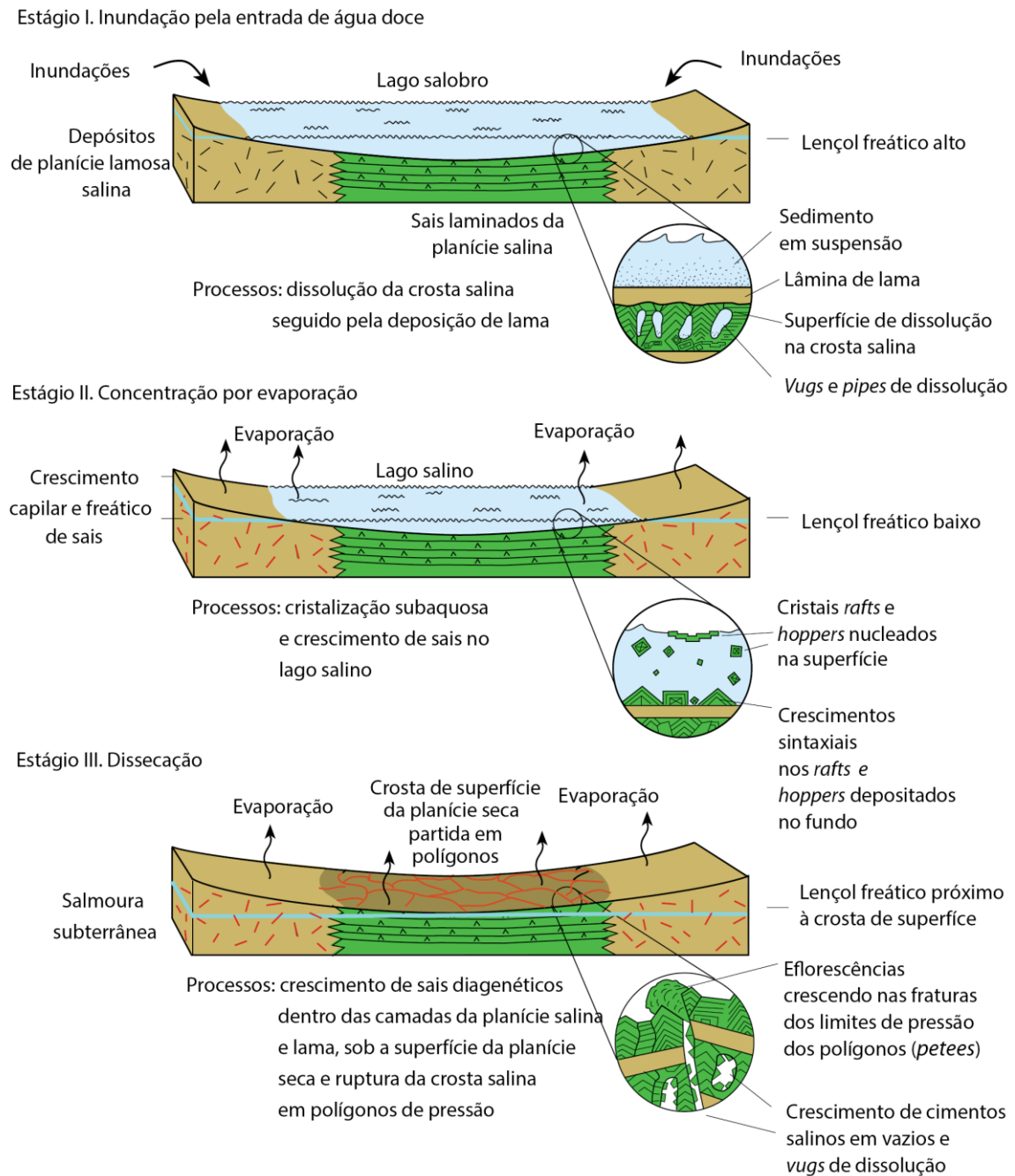


Figura 10. Evolução de um ciclo deposicional em salinas com variação de aporte de água (Modificado de Warren, 2016).

A gipsita é a única fase mineral do sulfato de cálcio precipitada diretamente nestes ambientes. Os cristais, comumente em paliçada ou *chevron*, crescem como crostas no substrato com alinhamento perpendicular à laminação, predominando o sedimento evaporítico em relação ao carbonático e siliciclástico (Warren & Kendall, 1985). O crescimento alinhado destes minerais indica ambientes subaquosos rasos perenes (< 10 m de profundidade) (Warren, 2006). Resquícios de matriz argilosa preservados entre as laminações, são feições comumente características de salinas

(Warren & Kendall, 1985). Outra laminação comum é entre micrita e grãos detríticos de gipsita, retrabalhados a partir de crostas ou cristais precipitados na interface água-ar. Gipsarenitos também formam-se em salinas, e são compostos por fragmentos de gipsita retrabalhados por correntes efêmeras (Kendall, 2010).

A halita ocorre principalmente como cumulos subaquosos e precipitados de fundo subaquosos. Cumulos de halita formam-se diretamente a partir de uma salmoura, comumente na interface ar/água, como cristais milimétricos, que se expandem em cristais centimétricos. Os cristais formados podem apresentar diferentes morfologias: placas retangulares, cuboides com os vértices apontando para baixo e cristais *hopper*. Os precipitados de fundo incluem as formas da halita do tipo *cornet*, *chevron* e cubos. Os tamanhos dos cristais são definidos pela espessura da lâmina d'água. Com condições de precipitação e tempo suficiente para uma salmoura rasa evaporar completamente, forma-se uma camada de halita contendo uma zona basal composta por cumulos sobrepostos por cristais *chevron* e *cornet*, verticalmente orientados (Arthurton, 1973; Handford, 1991; Warren, 2016).

Cristais de halita podem ser fisicamente transportados e depositados por ondas/correntes formando camadas primárias, com estruturas estratificadas cruzadas e onduladas. Formam-se comumente ooides e pisoides de halita. A presença deste tipo de depósito indica ação de águas altamente agitadas, como em praias, por exemplo (Handford, 1991).

Crostas de carnalita são menos comuns, porém também são formadas em salinas e ocorrem intercaladas com camadas de halita detrítica. A taquidrita raramente resiste às condições de exposição subárea, indicando que sua precipitação é unicamente subaquosa. No entanto a maioria destes sais são eodiagenéticos, e ocorrem substituindo depósitos de halita ou gipsita primários (Kendall, 2010).

Situados na porção central de regiões continentais desérticas, os *playa lakes* são corpos d'água perenes ou efêmeros sustentados pelo lençol freático e pelas enxurradas provenientes das regiões montanhosas (Benison & Goldstein, 2000). As principais características incluem a precipitação de evaporitos laminados compostos de lâminas de minerais como halita, trona e nacolita, geralmente associados a folhelhos lacustres. É comum uma zanação nestes depósitos com minerais menos solúveis no entorno do lago e os mais solúveis no centro, este padrão é chamado "*bull's eye*" (Tucker, 2001).

Um exemplo atual deste ambiente é o *Death Valley* (“Vale da Morte”) no oeste dos Estados Unidos, onde as salinas são alimentadas por água doce através de tempestades ou por inundações de rios (Tucker, 2001).

3.3.5 Modelos de deposição para evaporitos de grande extensão lateral

A ocorrência de extensas e espessas camadas de evaporitos laminados é dificilmente explicada por modelos atuais, não havendo nenhum análogo com as dimensões de alguns dos depósitos antigos (Warren, 2006). Interpreta-se que estes evaporitos tenham se formando em configurações que incluem bacias com barreira, bacias tectonicamente isolada e bacias com múltiplos estágios de evaporação.

Nas bacias com barreira, os evaporitos são precipitados na interface água-ar, em mares plataformais restritos por uma barreira (estrutural ou sedimentar) impedindo a livre circulação do mar e com alimentação controlada pela variação relativa do nível do mar (Fig. 11A) (Warren, 2006). O modelo da bacia evaporítica com barreira, ainda é subdividido em três tipos: bacia profunda com águas profundas, bacia rasa com águas rasas e bacia profunda com águas rasas. Nestes ambientes de deposição são comumente reconhecidos dois padrões de distribuição de fácies evaporíticas: padrão olho de touro (*bull’s eye pattern*), que implica numa distribuição concêntrica dos evaporitos obedecendo a uma sequência litológica, precipitada em fases, dos menos solúveis aos mais solúveis; e padrão gota de lágrima (*tear drop pattern*), onde a distribuição das fácies é assimétrica, pois é controlada pelo canal de entrada de águas marinhas que alimentam a bacia, com os evaporitos menos solúveis precipitando-se próximo ao ponto de influxo marinho (Mohriak *et al.*, 2008).

As bacias tectonicamente isoladas apresentam feições de evaporitos rasos e profundos depositados sincronicamente. Estas bacias compreendem corpos d’água salinos quilométricos, alimentados pela infiltração marinha através de rochas parcialmente permeáveis, independentemente da variação do nível do mar. (Fig. 11B) (Warren, 2006; Mohriak *et al.*, 2008).

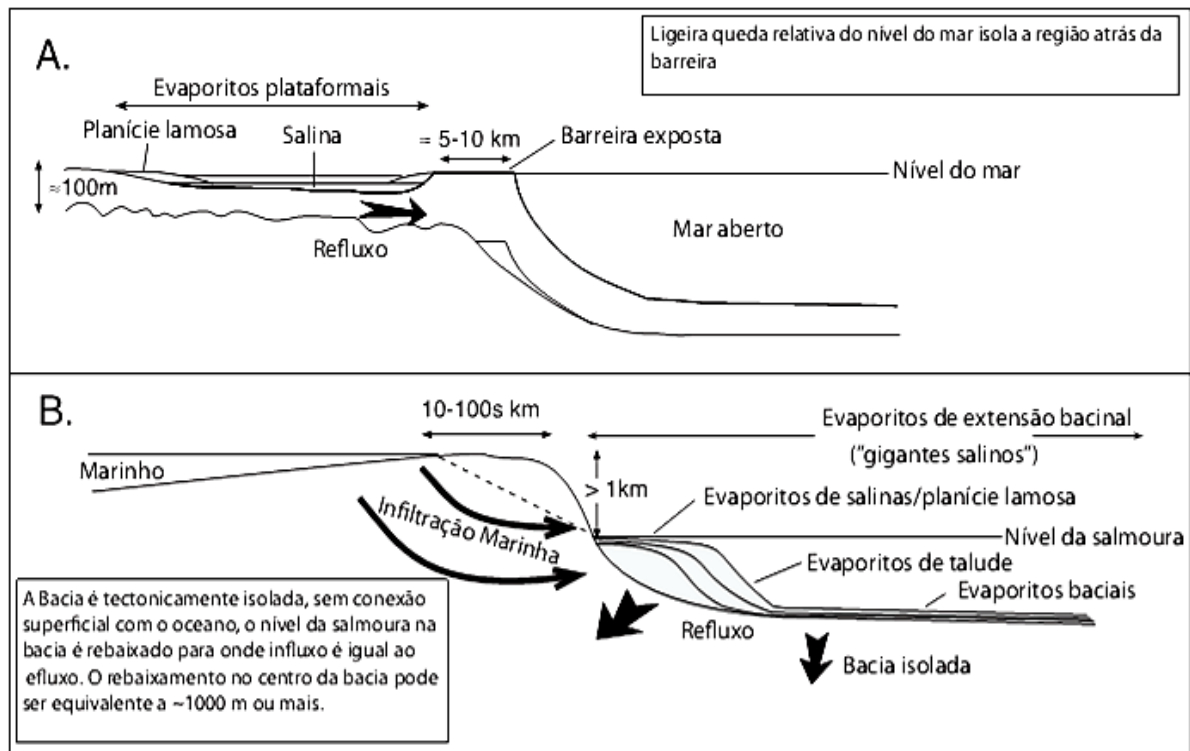


Figura 11. Ambientes evaporíticos antigos sem análogos modernos. A) Evaporitos plataformais isolados por barreira. B) Evaporitos de extensão bacinal. Modificado de Warren (2006).

Os fatores controladores da salinidade nestes dois modelos, de modo geral, são a velocidade do vento, a temperatura, a umidade relativa do ar, concentração do vapor de água na atmosfera e o nível relativo do mar. As feições características dos depósitos evaporíticos de grande extensão lateral são: evaporitos laminados que se estendem por muitos quilômetros, compostos de carbonato, gipsita, halita ou anidrita finamente cristalinos (Schreiber *et al.*, 1982); camadas gradadas de clastos de anidrita, interpretadas como turbiditos; e evaporitos brechados e contorcidos, interpretados como escorregamentos, além da intercalação comum com depósitos carbonáticos marinhos (Tucker, 2001).

Porém sabe-se que evaporitos laminados e turbiditos não ocorrem unicamente pela deposição em águas profundas, podem ter origem em ambientes sujeitos a inundações episódicas, como em salinas (Tucker, 2001). Afloramentos ou testemunhos com essas feições devem ser analisados com cautela, mesmo em um ambiente de bacia, a menos que a continuidade das camadas possa ser comprovada (Schreiber *et al.*, 1982).

O exemplo atual mais próximo de deposição em águas profundas é o Mar Morto, onde se depositam evaporitos subaquosos em profundidades de cerca de 300 m de lâmina d'água. A condição para que ocorra a acumulação de uma

espessura substancial de sais, é que a água de fundo esteja saturada com gipsita e halita (Silva *et al.*, 2000).

Outro modelo de deposição de evaporitos corresponde a bacias com múltiplos estágios de evaporação, onde um conjunto de bacias interconectadas através de barreiras apresenta um padrão de precipitação fracionado ao longo do trajeto da salmoura. Nas áreas mais proximais seriam depositados os evaporitos mais solúveis, e conforme a concentração aumenta com o distanciamento da ligação com o oceano, precipitam-se os sais mais solúveis (Mohriak *et al.*, 2008).

3.4 Principais modificações diagenéticas em evaporitos

Rochas compostas por evaporitos possuem estruturas e texturas distintas e são suscetíveis à substituição, recristalização e dissolução (Tucker, 2001). Estas modificações começam a ocorrer logo após a deposição e modificam, comumente obliterando, as estruturas, texturas e mineralogias originais (Kendall, 2010).

Segundo Warren (2010) a variação das texturas resultantes indica tanto a estabilidade hidrológica como o nível de energia mecânica na salmoura no momento da deposição. Evaporitos primários são precipitados em corpos salinos superficiais e retêm as características cristalográficas dos processos deposicionais. Já os evaporitos secundários registram feições de subsuperfície, como recristalização inicial pervasiva e talvez algum fluxo tardio de águas bacinais. Formam-se nos domínios eodiagenéticos e mesodiagenéticos. Os evaporitos terciários ocorrem na telodiagênese, e apresentam características de dissolução e reidratação.

Como mencionado acima, as texturas dos minerais evaporíticos variam consideravelmente, dependendo do seu ambiente de precipitação e da sua história diagenética. Os evaporitos precipitados próximo a superfície podem ser precocemente modificados por uma série de processos físicos e químicos gerados por aquecimento solar e variáveis hidrológicas, como frequência de inundação por águas superficiais, profundidade do lençol freático, quantidade de descarga de águas subterrâneas, composição das águas e a salinidade total de águas superficiais ou subterrâneas (Handford, 1991).

O reconhecimento da substituição em evaporitos é baseado em algumas evidências, como a identificação de relictos do mineral original, em casos em que a sílica substitui a gipsita ou anidrita, por exemplo. A forma do mineral ou os nódulos podem se manter como pseudomorfos. A halita é facilmente reconhecível pelo seu

hábito cúbico e a gipsita por seu caráter losangular. A sílica na forma de calcedônia comumente ocorre associada aos evaporitos em casos de substituição. Outra substituição comum é com calcita, que ocorre pela ação das bactérias na redução do sulfato quando há muita matéria orgânica disponível (Tucker, 2001).

Estudos com base em análogos atuais mostram que ambas anidrita e gipsita podem ser precipitadas na superfície em ambientes subaquosos rasos e profundos, e subaéreos em *sabkhas* costeiros e continentais (Tucker, 2001). Em relação à gipsita, a modificação mais comum é a desidratação, que dá origem à anidrita. A desidratação faz com que os fluidos presentes na estrutura do mineral, escapem do sistema e pode ocorrer tanto na eodiagênese quanto na mesodiagênese (Machel, 1993; Warren, 2006). No processo de soerguimento, comumente ocorre a disponibilidade de águas superficiais para o sistema, e a anidrita é hidratada novamente para gipsita (Testa & Lugli, 2000). Nos vazios intersticiais das rochas ou nas cavidades de dissolução, também pode ocorrer a cristalização de gipsita fibrosa preenchendo fraturas (Mohriak & Szatmari, 2008).

Os principais processos que ocorrem na superfície com a halita incluem dissecação, dissolução/reprecipitação e contração/expansão termal. A cimentação é mais comum em profundidade, no entanto pode ocorrer próximo à superfície (Handford, 1991). A halita precipitada como cimento é livre de inclusões fluidas e ocorre preenchendo cavidades de dissolução ou como crescimentos sintaxiais responsáveis pela perda da porosidade com o aumento da profundidade (Handford, 1991). A cimentação de halita próximo à superfície é devido às variações de inundações, concentração por evaporação e dissecação (Lowenstein & Hardie, 1985).

A recristalização é comum em cristais de halita, e ocorre de modo irregular em mesmas profundidades, podendo remover parcial ou totalmente as feições primárias (Handford, 1982; Hardie *et al.*, 1985; Hovorka, 1987; Warren, 2016). O processo de recristalização ocorre tanto precocemente com o refluxo da salmoura, como tardiamente devido a compactação e pressão dirigidas (Warren, 2016). A incorporação nas margens da halita de restos de filmes intercalados e cristais de anidrita sugere uma evidência textural de recristalização (Hovorka, 1987). O soterramento progressivo com diapirismo gera cristais de halita achatados e estirados biaxialmente (Warren, 2016).

Devido à alta solubilidade da halita, períodos de diluição na salmoura podem deixar registros de dissolução. A presença de cavidades e superfícies de dissolução

vazias ou preenchidas com sedimento e/ou cimento de halita, são indicativos da ocorrência de dissolução em planícies salinas. Estas superfícies truncam o topo dos cristais, normalmente com feições primárias. Uma fina camada contendo cristais de gipsita/e ou lama siliciclástica deposita-se acima dos cristais. Além disso, formam-se cavidades geradas pela percolação da água subsaturada. Quando as camadas de halita são expostas à dissolução superficial através de chuvas ou inundações, os cristais erodem formando feições serrilhadas (Stoffers & Kühn, 1974; Handford, 1991).

A dissecação e exposição subaérea das crostas de halita geram feições de deformação, como fraturas poligonais em planícies salinas, devido à contração/expansão dos cristais. Veios de halita avermelhada contendo resíduos de ferro e matéria orgânica, podem ocorrer cortando folhelhos associados aos depósitos evaporíticos (Handford, 1991).

Em halitas recristalizadas eventualmente ocorre a formação de dolomitas límpidas blocosas. A origem destas dolomitas está relacionada à intercalação de camadas de halita e lamitos, que durante o soterramento são compactados fornecendo fluidos que se misturam e permitem a precipitação da dolomita na halita (Naiman *et al.*, 1983; El Tabakh *et al.*, 2003; Warren, 2016).

A figura 12 resume as principais modificações que ocorrem nos evaporitos durante a diagênese.

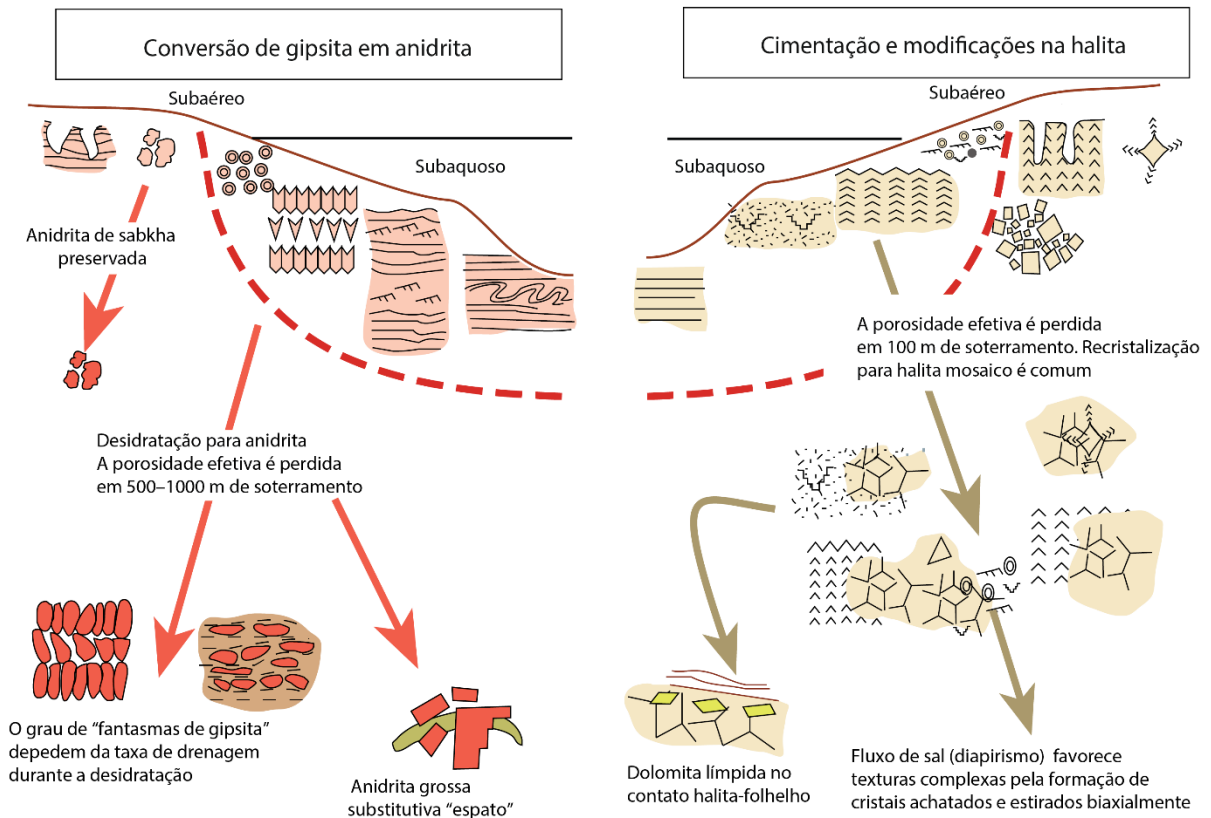


Figura 12. Resumo dos principais aspectos da diagênese dos evaporitos mostrando texturas secundárias relacionadas ao soterramento (inclui sais formados no soterramento). Modificada de Warren (2016).

3.5 Depósitos microbiais associados a evaporitos

Evaporitos associados a esteiras microbiais em salmouras comumente cobrem vastas áreas. Estes habitats são altamente concentrados em matéria orgânica, a qual pode servir de fonte para a formação de depósitos de minérios, além de serem importantes geradores de petróleo (Gerdes *et al.*, 2000a). O controle da presença e dos tipos de comunidades microbiais em ambientes evaporíticos, normalmente é definido por mudanças ao longo de um gradiente de salinidade e pela profundidade da lâmina d'água (Fig. 13) (Babel, 2004).

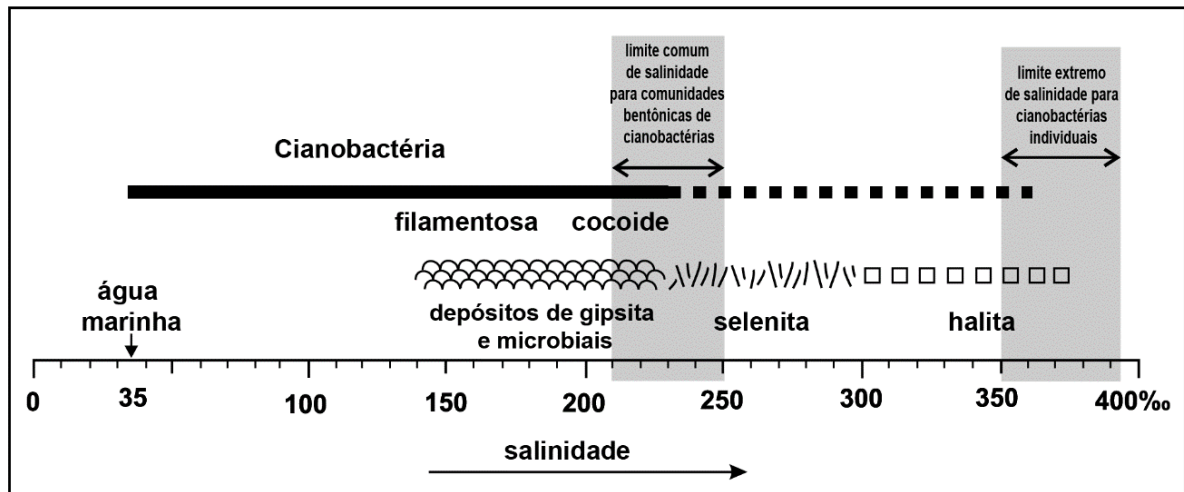


Figura 13. Esquema mostrando a distribuição de evaporitos e cianobactérias ao longo dos gradientes de salinidade. Modificado de Babel (2004).

As comunidades microbiais são responsáveis por diversas interações biogeoquímicas e metabólicas, podendo se desenvolver em condições de alta salinidade (Krumbein *et al.*, 2003), favorecendo a associação de sedimentos microbiais e evaporíticos (Gerdes *et al.*, 2000a). As estruturas formadas indicam que os tapetes microbiais respondem a parâmetros hidráulicos e climatológicos locais (Noffke *et al.* 2001).

Microbialitos são estruturas biogênicas e representam os resultados mineralizados das atividades metabólicas de microalgas, cianobactérias ou arqueobactérias (Riding, 2000). As estruturas microbiais internas comumente reconhecíveis podem ser estromatolíticas (planar-ondulada fina a laminação wavy-crenulada), oncolíticas (laminação concêntrica), trombolítica (com textura *clotted* de mesoescala) ou críptica (sem estrutura interna) (Warren, 2006).

Estromatólitos e biolaminitos são os microbialitos mais facilmente reconhecíveis em depósitos evaporíticos antigos. Tufas e travertinos quaternários indicam estágios hidrológicos úmidos dos lagos salinos quando o nível das águas aumenta e a superfície fica menos salina (Warren, 2006).

Os tapetes microbiais desenvolvidos em ambientes evaporíticos costais apresentam alto nível de variabilidade ambiental, pois encontram-se em uma posição intermediária entre os ambientes marinho e continental, e recebem uma grande variedade de íons dissolvidos das duas fontes (Gerdes *et al.*, 2000a). Nestas condições, os tapetes microbiais exercem uma intensa contribuição para os sedimentos e estruturas sedimentares.

Estudos em ambientes evaporíticos associados a depósitos microbiais modernos, indicam que os sedimentos orgânicos podem ser soterrados rapidamente, dando origem a sedimentos argilosos ou carbonáticos ricos em matéria orgânica interestratificados com minerais evaporíticos. Estas estratificações servem como indicativos de períodos de influxo tanto de água marinha como não-marinha (Silva *et al.*, 2000). Porém os depósitos microbiais não estão restritos somente a ambientes marinhos, eles ocorrem em ambientes continentais, também em condições marginais (Gerdes *et al.*, 2000a).

As estruturas microbiais podem se desenvolver em diferentes ambientes evaporíticos, incluindo *sabkhas*, salmouras rasas e salmouras estratificadas. Estes ambientes caracterizam condições de baixa umidade, alta concentração de sais e nutrientes, favoráveis ao desenvolvimento de sedimentos microbiais (Gerdes *et al.*, 2000a).

Em ambientes de *sabkha*, as feições associadas incluem biolaminitos associados com cristais de sulfatos como, gipsita, anidrita e celestita, além da halita, que crescem dentro do tapete microbial (Gerdes *et al.*, 2000a). Os sulfatos podem ocorrer preenchendo porosidade fenestral nas bioconstruções microbiais, ou na forma de nódulos de anidrita (Słowakiewicz & Mikołajewski, 2011). Já os cristais diagenéticos que substituem a bioconstrução, normalmente apresentam inclusões das laminações nas quais estão se formando (Noffke *et al.*, 2003).

A deformação da superfície devido a incrustações minerais é típico de condições subaéreas em clima árido. As feições mais comuns incluem fraturas, dobras e domos (Gerdes *et al.*, 2000a). O crescimento de cristais evaporíticos em crostas microbiais consolidadas, normalmente gera estruturas na forma de *petees* e *tepees* (Gerdes *et al.*, 2000b). São comuns também, dobras enterolíticas, as quais são formadas pela conversão de gipsita em anidrita (Gerdes *et al.*, 2000a).

Em ambientes de *sabkha* costeiro, a água marinha penetra nos sedimentos costeiros devido à ação das marés. Minerais evaporíticos podem precipitar assim que a água entra em contato com as esteiras microbiais gerando uma interação entre precipitados evaporíticos e tapetes microbiais (Noffke, 2010). Os minerais que ocorrem associados incluem aragonita, gipsita, anidrita e halita (Noffke, 2010).

Em planícies de salinas e lagunas, onde as salmouras são efêmeras, encontram-se estruturas tipo biolaminóides e varvitos biogênicos. Em baixas salinidades, gastrópodes ocorrem associados e os sulfatos são os evaporitos presentes. (Gerdes *et al.*, 2000a). Em salmouras hipersalinas, a presença de

bactérias pode mudar o comportamento de precipitação da halita. Os cristais, neste caso, são cúbicos menores e em maior quantidade, apresentam maior quantidade de inclusões fluidas em relação a soluções estéreis, e podem ter forma dendrítica (Gerdes *et al.*, 2000a).

Em salinas perenes são comuns varvitos biogênicos. Em casos de altas taxas de redução de sulfato, não ocorre a preservação de gipsita (Gerdes *et al.*, 2000a).

Em bacias estratificadas, as feições microbiais se desenvolvem conforme a oxigenação do corpo d'água, interlaminacões de esteiras microbiais e cristais de gipsita subaquosos são comuns (Gerdes *et al.*, 2000a).

Feições como inclusões microbiais e interlaminacões entre grandes cristais de evaporitos podem indicar a recristalização de cristais evaporíticos finos, durante a diagênese. O sedimento microbial pode ficar preservado somente como finas laminações, porém ainda com texturas características como a microfábrica grumosa (Gerdes *et al.*, 2000a).

4. METODOLOGIA

4.1 Levantamento bibliográfico

Na revisão bibliográfica foram compilados artigos e publicações relacionados à Bacia de Sergipe-Alagoas, com foco na litoestratigrafia da Formação Muribeca e nos principais aspectos da sequência evaporítica do Membro Ibura, em relação a sua origem e caracterização. Além disso, foram revisadas bibliografias que abordam as principais características composicionais, mineralógicas e texturais dos evaporitos e suas relações com os ambientes deposicionais. Estas revisões forneceram os subsídios necessários para a interpretação dos resultados obtidos neste trabalho.

4.2 Levantamento estratigráfico/Perfis colunares

A etapa de campo compreendeu a descrição dos poços A, B e C perfurados pela Petromisa/Petrobras, e teve como objetivo a coleta de dados de rocha que deram subsídio ao desenvolvimento do projeto. O poço A possui 264 m de espessura, o poço B possui 410 m e o poço C apresenta 46 m.

A descrição foi executada na sede da Unidade de Operações de Exploração e Produção de Sergipe e Alagoas – UO-SEAL, na cidade de Aracaju no estado de Sergipe.

A sistemática desta etapa compreende:

- (i) Levantamento de perfil colunar em escala 1:100 contendo a descrição de litologias e estruturas sedimentares (aspectos estruturais, texturais e composicionais);
- (ii) Coleta de amostras utilizadas na confecção das lâminas delgadas;
- (iii) Aquisição de fotografias dos testemunhos e de detalhe.

O perfil colunar representa um modo padrão de registrar e resumir os dados das sucessões de rochas sedimentares. Sendo assim, o levantamento de um perfil colunar constitui uma forma de representar graficamente uma sucessão vertical de fácies em uma área aflorante ou em testemunhos de poços perfurados, levando em conta os contextos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, direções de paleocorrentes e paleontológicos. Ainda contribui na impressão imediata da sucessão vertical de fácies, identifica facilmente repetições e mudanças importantes nas fácies sedimentares e torna-se uma maneira conveniente de correlacionar seções de idades similares em lugares diferentes (Coe, 2010).

No total foram levantadas 3 seções colunares com base na descrição dos poços, em escala 1:100. A descrição dos testemunhos é realizada da base para o topo. Atentou-se para os intervalos nos quais não houve recuperação de rocha, neste caso foi realizada a caracterização da amostra de calha, quando recuperada, ou definiu-se como encoberto quando não houve nenhuma recuperação.

A caracterização sedimentológica de muitas sucessões evaporíticas não deve ser baseada somente nos seus aspectos macroscópicos, visto que a intensa diagênese costuma mascarar substancialmente os aspectos primários dos depósitos. Considerando isso, a descrição dos testemunhos foi integrada com as informações dos aspectos petrográficos descritos posteriormente.

Os perfis colunares dos poços descritos foram digitalizados com auxílio do *software* Adobe Illustrator CS4. O perfil colunar é confeccionado com ferramentas de desenho e preenchido com os padrões das litologias e estruturas sedimentares.

4.3 Petrografia quantitativa

Através da microscopia óptica é possível a identificação dos constituintes mineralógicos, tanto primários quanto diagenéticos para as rochas sedimentares, e das texturas e relações paragenéticas entre os minerais, possibilitando a caracterização e classificação das rochas em estudo.

Foram quantificadas 81 lâminas delgadas provenientes de amostras extraídas dos testemunhos dos poços descritos (25 do poço A, 36 do poço B e 20 do poço C), todas correspondentes ao intervalo do Membro Ibura. A amostragem foi realizada com intuito de analisar os principais aspectos observados durante a descrição macroscópica e, portanto, a localização das lâminas não seguiu um espaçamento regular.

As lâminas foram analisadas sistematicamente com o uso de microscópios petrográficos de luz polarizada com *charriot* acoplado, a fim de movimentar a lâmina segundo intervalos regulares. Esse espaçamento é regulado pela granulometria da rocha, com o intuito de evitar que mais de um ponto seja contado no mesmo constituinte. Utilizando o *software* Petroledge® (De Ros *et al.*, 2007) para armazenamento e processamento dos dados petrográficos, foi realizada a quantificação (análise modal) pela contagem de 300 pontos em cada lâmina por meio de travessas perpendiculares à estrutura principal da rocha ou orientação dos grãos, de acordo com o método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985). A discriminação da composição dos carbonatos associados aos evaporitos foi feita pelo tingimento com uma solução de Alizarina e Ferricianeto de Potássio (Tucker, 1988). O carbonato reage com a solução e apresenta coloração diferente dependendo da composição. Calcita (CaCO_3) tende a ficar com tons róseos, enquanto calcita ferrosa apresenta tons violáceos. Já a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) não tinge, enquanto que dolomita ferrosa até anquerita apresentam tons azulados a esverdeados. As amostras siliciclásticas quantificadas foram classificadas textural e composicionalmente de acordo com Folk (1968). As rochas híbridas (*sensu* Zuffa, 1980) e carbonáticas, foram classificadas de acordo com Embry & Klovan (1971; mod. Dunham, 1962).

A petrografia quantitativa foi realizada com o objetivo de identificar os constituintes primários e diagenéticos e definir as relações paragenéticas, texturas e estruturas.

4.4 Fotomicrografias

A partir da quantificação das lâminas delgadas, foi realizada a aquisição das imagens utilizando uma câmera digital acoplada ao microscópio óptico. Foram destacadas as principais feições composicionais primárias e diagenéticas, texturais e estruturais das lâminas descritas, a fim de confeccionar uma documentação fotomicrográfica sistemática para o estudo. Para tal, foi utilizado um microscópio petrográfico da marca *Leica* modelo *DMLP*.

4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) permite, entre suas muitas aplicações, identificar constituintes primários e diagenéticos, investigar seus hábitos, variações composicionais e suas relações paragenéticas, complementando a análise realizada pela microscopia ótica.

Na microscopia eletrônica de varredura, o feixe de elétrons incide na amostra e os elétrons retroespalhados na superfície do material são captados. Caso os materiais não sejam eletricamente condutores, a amostra tem que ser metalizada com um filme fino de Al, Au, C ou outro metal, antes de serem colocadas no compartimento. Caso as amostras contenham carbonatos, a metalização é feita com outro metal que não seja carbono, para que não haja interferência nos resultados das análises de composição.

O MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio, mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV. O feixe gerado passa por lentes condensadoras e por uma lente objetiva que o focaliza sobre a amostra. Logo acima da lente objetiva existem dois estágios de bobinas eletromagnéticas responsáveis pela varredura do feixe sobre a amostra.

O feixe eletrônico, além de gerar uma imagem de alta magnificação (imagem topográfica produzida pelo contraste em função do relevo; elétrons secundários), também produz raios-X fluorescentes, emitidos pelos elementos químicos constituintes da amostra (imagem de composição gerada pelo contraste de tonalidade em função do número atômico dos elementos presentes na amostra; elétrons retroespalhados).

É possível também realizar a microanálise, isto é, determinar qualitativa e semiquantitativamente a distribuição desses elementos na amostra, através da

espectrometria da energia dispersada (EDS). Esta análise ocorre a partir da incidência do feixe eletrônico na amostra, promovendo a liberação de energia em forma de raios-X específicos, através da excitação de elétrons dos elementos dos minerais, que migram para camadas mais externas ou são arrancados, criando um espaço preenchido por elétrons de camadas mais externas.

Com intuito de identificar e detalhar o hábito e a composição de diferentes fases minerais identificadas em lâmina, especificamente sulfatos, cloretos, carbonatos e argilominerais, foram executadas análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) no modo de elétrons retroespalhados (*backscattered*; BSE), com suporte de análises por espectrometria por dispersão de energia (EDS) em quinze seções polidas de amostras selecionadas. O equipamento utilizado nas análises foi um microscópio eletrônico de varredura JEOL, modelo JSM-6610-LV com detector EDS acoplado BRUKER, modelo *Nano X Flash Detector 5030 (133eV)*, do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS. Devido à solubilidade dos minerais, a preparação das seções polidas exigiu técnicas específicas. As amostras foram impregnadas com a resina epoxy (Araldite GY 279 e endurecedor Aradur HY 951 BR), rebaixadas com carbeto de silício de granulometria 320 e 1000 *mesh*. O pré-polimento foi realizado com a lixa P4000 e o polimento final foi efetuado na politriz com pasta diamantada de 0.3 micrômetros. Todas as etapas de rebaixamento e polimento foram realizadas com querosene, a fim de evitar a dissolução dos minerais evaporíticos.

4.6 Difratometria de raios-X

A difratometria de raios-X é utilizada para a identificação das fases minerais não determinadas pela microscopia óptica. Sendo assim, corresponde a uma das principais técnicas de caracterização microestrutural de materiais cristalinos, encontrando aplicações em diversos campos do conhecimento.

A análise consiste em utilizar raios-X que, ao atingirem um material, podem ser espalhados elasticamente, sem perda de energia pelos elétrons de um átomo. Se os átomos que geram este espalhamento estiverem arrançados de maneira sistemática, como em uma estrutura cristalina, será provocada uma interferência construtiva, detectada pelo contador de radiação e traduzida em termos de sinal eletrônico para um registrador gráfico. Como cada substância irá gerar um padrão

difratométrico específico, este é comparado a um banco de dados e então é possível a identificação da amostra cristalina analisada.

Análises de difratometria de raios-X foram executadas pela Petrobras em sete amostras selecionadas. As amostras foram pulverizadas em moinho *McCRONE*, e dispostas sobre suportes pelo método da carga lateral, de modo a minimizar a orientação preferencial. Os difratogramas foram obtidos em difratômetro *RIGAKU D/MAX - 2200/PC*, utilizando-se para isto radiação k-alfa do cobre nas condições de 40kV e 34mA de corrente de filamento. A velocidade de varredura do goniômetro foi de 2,33 graus por minuto. A análise qualitativa da mineralogia total foi obtida com auxílio do *software Jade 9 (Materials Data Incorporated)* e do banco de dados de minerais *PDF-2 do International Centre for Diffraction Data*. As análises quantitativas foram realizadas pelo Método de Rietveld através do *software FullProf*, segundo o RT GSEP 011/09.

4.7 Petrofácies genéticas

Neste estudo, através da relação entre os principais atributos primários (como estrutura deposicional, textura, fábrica e principais constituintes primários) e os processos e produtos diagenéticos, foram determinadas petrofácies (*sensu* De Ros & Goldberg, 2007) para a sequência evaporítica do Membro Ibura. No entanto, como o objetivo deste trabalho não inclui a caracterização de reservatórios, foram estabelecidas petrofácies genéticas somente com intuito de identificar e interpretar as condições dos principais processos deposicionais e diagenéticos que deram origem a estas rochas.

Foram definidas dezesseis petrofácies genéticas para as rochas evaporíticas e não evaporíticas do Membro Ibura.

4.8 Integração dos dados

A partir da associação dos métodos de petrografia sistemática, microscopia eletrônica de varredura (MEV) com suporte de espectrometria de energia dispersada (EDS) e difratometria de raios-X (DRX), juntamente com a descrição macroscópica de testemunhos, foi possível integrar parâmetros estratigráficos e petrográficos, permitindo avaliar os aspectos deposicionais e os processos e produtos diagenéticos da sucessão evaporítica do Membro Ibura da Formação Muribeca, na área emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas. Este estudo deve contribuir para o entendimento da

evolução deposicional e diagenética deste intervalo, bem como de outros depósitos evaporíticos similares.

5. SÍNTESE DOS RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

- O estudo integrado da estratigrafia, sedimentologia e diagênese da sucessão evaporítica do Membro Ibura, Formação Muribeca (Aptiano) da Bacia de Sergipe-Alagoas, permitiu definir importantes aspectos deposicionais, processos e produtos diagenéticos, e avaliar a evolução destes parâmetros, propondo ao fim, importantes considerações em relação às condições deposicionais e diagenéticas desta unidade.
- A partir da caracterização petrográfica de 81 lâminas delgadas, associada à análise de microscopia eletrônica de varredura e difratometria de raios-X, verificou-se que grande parte das estruturas deposicionais não foram preservadas, ou encontram-se deformadas devido à substituição e deslocamento por minerais evaporíticos. A maioria dos depósitos originais fortemente substituídos e deformados correspondem à lama siliciclástica e margas. Os depósitos originais melhor preservados são *bindstones* microbiais e brechas intraclásticas. Outros depósitos originais, menos representados, incluem arenitos finos e lutitos, heterolitos microbiais/margosos, arenitos híbridos, siltitos peloidais, margas, *rudstones* bioclásticos-peloidais, *wackestones* e *grainstones*.
- Os constituintes diagenéticos mais importantes incluem halita, anidrita, dolomita, quartzo, silvita e carnalita. Os principais processos diagenéticos ocorreram próximo à superfície sob influência de águas salinas, no entanto condições mesodiagenéticas também são registradas, indicadas pela presença de dolomita em sela.
- Halitas com estrutura maciça/mosaico são as rochas evaporíticas mais abundantes. A intensa recristalização dificulta a identificação das condições primárias de precipitação. Entretanto, é possível identificar que a maior parte da halita macrocristalina foi precipitada substituindo sedimentos lamosos laminados em condições subaquosas. Isto é evidenciado pela preservação de matéria orgânica e ausência de aspectos característicos de ressecamento.

Feições que indicariam precipitação subaquosa direta, como cristais de halita prismáticos e *hopper* formando cumulos, sem resquícios de matriz, são muito raras.

- A carnalita foi descrita somente nos testemunhos e ocorre localmente, como cristais granulares grossos avermelhados, com estrutura nodular ou maciça substituindo as laminações de halita e anidrita, evidenciando sua origem secundária. A presença de silvita foi constatada em lâmina delgada e confirmada através da difratometria de raios-X. As silvinitas constituídas pela mistura de halita e silvita, que ocorrem localmente, também parecem ter origem diagenética.
- A anidrita substitui constituintes primários predominantemente com estrutura nodular/mosaico, indicando precipitação intrasedimento. No topo da sucessão, a precipitação de anidrita nodular/mosaico associada, com bioconstruções microbiais e brechas intraclásticas sugere precipitação subaérea na zona intermaré/supramaré.
- O principal carbonato é a dolomita microcristalina, que ocorre substituindo a maior parte dos constituintes primários predominantemente em condições eodiagenéticas ou, localmente, devido ao fluxo em sub-superfície de fluidos derivados dos próprios evaporitos, ou dos lutitos associados.
- O quartzo ocorre comumente em hábitos *flamboyant* e blocoso, e substitui principalmente halita macrocristalina e, eventualmente anidrita nodular.
- Dezesseis petrofácies genéticas foram definidas para as rochas evaporíticas e não evaporíticas, como produto dos principais processos deposicionais e diagenéticos do Membro Ibura. A descrição da sucessão litológica dos três testemunhos A, B e C foi realizada com base nas petrofácies identificadas.
- Nos poços A e B, mais próximos entre si, a base da sucessão do Membro Ibura compreende halita mosaico/maciça, halita discreta, crostas de halita, anidrita nodular/mosaico, *bindstones* microbiais, lutitos orgânicos fraturados com carbonato nodular, heterolitos microbiais/margosos, arenitos muito finos-siltíticos, lamitos e margas com *birdseyes*.
- Na porção intermediária predomina halita mosaico/maciça, localmente substituída por carnalita ou por silvita.
- No topo da sucessão ocorrem halita mosaico/maciça, crostas de halita, anidrita nodular/mosaico, *bindstones* microbiais, brechas intraclásticas, arenitos híbridos e siltitos peloidais com anidrita e *rudstones* bioclásticos-

peloidais. Neste intervalo destaca-se a ocorrência de bivalves e foraminíferos, indicando o estabelecimento de condições marinhas.

- A seção do poço C difere dos poços A e B, pois os evaporitos restringem-se somente à anidrita nodular/mosaico e, localmente, enterolítica, associada a *bindstones* microbiais, lutitos com calcita nodular, brechas intraclásticas, heterolitos microbiais/margosos, doloespátitos, *grainstones* e *wackestones* dolomitizados e margas laminadas.
- A crescente influência de águas marinhas é evidenciada na área estudada pelo grande volume de halita, bem como a presença, em direção ao topo, de arenitos híbridos e siltitos peloidais com bioclastos de foraminíferos e *rudstones* bioclásticos-peloidais.
- Com base na interpretação das feições primárias e diagenéticas, a base do Membro Ibura constitui-se de um ambiente do evaporítico complexo, predominantemente siliciclástico, com salinas associadas a planícies lamosas contendo bioconstruções microbiais e evaporitos precipitados intrasedimento, relacionados à salinidade variável e alimentação mista de águas. O estabelecimento da sedimentação marginal marinha carbonática e evaporítica no final da seção indica o avanço das condições marinhas transgressivas sobre a sucessão evaporítica.
- O reconhecimento dos aspectos do ambiente deposicional da sucessão do Membro Ibura estudada neste trabalho foi condicionado pela distribuição relativamente restrita dos poços descritos e pelas intensas modificações diagenéticas que afetaram os evaporitos. No entanto novas e importantes considerações em relação às condições deposicionais e diagenéticas foram feitas, com base no estudo detalhado dos principais aspectos ao longo de toda a sucessão através da integração de petrografia sistemática, microscopia eletrônica de varredura e difratometria de raios-X com a descrição sedimentológica.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo, C.S. de, Moretti Júnior, P.A., Madrucci, V., Carramal, N.G., Toczeck, A., & Almeida, A.B. 2009. Carbonatos aptianos do Campo de Carmópolis, Bacia de Sergipe-Alagoas: estratigrafia e modelo deposicional. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 17(2): 311-330.
- Arthurton, R.S. 1973. Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. *Sedimentology*, 20: 145-160.
- Asmus, H.E., & Ponte, F.C. 1973. The Brazilian marginal basins. In: A.E.M. Nairn & F. G. Stehli (Eds.). *The Ocean Basins and Margins: The South Atlantic*. Nova Iorque, Springer+Business Media, p. 87-133.
- Asmus, H.E & Baisch, P.R. 1983. Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin. *Episodes*, 4(1): 3-9.
- Aquino, G.D., & Lana, M.D.C. 1990. Exploração na Bacia de Sergipe-Alagoas: O “estado da arte”. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4: 75-84.
- Babel, M. 2004. Models for evaporite, selenite and gypsum microbialite deposition in ancient saline basins. *Acta Geologica Polonica*, 54(2): 219-249.
- Blättler, C.L. & Higgins, J.A. 2014. Calcium isotopes in evaporites record variations in Phanerozoic seawater SO₄ and Ca. *Geology*, 42(8): 711-714.
- Benison, K.C. & Goldstein, R.H. 2000. Sedimentology of ancient saline pans: an example from the Permian Opeche Shale, Williston Basin, North Dakota, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1): 159-169.
- Benison, K.C., Bowen, B.B., Oboh-Ikuenobe, F.E., Jagniecki, E.A., LaClair, D.A., Story, S.L., Mormile, M. R., Hong, B.Y. 2007. Sedimentology of acid saline lakes in southern Western Australia: newly described processes and products of an extreme environment. *Journal of Sedimentary Research*, 77: 366-388.
- Borchert, H. 1977. On the formation of Lower Cretaceous potassium salts and tachhydrite in the Sergipe Basin (Brazil) with some remarks on similar occurrences in West Africa (Gabon, Angola etc.). In: Klemm, D.D. & Schneider, H.J. (Eds.). *Time-and Strata-bound Ore Deposits*. Berlin, Springer, p. 94-111.
- Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S. & Cruz, F.E.G. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 405-415.
- Carvalho, M.A. 2004. Palynological assemblage from Aptian/Albian of the Sergipe Basin: paleoenvironmental reconstruction. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(2): 159-168.
- Carvalho, M.A., Mendonca Filho, J.G. & Menezes, T.R. 2006a. Paleoenvironmental reconstruction based on palynofacies analysis of the Aptian–Albian succession of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. *Marine Micropaleontology*, 59: 56-81.
- Carvalho, M.A., Mendonca Filho, J.G. & Menezes, T.R. 2006b. Palynofacies and Sequence Stratigraphy of the Aptian-Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 192: 57-74.
- Cerqueira, R.M., Pereira, J. C., Pessoa, A.F.C. 1986. Jazida de Potássio de Santa Rosa de Lima (SE): Geologia e Avaliação de Reservas. In: CONGRESSO

BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. *Anais...* São Paulo: SBG, v. 6, p. 2168-2181.

- Chaboureau, A.C., Donnadieu, Y., Sepulchre, P., Robin, C., Guillocheau, F., & Rohais, S. 2012. The Aptian evaporites of the South Atlantic: a climatic paradox?. *Climate of the Past*, 8(3): 1047-1058.
- Coe, A.L. 2010. Recording features of sedimentary rocks and constructing graphic logs. In: Coe, A.L. (Ed.) *Geological field techniques*. United Kingdom, The Open University, p. 102-138.
- Cruz, L.R. 2008. *Caracterização tectono-estratigráfica da sequência transicional na sub-bacia de Sergipe*. Natal, 160p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Cruz, L.R., Córdoba, V.C. & Sá, E.F.J. 2010. Análise estratigráfica e evolução geodinâmica da "Sequência Transicional" na porção sul da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(1): 31-49.
- Davison, I. 2007. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 272(1): 345-359.
- De Ros, L.F. & Goldberg, K. 2007. Reservoir Petrofacies: A Tool for Quality Characterization and Prediction. In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California. Expanded Abstracts, p. 33-33.
- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victoreti, F., Mastella, M. & Castro, E. 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic from Reservoir Rocks using PETROLEDGE System. In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California. Expanded Abstracts, p. 33-33.
- Dias, J.L. 1998. *Análise sedimentológica es estratigráfica do Andar Aptiano em parte da Margem Leste do Brasil e no Platô das Malvinas: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Merdional*. Porto Alegre, 208p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Dias, J.L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13: 7-25.
- Dias, J.L. 2008. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos na margem leste brasileira. In: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica Exemplos nas Bacias Brasileiras*. São Paulo, Beca Edições Ltda, p. 222-231.
- Dunhan, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1, p. 108-121.
- El Tabakh, M., Utha-Aroon, C., Warren, J.K., & Schreiber, B.C. 2003. Origin of dolomites in the Cretaceous Maha Sarakham evaporites of the Khorat Plateau, northeast Thailand. *Sedimentary Geology*, 157(3): 235-252.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.

- Feijó, F.J. 1994. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 149-161.
- Folk, R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, Hemphill, 107p.
- Fonseca, J.C. 1973. Evaporitos de Sergipe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracajú. *Anais... Aracajú*, SBG, v. 2, p.185-196.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., & Noffke, N. 2000a. Evaporite microbial sediments. In: Riding, R.E. & Awramik, S.M. (Eds.). *Microbial sediments*. Berlin, Springer Science & Business Media, p. 196-208.
- Gerdes, G., Klenke, T. & Noffke, N. 2000b. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue. *Sedimentology*, 47(2): 279-308.
- Gornitz, V.M., & Schreiber, B.C. 1981. Displacive halite hoppers from the Dead Sea: some implications for ancient evaporite deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(3): 787-794.
- Guthrie Jr, J.M., Frota, E.S.T., Silva, M.A.M & Eckardt, C.B. 1995. Deposição de matéria orgânica na sequência evaporítica aptiana da Bacia de Sergipe: caracterização geoquímica e paleoambiental. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., 1995, Niterói. *Anais...Niterói*, Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- Haeser, B. 2015. *Bacia de Sergipe-Alagoas*. Sumário Geológico e Setores em Oferta, Superintendência de Definições de Blocos - SDB. 13ª Rodada de Licitações, ANP.
- Handford, C.R. 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin-Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29: 239-253.
- Handford, C.R. 1991. Marginal marine halite: Sabkhas and Salina. In: Melvin, J.L. (Ed.). *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-66.
- Hardie, L.A., Eugster, H.P. 1970. The evolution of closed-basin brines. *Mineralogical Society America Special Paper*, 3: 273-290.
- Hardie, L.A., Lowenstein, T.K., & Spencer, R.J. 1985. The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. In: SIXTH INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SALT, 6., 1985, Alexandria, VA. Salt Institute, v. 1, p. 11-39.
- Harraz, H.Z. 2012. Topic 6: Evaporite Salt Deposits (A short series of lectures prepared for the Fourth year of Geology, Tanta University). [Slide]. Tanta (Egito): Hassan Z. Harraz.
- Hite, R.J. 1972. Potassium and Magnesium in Cretaceous Evaporites of Northeast Brazil: ABSTRACT. *AAPG Bulletin*, 56(3): 627-627.
- Hovorka, S. 1987. Depositional environments of marine-dominated bedded halite, Permian San Andres Formation, Texas. *Sedimentology*, 34: 1029-1054.
- Kendall, A.C. 2010. Marine evaporites. In: James N.P & Dalrymple R. W. (Eds.). *Facies models 4*. St. John's, Nfld, Geological Association of Canada, p. 505-539.

- Koutsoukos, E. A. M. 1989. *Mid-to Late Cretaceous microbiostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil*. Inglaterra, 886p. Tese de Doutorado, Council for National Academic Awards, Polytechnic South West Plymouth.
- Krumbein, W.E., Brehm, U., Gerdes, G., Gorbushina, A.A., Levit, G., Palinska, K.A. 2003. Biofilm, biodictyon, biomat microbialite, oolites, stromatolites – geophysiology, global mechanisms and parahistology. *In*: Krumbein, W.E., Paterson, D.M., Zavarzin, G.A. (Eds.). *Fossil and Recent Biofilms*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p. 1–28.
- Lowenstein, T.K. & Hardie, L.A. 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, 32(5): 627-644.
- Lowenstein, T.K., Spencer, R.J., & Pengxi, Z. 1989. Origin of ancient potash evaporites: Clues from the modern nonmarine Qaidam Basin of Western China. *Science*, 245: 1090-1092.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T. & Krumbein, W.E. 2001. Microbially Induced Sedimentary Structures--A New Category within the Classification of Primary Sedimentary Structures. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5): 649-656.
- Noffke, N., Gerdes, G., & Klenke, T. 2003. Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty, and evaporitic carbonatic). *Earth-Science Reviews*, 62(1): 163-176.
- Noffke, N. 2010. *Geobiology: Microbial mats in sandy deposits from the Archean Era to today*. Berlin, Springer Science & Business Media, 194p.
- Machel, H.G. 1993. Anhydrite nodules formed during deep burial. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(4): 659-662.
- Mohriak, W.U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. *In*: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 87-165.
- Mohriak, W. & Szatmari, P. 2008. Introdução às propriedades químicas e físicas dos evaporitos. *In*: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica Exemplos nas Bacias Brasileiras*. São Paulo, Beca Edições Ltda, p. 18-41.
- Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. 2008. Sedimentação de evaporitos. *In*: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.). *Sal: Geologia e Tectônica Exemplos nas Bacias Brasileiras*. São Paulo, Beca Edições Ltda, p. 66-91.
- Naiman, E.R., Bein, A., & Folk, R.L. 1983. Complex polyhedral crystals of limpid dolomite associated with halite, Permian upper Clear Fork and Glorieta formations, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2): 549-555.
- Ojeda, H.A.O. 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin*, 66(6): 732-749.
- Oliver, F.Z. 1997. *Sequência evaporítica Ibura da Bacia de Sergipe: Revisão de fácies sedimentares, paleoambientes deposicionais e potencialidades na geração de petróleo*. Niterói, 147p. Dissertação de mestrado, Laboratório de



Geologia Marinha, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal Fluminense.


- Palagi, P.R. 2008. Evaporitos no Brasil e na América do Sul. *In: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.). Sal: Geologia e Tectônica Exemplos nas Bacias Brasileiras*. São Paulo, Beca Edições Ltda, p. 188-207.
- Passos, J.J. 2012. *Aspectos diagnósticos dos horizontes litoestratigráficos da mina de potássio Taquari-Vassouras, nordeste do Brasil*. São Cristóvão, 94p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.
- Ponte, F.C., & Asmus, H.E. 1976. The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(Suplemento): 215-240.
- Ponte, F.C. & Asmus, H.E. 2004. As Bacias Marginais Brasileiras: Estágio Atual do Conhecimento. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(2): 385-420.
- Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47(s1): 179-214.
- Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim técnico da Petrobrás*, 12(1): 21-86.
- Schreiber, B.C., Roth, M.S., & Helman, M.L. 1982. Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of these forms from diagenetic overprints. *In: Handford, C.R., Loucks, R. G. & Davies, G.R. (Eds.). Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites – A Core Workshop*. Calgary, SEPM Core Workshop No. 3, p. 232–251.
- Schreiber, B.C. & Tabakh, M.E. 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, 47(s1): 215-238.
- Silva, M.A.M. 1988. Evaporitos do cretáceo da Bacia do Araripe: ambientes de deposição e história diagenética. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2(1): 53-63.
- Silva, M.A.M., Lowenstein, T., Timofeeff, M. 1997. A Composição Química da Água do Mar Inferida Através da Análise das Inclusões Fluidas nas Halitas dos Evaporitos Aptianos da Bacia de Sergipe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 11 (1/2): 166-167.
- Silva, M.A.M., Schreiber, B.C. & Santos, C.L.D. 2000. Evaporitos como recursos minerais. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(3): 338-350.
- Słowakiewicz, M. & Mikołajewski, Z. 2011. Upper Permian Main Dolomite microbial carbonates as potential source rocks for hydrocarbons (W Poland). *Marine and Petroleum Geology*, 28(8): 1572-1591.
- Smith, D.B. 1971. Possible displacive halite in the Permian Upper Evaporite Group of northeast Yorkshire. *Sedimentology*, 17: 221-232.
- Souza-Lima, W., Andrade, E.D.J., Bengtson, P., & Galm, P.C. 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. *Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix*, Edição especial 1. 34p.

- Souza-Lima, W. 2008. Sequências evaporíticas da Bacia de Sergipe-Alagoas. *In: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.). Sal: Geologia e Tectônica Exemplos nas Bacias Brasileiras.* São Paulo, Beca Edições Ltda, p. 232–251.
- Stoffers, P. & Kühn, R. 1974. Red Sea evaporites: a petrographic and geochemical study. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 22: 821-847.
- Szatmari, P., Carvalho, R.S. de, Simões, I.A. Tibana, P. & Leite, D.C. 1974. *Evaporitos de Sergipe*, v. 1, Projeto Evaporitos, SEM Ba / SEPES, Aracajú, 159 p.
- Szatmari, P., Carvalho, R.S., & Simões, I.A. 1979. A comparison of evaporite facies in the late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic salt basins. *Economic Geology*, 74(2): 432-447.
- Szatmari, P., 2000. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. *In: Mello, M. R. & Katz, B. J. (Eds.). Petroleum systems of South Atlantic margins.* AAPG Memoir 73, p. 69–75.
- Teixeira, A.A., Saldanha, L.A.R., da Silva Maia, A., & Fernandes, G. 1968. Bacia salífera aptiana de Sergipe/Alagoas: ocorrência de sais solúveis. *Bol. Téc. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 11(2): 221-230.
- Testa, G. & Lugli, S. 2000. Gypsum–anhydrite transformations in Messinian evaporites of central Tuscany (Italy). *Sedimentary Geology*, 130(3): 249-268.
- Timofeeff, M.N., Lowenstein, T.K., Silva, M.A.M. & Harris, N.B. 2006. Secular variation in the major-ion chemistry of seawater: Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(8): 1977-1994.
- Tucker, M.E., 1988. *Techniques in Sedimentology.* Oxford, Blackwell Sci. Publ.391p.
- Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology—An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks.* Oxford, Blackwell, 262p.
- Uesugui, N. 1987. Posição estratigráfica dos evaporitos da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): 131-134.
- Van der Ven, P.H., Cainelli, C. & Fernandes, G.J.F. 1989. Bacia Sergipe-Alagoas: Geologia e Exploração. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3(4): 307-319.
- Vysotskiy, E.A. 1988. Tachyhydrite in potash formations of Cretaceous age. *International Geology Review*, 30(1): 31-35.
- Wardlaw, N.C. 1972. Unusual marine evaporites with salts of calcium and magnesium chloride in Cretaceous basins of Sergipe, Brazil. *Economic Geology*, 67(2): 156-168.
- Warren, J.K., & Kendall, C.G.S.C. 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings-modern and ancient. *AAPG Bulletin*, 69(6): 1013-1023.
- Warren, J.K. 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons.* Berlin, Springer-Verlag, 1035p.
- Warren, J.K. 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98(3): 217-268.

- Warren, J.K. 2016. *Evaporites: A geological compendium. Second Edition.* Switzerland, Springer, 1813p.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 21-29.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites.* Dordrecht, NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co., p. 165-18.

7. ARTIGO SUBMETIDO

Successfully received: submission Depositional and diagenetic record of the lacustrine to marine transition during South Atlantic opening in Aptian evaporites from onshore Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil for Journal of South American Earth Sciences  

 **Journal of South American Earth Sciences** <Evisesupport@elsevier.com> 20:13 (Há 0 minutos) ☆  
para mim 

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: SAMES_2017_265

Title: Depositional and diagenetic record of the lacustrine to marine transition during South Atlantic opening in Aptian evaporites from onshore Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil
Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Miss. Bobco,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAMES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Depositional and diagenetic record of the lacustrine to marine transition during South Atlantic opening in Aptian evaporites from onshore Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil

Fabia Emanuela Rafaloski Bobco^{1*}

Luiz Fernando De Ros¹

Karin Goldberg²

¹UFRGS, Instituto de Geociências, P.O. Box 15001, CEP 91540-000, Porto Alegre - RS, Brazil
(fabia.erb@gmail.com, lfderos@inf.ufrgs.br).

²KSU, Department of Geology, 207 Thompson Hall, 1428 Anderson Ave., Manhattan – KS, USA
(kgoldberg@ksu.edu).

*Corresponding author.

Abstract

The Ibura Aptian evaporites from the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil, were deposited during the opening of the South Atlantic. This unit is composed of thick halite layers, interbedded with sylvite, carnallite and tachyhydrite, associated with anhydrite, limestones, dolostones and mudrocks. The depositional conditions and diagenetic evolution of this interval were analyzed through the integration of quantitative petrography, scanning electron microscopy, X-ray diffractometry and detailed sedimentological description of drill cores from three wells on the onshore portion of the basin. This succession shows a complex sedimentation history, intensely modified by diagenesis. Diagenesis involved mainly near-surface processes under the influence of saline waters, including replacement by halite, anhydrite, dolomite and locally, carnallite. Sixteen genetic petrofacies were

defined for the evaporite and non-evaporite rocks, based on main depositional and diagenetic processes. The succession begins with mud-flat deposits and microbial bioconstructions intensely replaced by nodular/mosaic anhydrite and mosaic/massive halite, grading to lacustrine organic mudrocks. In the middle portion, mosaic/massive halite is predominant, precipitated within muddy/marly sediments that were partially dolomitized or anhydritized, and locally replaced by carnallite and sylvite. Intense recrystallization hampers the recognition of the original evaporite diagenetic environments, defined as subaqueous, intra-sediment precipitation and rarely as crusts. The final succession is represented by marginal marine deposits, characterized by the association of intraclastic breccias, hybrid sediments with marine bioclasts, microbial build-ups and nodular anhydrite, interbedded with halite crusts. This study displays the complex depositional and diagenetic evolution of the evaporite deposits generated during the transition from lacustrine to marine conditions during initial opening of the South Atlantic in the Aptian.

Key-words: evaporite, Aptian, halite, lacustrine, marine, diagenesis.

1. Introduction

The Aptian evaporites of the Eastern Brazilian Margin were deposited during the transition from a lacustrine to a marine environment during the opening of the Atlantic Ocean. During the Cretaceous, an extensive evaporitic platform, thousands of kilometers long, was formed from the Santos to the Sergipe-Alagoas Basins, accumulating deposits over 2,000 m thick (Szatmari, 2000; Mohriak & Szatmari, 2008). Initial studies in this interval were driven by petroleum exploration in the Sergipe-Alagoas Basin, and the discovery of potassium salts, including large accumulations of sylvite, attracted increasing interest to the basin.

The Ibura Member comprises anhydrite, shales, carbonates and thick halite layers interbedded with highly-soluble salts, such as tachyhydrite, carnallite and sylvite, forming evaporitic cycles that follow an order of progressive increase in salinity (Dias, 2008). The study of the origin and

evolution of this unit and its evaporite deposits is especially interesting, owing to its lithological variation, the presence of potassium salt and geological context.

Despite the importance and complexity of the Ibura evaporites, few petrologic studies including petrographic characterization and other analyses were carried out in this unit (*e.g.* Oliver, 1997; Araújo *et al.*, 2009). The present study shows that systematic petrography, associated with scanning electron microscopy (SEM) coupled with energy-dispersive spectrometry (EDS), and with X-ray diffraction (DRX), are essential to evaluate these rocks, since the nature and diversity of depositional constituents are not always identified macroscopically, and because primary features are often strongly altered by diagenesis. An enhanced understanding of the depositional and diagenetic evolution of this interval was achieved through the integration of the above mentioned tools with macroscopic description of three well cores.

This study aimed at evaluating the depositional conditions and diagenetic processes and products of the evaporite succession in the Ibura Member, with the goal of understanding not only its role in the evolution of Sergipe-Alagoas Basin, but of contributing to the understanding of similar evaporite deposits as well. The Ibura and other Aptian evaporite deposits bear essential information on the opening of the Atlantic Ocean and on the transition from lacustrine to marine settings.

2. Geological setting

The Sergipe-Alagoas Basin is located in the northeastern Brazilian margin (Figure 1), along a NE trend with a total area of 44,370 km² in which 12,620 km² is onshore and 31,750 km² is offshore, reaching water depths of 3,000 m (Haeser, 2015). The basin is separated from the Pernambuco-Paraíba Basin to the northeast by the Maragogi High, and from the Jacuípe Basin to the southwest by the Vaza-Barris fault system (Mohriak, 2003).

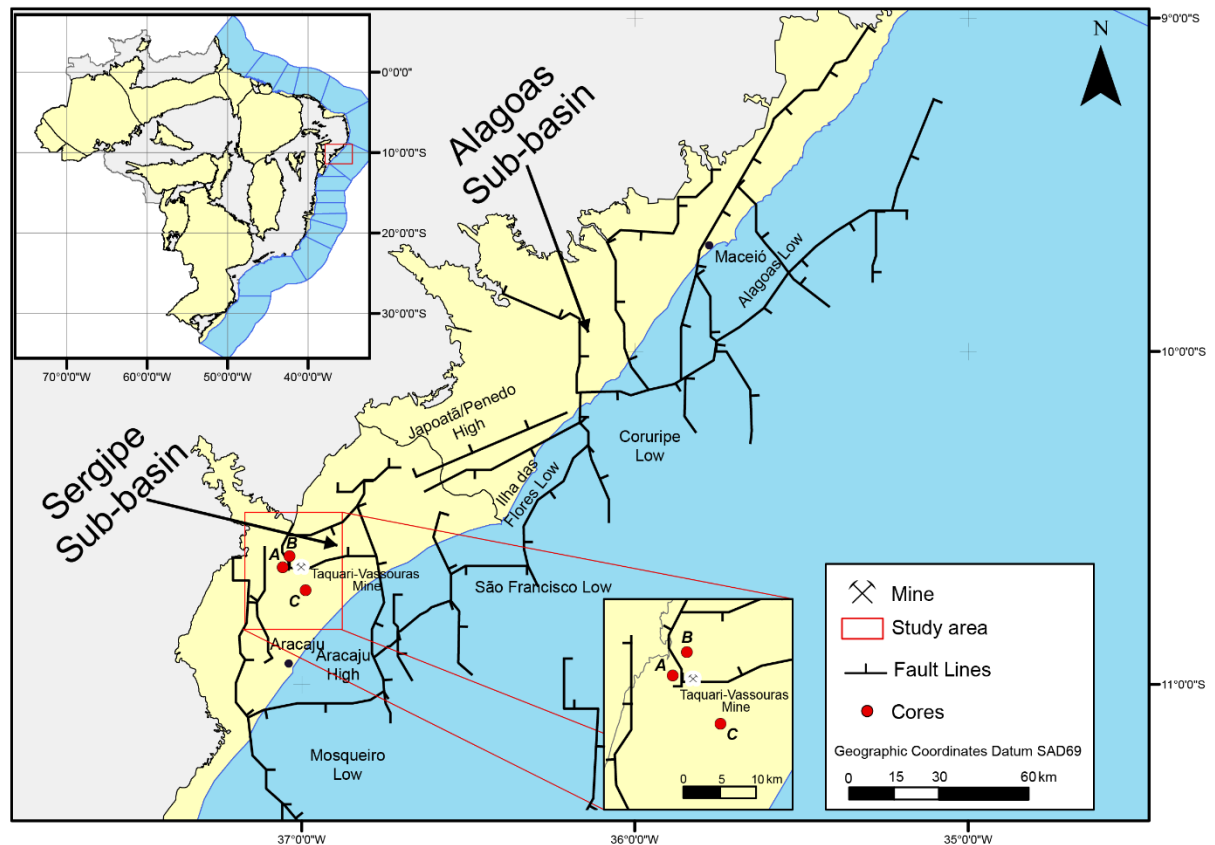


Figure 1. Location map of the Sergipe-Alagoas Basin, showing the study area with the wells, and the Taquari-Vassouras Mine.

Sergipe-Alagoas is a passive margin basin and its formation is associated with rifting of Gondwana and the opening of the South Atlantic during the Mesozoic (Araújo *et al.*, 2009). Basin infilling was controlled by tectonic phases, including synecise, pre-rift, rift, post-rift and drift. These phases originated and modified the basin, dividing it into blocks or tectonic compartments limited by large faults. The rift phase was characterized by intense tectonism and differential subsidence that defined the current basin configuration (Aquino & Lana, 1990). Tectonic evolution resulted in the sedimentation of four supersequences: the Paleozoic, the Pre-Rift, the Rift and the Post-Rift Supersequences (Campos Neto *et al.*, 2007).

During the post-rift stage, with the onset of thermal subsidence, the basin was tilted to the southeast, allowing the first major marine incursion (Campos Neto *et al.*, 2007). The marine invasion in the Upper Aptian took place along a narrow gulf, forming restricted marine basins that evaporated and gave rise to the salt succession of the Ibura Member of the Muribeca Formation (Figure 2; Souza-

Lima, 2008). The evaporite deposits are found both onshore and offshore, preferentially preserved in tectonic lows (Souza-Lima, 2008).

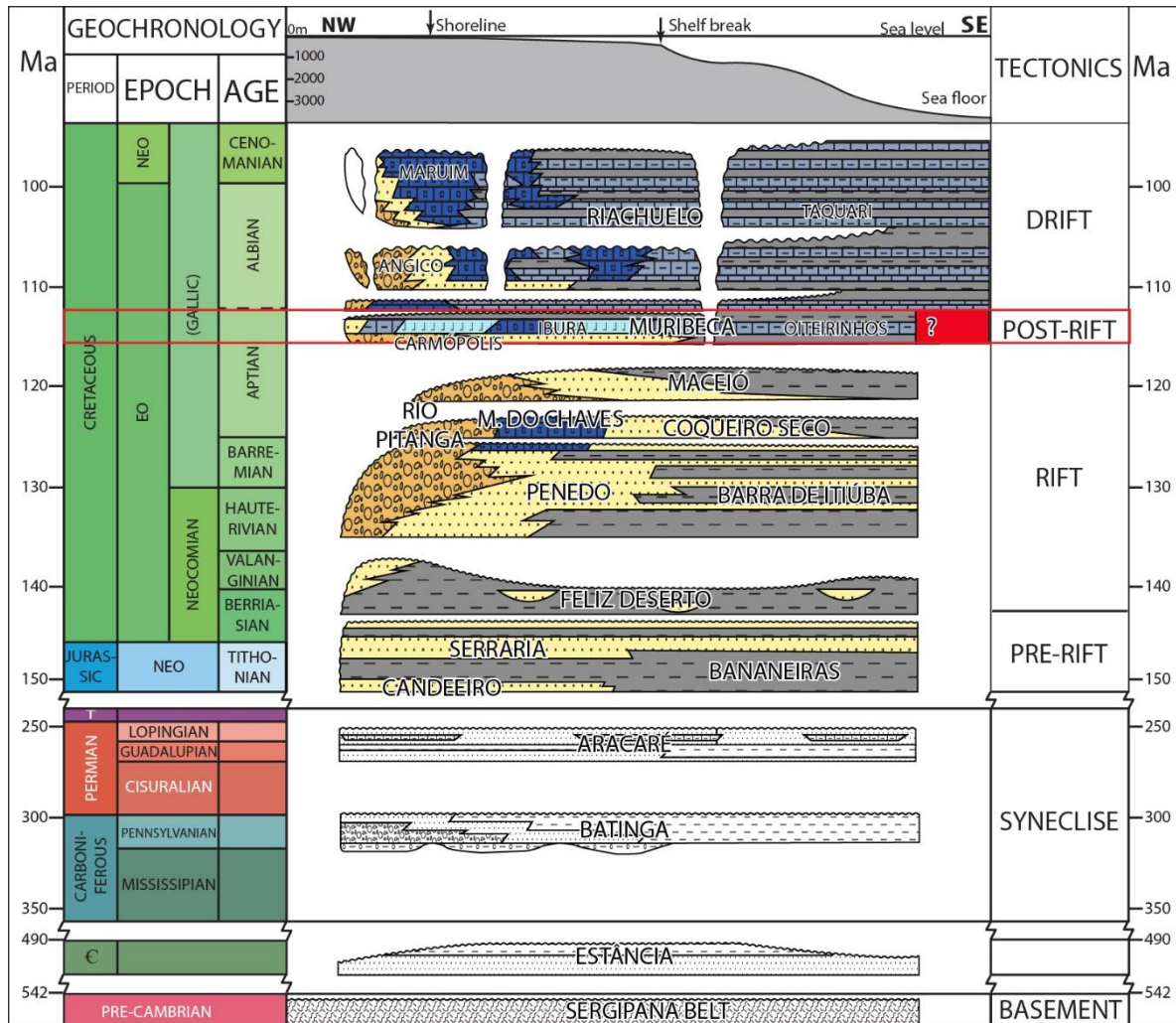


Figure 2. Chronostratigraphic chart of the Sergipe-Alagoas Basin, with the studied interval (Ibura Member) highlighted (Modified from Campos Neto *et al.*, 2007).

Szatmari *et al.* (1974) and Cerqueira *et al.* (1986) recognized nine evaporitic cycles within the Ibura Member. Each cycle is separated from the next by interbedded non-evaporitic rocks that represent episodes of brine dissolution (Dias, 2008). According to these authors, the complete succession of the Ibura Member is composed of basal halite layers and carbonates interbedded with anhydrite and shales. The deposition of carnallite and tachyhydrite represent a sharp increase in restriction. Deposition of coarsely-crystalline halite, finely interbedded with sylvinite, shales and anhydrite is associated with an unconformity surface related to the percolation of less-concentrated

marine waters. The last cycle is characterized by the predominance of anhydrite, but some areas in the basin are overlain by another halite package. Dissolution of soluble salts associated with anhydrite formed dissolution and collapse breccias along basin margins. The upper portion of the Ibura Member is capped by limestone and shale deposits that point to the expansion of the transgression (Souza-Lima, 2008).

The Carmópolis Member, which underlies the evaporites, was deposited in an alluvial fan system under semi-arid climate, associated with a lacustrine-lagunar complex. In this shallow, hypersaline lagoon, microbial carbonates were deposited at the base of the Ibura Member (Souza-Lima, 2008). According to Szatmari *et al.* (1979), halite deposition took place along tidal channels, while more soluble salts such as carnallite, tachyhydrite and halite formed in the depressions. The occurrence of small evaporitic basins with different concentrations in relation to the distance to marine connection allowed the precipitation of highly-soluble salts. These basins were possibly controlled by active tectonism during deposition (Souza-Lima, 2008). The soluble-salt succession was terminated with the flow of recharging marine waters that partially dissolved carnallite and tachyhydrite and precipitated sylvinitic layers. Shales and marine carbonates deposited at the top of the succession bear typically-supratidal anhydrite (Szatmari *et al.*, 1979).

Evaporites of the Ibura Member are, however, somewhat anomalous, in the sense that carbonate and sulfate deposits are scarce at the base of the succession, which starts with thick halite layers, succeeded by carnallite, culminating with tachyhydrite (Hite, 1972). For this reason, several authors that have analyzed the Ibura evaporites (*e. g.* Borchet, 1977; Vysotskiy, 1988; Silva *et al.*, 1997; Timofeeff *et al.*, 2006) proposed that different factors modified brine composition. The evaporitic phase of the Ibura Member preceded carbonate deposition in a shallow sea that evolved later on to the oceanic basin of the South Atlantic (Silva *et al.*, 2000).

3. Methods

This study was carried out in cores from three wells (A, B and C) drilled near the Taquari-Vassouras Mine, operated by Vale Fertilizantes Co. in Sergipe State, northeastern Brazil (Figure 1).

Core A is 264 m thick, core B is 410 m thick and core C, 46 m thick. Detailed core description was proceeded aiming at re-evaluating the depositional conditions and diagenetic evolution of the evaporite succession in the Ibura Member.

Petrographic analysis was carried out in 81 thin sections from the three described cores (25 in Well A, 36 in Well B and 20 in Well C). The samples were collected to allow the microscopic analysis of the main features observed during macroscopic description, and hence without regular spacing. Due to intense diagenetic modifications that commonly obliterate depositional features, the sequential core descriptions are presented here following the petrographic analysis. The detailed petrographic characterization, integrated with core description, allowed a coherent interpretation of depositional and diagenetic processes in the Ibura Member.

The thin sections were systematically described using polarized petrographic microscopes, and the Petroledge® system (De Ros *et al.*, 2007; www.endeeper.com). Quantification was carried out through counting 300 points in each thin section along traverses perpendicular to the main rock structure. Compositional discrimination of carbonates associated with the evaporites was determined by staining with a solution of Alizarin-red and potassium ferricyanide (Tucker, 1988). The siliciclastic samples were classified texturally and compositionally according to Folk (1968). Hybrid rocks (*sensu* Zuffa, 1980) and carbonate rocks were classified according to Embry & Klovan (1971; mod. Dunham, 1962). Quantitative petrography was carried out to characterize the mineralogy of evaporites and associated constituents, their respective habits and textures, and to discriminate primary and diagenetic constituents, defining their paragenetic relations.

Digital photomicrographs of the main structural, textural and compositional features, as well as primary and diagenetic constituents (with emphasis on evaporite minerals), were systematically taken.

Backscattered-electron scanning microscopy (BSE/SEM), coupled with energy-dispersive spectrometric (EDS) analyses were used in fifteen polished, resin-embedded sections to confirm the composition of different mineral phases identified through petrographic analysis. SEM analyses were performed in a JEOL JSM-6610-LV, coupled with a BRUKER Nano X Flash Detector 5030 (133eV) at the

Isotope Geology Laboratory (LGI) from the Institute of Geosciences of Rio Grande do Sul Federal University, Brazil. Due to the high solubility of the material, preparation of polished sections required specific techniques. Samples were impregnated with epoxy resin (Araldite GY 279 and hardener Aradur HY 951 BR) and ground down with silicon carbide 320 and 1000 mesh. Pre-polishing was done with P4000 sand paper and final polishing was carried out in a politrax with 0.3-micrometer diamond paste. All the steps involved in grinding down and polishing the samples were done with kerosene, to avoid dissolution of the evaporite minerals.

X-ray diffraction analyses were carried out by Petrobras in seven samples. The samples were powdered in a McCrone mill, and disposed on holders using the lateral load method to minimize preferential orientation. Diffractograms were obtained in a RIGAKU D/MAX - 2200/PC diffractometer using copper k-alfa radiation and filament current of 40kV and 34mA. Scanning speed of the goniometer was 2.33 degrees per minute. Qualitative analysis of total mineralogy was obtained with Jade 9 software (Materials Data Incorporated) and PDF-2 mineral database from the International Centre for Diffraction Data. Quantitative analyses were carried out by Rietveld Method through FullProf software.

Petrofacies were determined based on the relation between the main primary attributes (such as depositional structure, texture, fabric and main primary constituents) and diagenetic processes and products *sensu* De Ros & Goldberg (2007). However, since this work does not aim at reservoir characterization, genetic petrofacies were defined only with the objective of identifying and interpreting the main depositional and diagenetic processes that originated the studied rocks.

4. Results

4.1 Structures, fabric and primary constituents

In most analyzed samples, the depositional structures were not preserved, or they have been deformed owing to replacement and displacement by evaporite minerals. In this situation,

information on primary features could only be recovered through textural relicts and partial preservation of primary constituents that undergone diagenetic modifications.

Interpretation of the depositional environments of the evaporites succession was based essentially in some samples in which primary structures have not been deformed by diagenesis. Well-preserved lithologies include dominantly microbial bindstones and intraclastic breccias. Other associated, less common lithologies include siliciclastic, hybrid and carbonate rocks.

Carbonate microbial bioconstructions are characterized by clotted texture, commonly replaced by cryptocrystalline dolomite and sparse siliciclastic grains and carbonate allochems, in addition to relicts of amorphous organic matter. They constitute **bindstones** (Figure 3A) with millimetric irregular laminations, frequently replaced by evaporites, or form **heterolites** where are alternate with marly matrix. Locally, convolute laminations deformed the original lamination.

Intraclastic breccias (Figure 3B) display chaotic fabric, tight packing and angular, pebble-sized clasts. Intraclasts are dominantly made of microcrystalline, microbial and marly carbonate, or of anhydrite. They are rarely muddy, rich in organic matter. Carbonate peloids occur subordinately in the breccias.

Other lithologies, though varied, are represented by only one or two samples each. These rocks are commonly the enclosing sediments to evaporite constituents, as recognized by remaining texture and constituents.

Marls (Figure 3C) are commonly rich in amorphous organic matter, display irregular lamination, and locally microbial features. They contain clastic silt grains, rare ostracod bioclasts and birdseyes filled by anhydrite and dolomite.

Hybrid siliciclastic-carbonate rocks include **peloidal sandy siltstones**, with irregular lamination locally marked by medium-sand detrital grains, and **intraclastic-peloidal, medium-grained muddy sandstones** (Figure 3D) with irregular lamination and scarce foraminifer (Figure 3E), bivalve and brachiopods bioclasts.

Carbonate rocks are commonly replaced by microcrystalline dolomite, forming **dolostones**, except for two samples, one of which displays a **wackestone** with abundant ostracode bioclasts in

contact with a **grainstone** with microcrystalline and microbial carbonate intraclasts and rare ostracode bioclasts. The other sample is a **bioclastic-peloidal rudstone** (Figure 3F) **with massive structure**, molds of bivalve bioclasts filled by halite, peloidal matrix, rare ostracode bioclasts and scattered benthic foraminifers.

Siliciclastic rocks are fine-grained and include **silty very-fine sandstones**, micaceous arkoses, with ripple cross-lamination marked by laminae rich in mica, detrital chlorite and carbonaceous debris, **organic muddy shales** (Figure 4A), fractured and with irregular lamination, **organic mudstones** with irregular lamination and **mudstones** with birdseyes (Figure 4B).

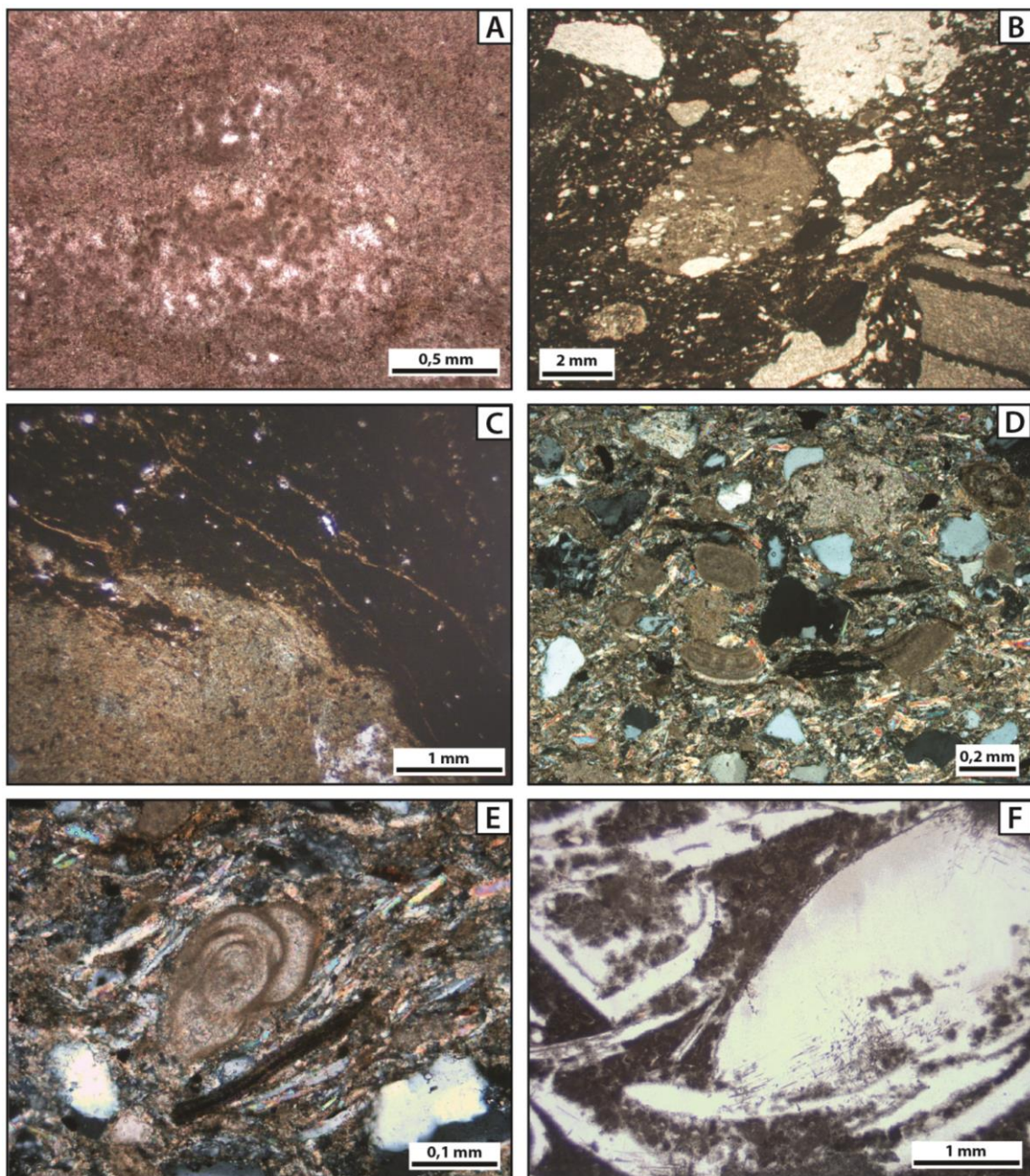


Figure 3. Photomicrographs of the main structures, fabric and primary constituents in the analyzed samples. (A) Microbial bindstone with clotted texture and microcrystalline calcite (stained pink). Well C, 728.40 m, uncrossed polarizers (//P). (B) Massive intraclastic breccia, with microcrystalline, microbial, sulfate and marly intraclasts. Well B, 731.15 m, crossed polarizers (XP). (C) Marlstone rich in amorphous organic matter, with irregular lamination. Well A, 772.80 m (//P). (D) Intraclastic-peloidal, medium-grained muddy sandstone with replacive anhydrite. Well B, 701.60 m (XP). (E) Planktonic foraminifer bioclasts in intraclastic-peloidal, medium-grained muddy sandstone. Well B, 701.60 m (XP). (F) Massive, bioclastic-peloidal rudstone, with bivalve bioclast molds filled by halite and peloidal matrix. Well B, 725.10 (//P).

Primary constituents were characterized to include information of non-evaporite and evaporite-hosting rocks. The main primary constituent is muddy siliciclastic or marly **matrix**. It commonly contains dispersed amorphous organic matter, and it is replaced by micro- to cryptocrystalline dolomite. Peloidal carbonate matrix, commonly with carbonate allochems and siliciclastic grains, is subordinate.

Carbonate allochems, including bioclasts, peloids and ooids, are present in several types of association. Ostracodes are the most abundant bioclasts. They are commonly articulated and found in great quantities in dolostones, wackestones and grainstones, and subordinately, disarticulate in peloidal and marly matrix, as well as trapped in microbial bioconstructions. Bivalve bioclasts are scarce, except in rudstones, and they occur as fragments bound to microbial build-ups or within the matrix. Planktonic (Figure 3E) and benthic foraminifer bioclasts are found trapped in microbial bioconstructions, mixed with peloidal matrix and in hybrid arenites. Carbonate peloids are usually replaced by microcrystalline dolomite in variable proportions in the intraclastic breccias, peloidal siltstones and hybrid arenites. Carbonate ooids are rarely present in peloidal carbonate rocks and hybrid arenites.

Carbonate intraclasts with **microcrystalline** texture, **marly** or **microbial** clotted texture are the main carbonate allochem in the breccias, and also in the hybrid arenites. They may be locally

compacted to pseudomatrix. Carbonate intraclasts locally contain carbonaceous debris, ostracode and foraminifer bioclasts. Marly intraclasts are commonly dolomitized and locally contain ostracode and foraminifer bioclasts. **Evaporite intraclasts**, abundant in the breccias, are composed of nodular fibrous anhydrite, locally with relicts of dolomitized microbial deposits and matrix. Mud intraclasts are rare, and usually rich in organic matter.

Sand-sized **siliciclastic grains** of monocrystalline quartz, potassium feldspar, plagioclase, muscovite, biotite and detrital chlorite are scarce. They may be scattered in the matrix, or trapped in the microbial deposits, occurring in larger volumes only in sandstones. Other constituents include: **carbonaceous debris**, scarce but present in many described samples; **clay peloids** in marly and muddy matrix, and in sandstones, rarely in microbial bioconstruction; and undifferentiated **phosphatic bioclast** fragments trapped in microbial bioconstructions.

4.2 Diagenetic processes and products

Diagenetic constituents in the analyzed rocks include halite, carnallite, sylvite, anhydrite, gypsum, celestine, dolomite, calcite, aragonite, pyrite, quartz, chalcedony, microcrystalline silica and pseudomatrix.

Chlorides

Halite is the most abundant evaporite mineral (Table 1), forming most of the described samples. Halite is dominantly macrocrystalline, usually limpid, rarely preserving fluid and solid inclusions (Figure 4C). In several samples crystal boundaries display angles of approximately 120°, indicating complete recrystallization (Hardie *et al.* 1985). Halite replaces and locally displaces muddy siliciclastic (Figure 4D) or undifferentiated detrital matrix, peloidal carbonate matrix with siliciclastic grains and carbonate allochems, and rarely marly matrix.

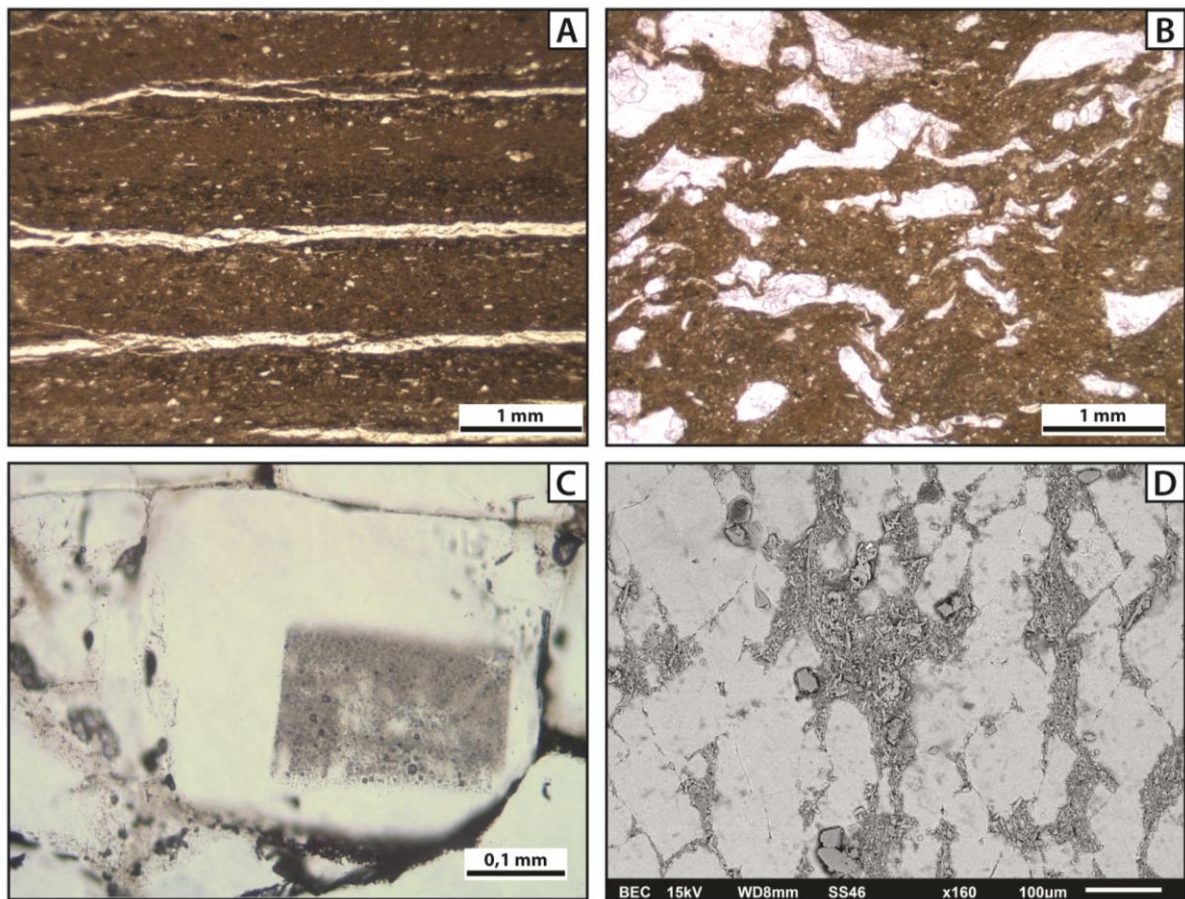


Figure 4. Photomicrographs and BSE images of mudrocks and diagenetic halite. (A) Fractured, organic muddy shale with irregular lamination. Well A, 750.00 m (//P). (B) Mudstone with birdseyes filled by prismatic anhydrite. Well A, 776.20 m (//P) (C) Limpid, macrocrystalline halite, partially preserving fluid and solid inclusions. Well B: 673.20 m (//P). (D) Macrocrystalline halite replacing siliciclastic matrix partially replaced by prismatic anhydrite. Well A, 755.30 m. BSE.

Depending on the degree of replacement, macrocrystalline halite occur in three, commonly associated types of structure: 1) discrete, euhedral to subhedral crystals, finely- to coarsely-crystalline (0.72 to 8 mm), isolated in the matrix (Figure 5A); 2) mosaic (Figure 5B), with relicts of the host deposits preserved between halite crystals, which vary from finely- to coarsely-crystalline (0.07 to 16 mm); 3) massive (Figure 5C), where replacement by halite, medium- to coarsely-crystalline (2 to 10 mm) is almost total. Millimetric, irregular laminations, defined by predominance of halite or matrix partially replaced by anhydrite (Figura 5D), are common in the described samples. However, in some samples extensive replacement by halite has totally destroyed the depositional structure.

More rarely, macrocrystalline halite may also form crusts, fill fractures or moldic pores formed by the dissolution of bivalve bioclasts (Figure 3F), as well as replace microbial deposits. Cubic crystals commonly fill fractures, and rarely replace peloidal carbonate matrix. Prismatic and hopper crystals locally occur as crusts (Figure 5E) and replacing matrix and nodular, fibro-radial anhydrite. Hopper zonation is formed by the alternation of inclusion-rich and inclusion-free bands within halite crystals. These alternations are a product of rapid changes in brine concentration or temperature, and they are commonly associated with shallow brines (Handford, 1991).

Carnallite ($\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) locally occurs as reddish, coarsely-granular crystals, partially dissolved, with nodular or massive structure, replacing and deforming interbedded halite and anhydrite laminae.

Sylvinite, composed of a mixture of **sylvite** (KCl) and halite, is restrict in the analyzed cores. Sylvite occurs as pinkish macrocrystalline crystal, mixed with macrocrystalline halite, replacing and locally displacing laminated, muddy siliciclastic matrix (Figure 5F).

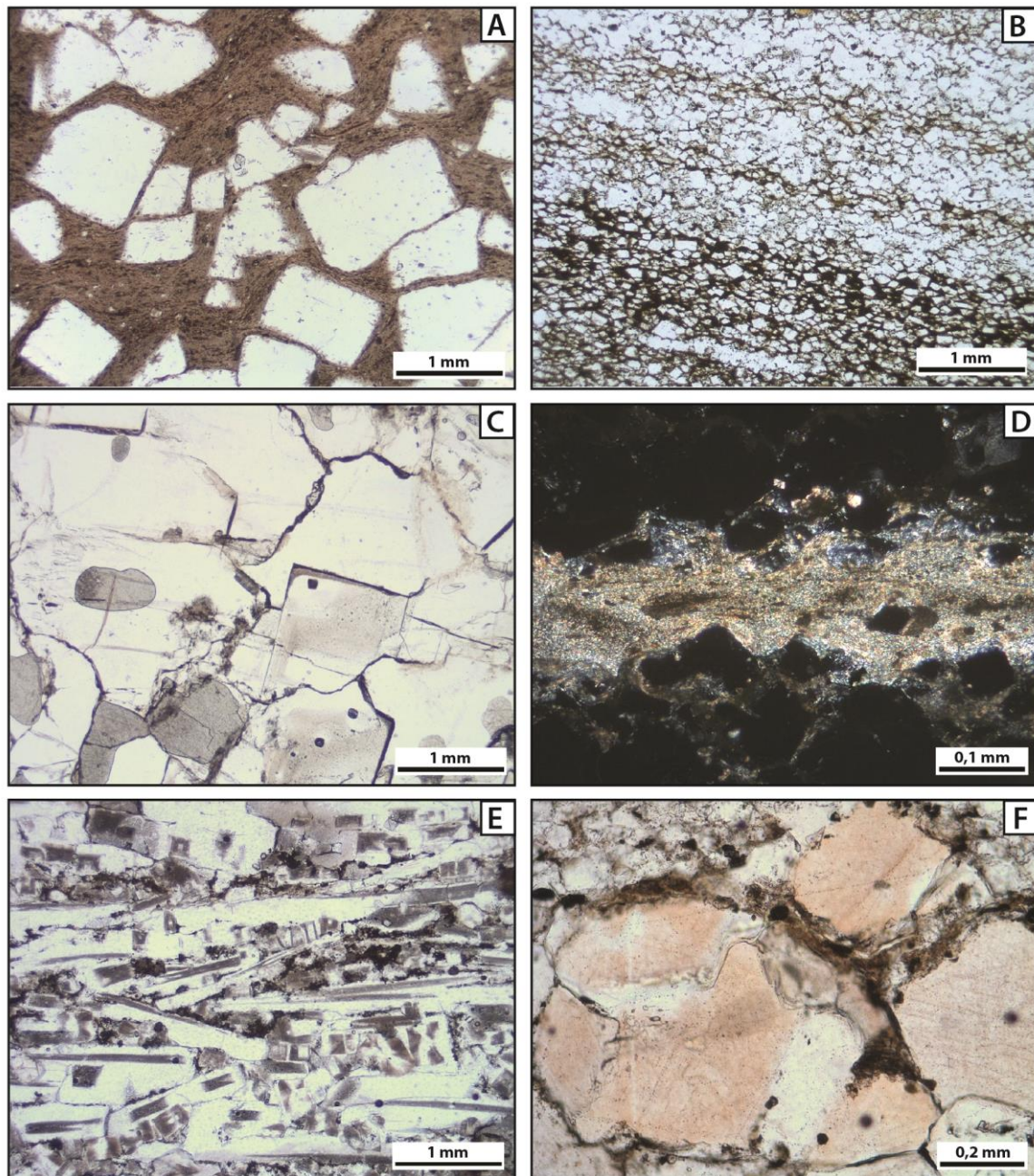


Figure 5. Photomicrographs of chloride structures, textures and compositions. (A) Euhedral to subhedral macrocrystalline halite in detrital matrix partially replaced by microcrystalline anhydrite. Well B, 1003.15 m (//P). (B) Halite with relicts of muddy siliciclastic matrix preserved between crystals, forming mosaic structure. Well A, 755.30 m (//P) (C) Macrocrystalline halite with massive structure, replacing almost the totality of undifferentiated detrital matrix. Well B, 731.95 m (//P). (D) Millimetric, irregular laminae of macrocrystalline halite and undifferentiated detrital matrix partially replaced by microcrystalline anhydrite. Well A, 682.85 m (XP). (E) Superimposed prismatic halite crystals and hopper halite crystals, forming crusts. Well B, 679.90 m (//). (F) Macrocrystalline sylvite

crystals, mixed with macrocrystalline halite to form sylvinite, replacing and locally displacing laminated, muddy siliciclastic matrix. Well A, 706.20 m (//P).

Sulfates

Anhydrite is the second most common evaporite mineral (Table 1), with many habits and different relations with other minerals. It dominantly replaces, and locally displaces, marly matrix, muddy siliciclastic or undifferentiated matrix, or carbonate microbial bioconstructions. It rarely replaces peloidal carbonate matrix, hybrid arenites and peloidal siltstones, with fibrous, prismatic, and acicular or, less commonly, fibro-radial, microcrystalline or lamellar habits. Crystallinity varies from very fine to medium (0.01 to 1.5 mm).

Commonly, anhydrite forms nodules (Figure 6A) that replaced the original deposits and coalesced, forming mosaic structures. Despite the intensity of replacement by nodular anhydrite, in some samples the original lamination and the primary composition of host sediments are still recognizable. In intraclastic breccias, it is often hard to distinguish in situ nodules (identified by inclusion and replacement of enclosing constituents) from evaporite intraclasts. In other cases, anhydrite is disseminated, replacing matrix, microbial deposits, or grains in hybrid arenites and peloidal siltstones. In some samples, matrix replacement was pervasive, to the point of rendering impossible to recognize the original composition.

Less representative anhydrite occurrences include macrocrystalline and prismatic habits, as well as sheaves, filling different pore types, including vugular, fracture, channel, intercrystalline from dissolution of micrite matrix, intraparticle in ostracode bioclasts, moldic from dissolution of undifferentiated carbonate allochems, fenestral in microbial bioconstructions and birdseyes in marly and muddy siliciclastic matrix. Acicular, prismatic, macrocrystalline and fibro-radial anhydrite may also replace other diagenetic constituents such as halite, calcite and quartz.

Fibrous and prismatic **gypsum** and prismatic **celestine** are subordinate minerals that only filling fractures.

Carbonates

Dolomite is the main diagenetic carbonate (Table 1), occurring in a variety of forms. Replacement of carbonate and marly precursors may be pervasive enough to form dolostones, as found in three samples.

Dolomite has dominantly microcrystalline and cryptocrystalline habits, replacing muddy siliciclastic and marly matrix, microbial bioconstructions and peloidal carbonate matrix. In some samples, it also replaces ostracode bioclasts, carbonate intraclasts and other allochems, detrital grains, micrite matrix and diagenetic constituents such as halite and anhydrite. It rarely occurs as interparticle pore-fill and as rims on carbonate intraclasts. Blocky dolomite also commonly replaces marly, micrite and muddy siliciclastic matrix, microbial bioconstructions, and macrocrystalline halite. Locally, blocky dolomite replaces peloidal carbonate matrix, carbonate allochems, nodular anhydrite and diagenetic quartz, fills intraparticle pores in ostracode bioclasts and moldic pores from dissolution of bivalve bioclasts, as well as pore-lines and fills fractures, and in nodules. Saddle dolomite (Figure 6B) is present in several samples, mainly replacing macrocrystalline halite, nodular anhydrite, marly and muddy siliciclastic matrix, and rarely filling fractures and birdseyes. Locally, dolomite may also display anomalous prismatic habit (Figure 6C) replacing halite, and occur macrocrystalline replacing microbial deposits, muddy siliciclastic matrix, nodular anhydrite, detrital grains and filling birdseyes.

Calcite occurs very locally in the analyzed samples (Table 1), replacing primary and diagenetic constituents, or filling pores, except for one sample in which it extensively replaces muddy siliciclastic matrix as spherulitic nodules (Figure 6D) that coalesce laterally. The most common habit is macrocrystalline, replacing nodular anhydrite, microbial bioconstruction, marly matrix, and filling fracture and intraparticle pores in ostracode bioclasts. Rarely, calcite occurs with microcrystalline habit replacing muddy siliciclastic matrix and filling interparticle pores in peloidal carbonate matrix, with drusiform aggregates filling fenestral and vugular pores in microbial deposits, as fine mosaic replacing marly matrix, filling fractures and vugular pores, and as prismatic rims lining vugular pores and ostracode bioclasts, and filling moldic pores from the dissolution of bivalve bioclasts. Locally calcite spherulites replace marly matrix and microbial deposits.

Aragonite occurs in a few samples (Table 1), dominantly as acicular crystals (Figure 6E) and in sheaves replacing macrocrystalline halite. Rarely aragonite sheaves also replace muddy siliciclastic matrix and fibrous aragonite replaces microbial deposits.

Pyrite

Pyrite is present in almost all samples (Table 1), commonly as microcrystalline and framboidal crystals replacing muddy siliciclastic, marly, carbonate peloidal or micrite matrix, micas, microbial deposits, and locally intraclasts (carbonate, marly, evaporitic and muddy), carbonaceous debris, carbonate peloids, nodular anhydrite and calcite, and carbonate pseudomatrix. Locally, blocky or macrocrystalline pyrite replace carbonate, marly and evaporitic intraclasts, marly, micritic and muddy siliciclastic matrix, anhydrite, macrocrystalline quartz and microbial deposits.

Silica

Flamboyant (Figure 6F) and blocky **quartz** commonly replaces macrocrystalline halite and, eventually nodular anhydrite (Table 1). Flamboyant quartz has features that are intermediate between chalcedony and macrocrystalline quartz (Milliken, 1979). Rarely, blocky quartz replaces muddy siliciclastic matrix. The occurrence of macrocrystalline quartz is rare, replacing microbial deposits, nodular anhydrite and filling intraparticle pores in ostracode bioclasts and fenestral pores in microbial bioconstructions. **Chalcedony** also replaces nodular anhydrite and macrocrystalline halite, and rarely fills fenestral pores in or replaces microbial bioconstructions (Table 1). **Microcrystalline silica** is uncommon, replacing halite and microbial bioconstructions.

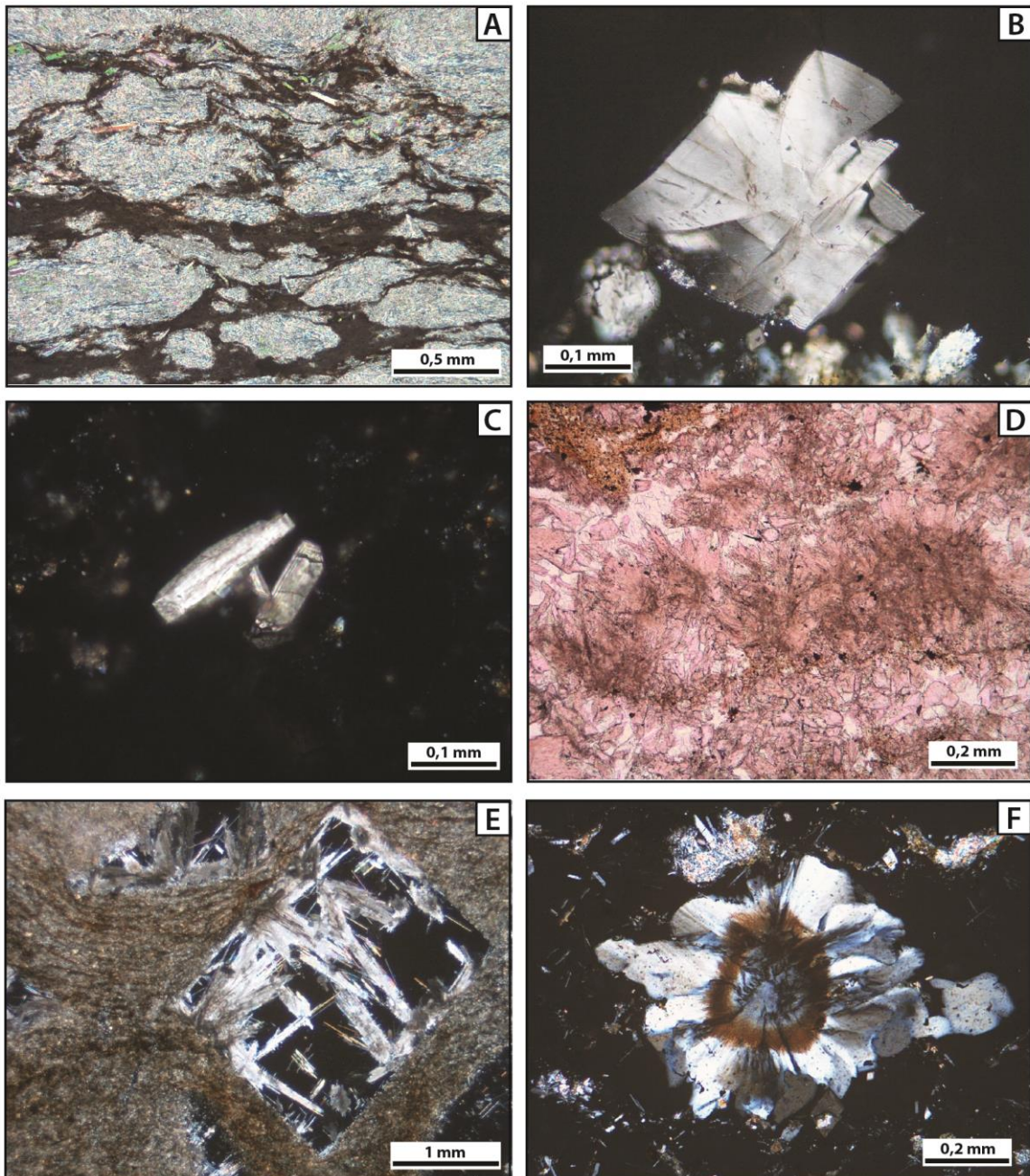


Figure 6. Photomicrographs of the main diagenetic constituents. (A) Fibrous to prismatic anhydrite nodules replacing dolomitized microbial bioconstruction (with clotted texture). Well B, 708.20 m (XP). (B) Saddle dolomite replacing macrocrystalline halite. Well B, 970.80 m (XP). (C) Anomalous, prismatic dolomite replacing macrocrystalline halite. Well A, 570.25 m (XP). (D) Nodules of spherulitic calcite (stained pink) replacing muddy siliciclastic matrix, and partially replaced by prismatic anhydrite (colorless). Well C, 725.90 m (//P). (E) Acicular aragonite within macrocrystalline halite. Well B, 995.10 m (XP). (F) Flamboyant quartz replacing macrocrystalline halite. Well B, 679.90 m (XP).

Table 1 – Average and maximum volume of the main diagenetic constituents in the analyzed samples.

Main diagenetic constituents	Average (%)	Maximum (%)
Total halite	54.8	95.7
Macrocrystalline halite replacing primary constituents	54.6	90.3
Fracture pore-filling halite	4.0	10.3
Halite as crust	68.6	95.7
Total anhydrite	17.7	59.7
Nodular anhydrite	26.8	59.7
Disseminated anhydrite	8.9	26.3
Pore-filling anhydrite	5.4	10.0
Anhydrite replacing diagenetic constituents	4.4	29.3
Fibrous/prismatic gypsum	3.1	7.3
Prismatic celestine	<1	<1
Total dolomite	19.3	76.7
Microcrystalline/cryptocrystalline dolomite	20.5	76.7
Blocky dolomite	3.1	15.3
Saddle dolomite	3.8	11.0
Total calcite	14.3	51.0
Macrocrystalline calcite	2.7	4.7
Total aragonite	17.6	24.0
Total pyrite	6.3	11.7
Microcrystalline/framboidal pyrite	5.9	11.7
Total silica	2.2	10.7
Blocky quartz	1.1	2.3
Flamboyant quartz	1.6	3.7
Chalcedony	1.7	5.0

4.2 Petrofacies

Petrofacies were determined for the analyzed thin sections with the objective to identify and interpret the main depositional and diagenetic conditions processes affecting the evaporites. The definition of petrofacies in this study was based on the relations between major primary attributes (such as depositional structure, texture, fabric and main primary constituents) and diagenetic processes and products, following De Ros & Goldberg (2007). However, since the objective here was not reservoir characterization, the definition of petrofacies in this study was based on genetic, rather than on reservoir aspects.

Sixteen genetic petrofacies were defined for the evaporite and non-evaporite rocks in the Ibura Member. Table 2 summarizes the main characteristic of the determined petrofacies.

Halite mosaic/massive: These rocks originated from extensive replacement of primary constituents by macrocrystalline halite. The main hosts are muddy siliciclastic or undifferentiated matrix, marly, peloidal carbonate matrix or microbial bioconstructions. Resulting structures correspond to two types, commonly associated and depending on the degree of replacement: mosaic, where relicts of the hosting sediment are preserved between the halite crystals, and massive, where replacement by halite is practically total. Millimetric, irregular lamination defined by laminae of essentially pure halite alternated with laminae rich in matrix partially replaced by anhydrite are common in some samples of this petrofacies.

Halite discrete crystals: These rocks are formed by muddy siliciclastic or undifferentiated matrix extensively replaced by fibrous anhydrite, commonly with preserved irregular lamination, partially replaced and displaced by euhedral to subhedral halite crystals, usually isolated and floating in the matrix.

Halite crust: These rocks are formed almost entirely by macrocrystalline halite, commonly with few fluid inclusions and less than 2% matrix. Prismatic and inclusion-rich hopper crystals, superimposed to each other, are rarely present.

Anhydrite nodular/mosaic: In these rocks anhydrite nodules are replacing and displacing marly and muddy siliciclastic matrix or microbial bioconstructions. In places where these nodules coalesce, mosaic structures are formed. Despite the degree of nodular replacement, sometimes it is possible to recognize the original lamination and the primary composition of host sediments.

Dolostones: Carbonate rocks with crystalline fabric, totally replaced by microcrystalline dolomite, and commonly fractured. The fine texture of dolomite and locally observed relicts indicate that dolomite replaced marly and micritic matrix, with rare ostracode bioclasts.

Microbial bindstones: Bindstones composed of microbial carbonate with clotted texture, irregular, rarely crenulated laminations, commonly replaced by cryptocrystalline dolomite. Siliciclastic grains and carbonate allochems, in addition to amorphous organic matter, occur dispersed.

Intraclastic breccias: Massive, intraclastic breccias are composed of predominantly microcrystalline carbonate, microbial and marly intraclasts, or anhydrite intraclasts, locally compacted to pseudomatrix. Mud intraclasts and carbonate peloids are subordinate. Partial replacement by anhydrite nodules is common.

Fractured organic mudrocks: Shales and mudstones rich in amorphous organic matter, with irregular lamination, intensely fractured, with cubic and macrocrystalline halite partially filling the fractures.

Mudrocks with nodular carbonate: These correspond to two different types of rocks with carbonate nodules. Mudrocks with irregular lamination display nodules of spherulitic calcite, partially recrystallized and locally coalescent, replacing and displacing the matrix. Organic-rich muddy shales display irregular lamination and sub-rounded and lenticular nodules of blocky dolomite, as well as fractures partially filled by cubic halite and blocky dolomite. The shapes of these nodules, along with the occurrence of moldic pores of similar shape, suggest that they may correspond to pseudomorphs, filled by dolomite after gypsum or halite dissolution.

Marly-microbial heterolites: This petrofacies comprises marly-microbial heterolites with irregular lamination, rarely crenulated, formed by millimetric intercalation of laminae with microbial, totally

dolomitized carbonates bioconstructions with clotted texture, and laminae with partially-dolomitized marly matrix.

Silty-very fine grained, micaceous, feldspathic sandstones: Silty to very fine-grained sandstones, micaceous arkoses, with ripple cross-lamination marked by laminae rich in mica, detrital chlorite and carbonaceous debris. Microcrystalline and macrocrystalline dolomite non-selectively replace and expand matrix and grains.

Hybrid arenites/peloidal siltstones with anhydrite: This petrofacies includes rocks characterized by a mixture of siliciclastic and carbonate sediments, including peloidal sandy siltstones with irregular lamination, and medium-grained, muddy intraclastic-peloidal arenites, with irregular lamination and rare carbonate ooids and bioclasts (foraminifers, brachiopods and bivalves). Both types of rocks display fibrous anhydrite, locally with parallel orientation, and microcrystalline dolomite indiscriminately replacing matrix, siliciclastic grains and carbonate allochems.

Bioclastic-peloidal rudstones: Massive, bioclastic-peloidal rudstone, with peloidal matrix and bivalve bioclast molds filled by macrocrystalline halite. Rare, dispersed ostracode and benthic foraminifer bioclasts. Locally, cubic halite replaces peloidal matrix.

Dolomitized grainstones/wackestones: The sample comprises of a contact between wackestone with microcrystalline dolomite extensively replacing micritic matrix and abundant ostracode bioclasts, and grainstone with microcrystalline and microbial carbonate intraclasts and rare ostracode bioclasts, partially replaced by microcrystalline dolomite. Microcrystalline dolomite also fills interparticle pores and lines intraclasts in the grainstone. Macrocrystalline anhydrite fills fracture, channel and intraparticle pores (the latter in ostracode bioclasts).

Mudstones/marlstones with birdseyes: This petrofacies includes partially-dolomitized mudrocks and marlstones with amorphous organic matter, with birdseyes filled by prismatic anhydrite, macrocrystalline and saddle dolomite, and fibrous to prismatic anhydrite nodules.

Laminated marlstones: Marlstones with irregular lamination, extensively recrystallized to microcrystalline calcite, with abundant silt-sized siliciclastic grains and rare ostracode bioclasts.

Table 2- Main characteristic of described petrofacies.

Petrofacies	Main features
Halite mosaic/massive	Matrix-replacive macrocrystalline halite with mosaic or massive structure
Halite discrete crystals	Isolated crystals of macrocrystalline halite, replacing and displacing matrix
Halite crust	Macrocrystalline halite with less than 2% matrix; locally cumulates with prismatic and hopper halite
Anhydrite nodular/mosaic	Nodular or mosaic anhydrite, replacing and displacing matrix and microbial bioconstructions
Dolostones	Microcrystalline dolomite replacing mudstones and marlstones
Microbial bindstones	Microbial carbonate bindstones
Intraclastic breccias	Breccias with carbonate, marly and evaporitic intraclasts
Fractured organic mudrocks	Shales and mudstones rich in amorphous organic matter, intensely fractured
Mudrocks with nodular carbonate	Shales and mudstones with rounded and lenticular nodules of blocky dolomite or calcite spherulites
Marly-microbial heterolites	Heterolites formed by alternation of millimetric microbial carbonate bioconstruction and marly matrix
Silty-very fine grained, micaceous feldspathic sandstones	Silty to very fine-grained, micaceous feldspathic sandstones with wave-ripple lamination
Hybrid arenites/peloidal siltstones with anhydrite	Medium-grained, muddy intraclastic-peloidal arenites and peloidal sandy siltstones, replaced by fibrous anhydrite
Bioclastic-peloidal rudstones	Rudstones with bivalve molds filled by macrocrystalline halite and peloidal matrix
Dolomitized grainstones/wackestones	Wackestones with ostracodes and grainstones with carbonate intraclasts and ostracodes
Mudstones/marlstones with birdseyes	Mudstones/marlstones with birdseyes filled by anhydrite and dolomite
Laminated marlstones	Marlstone with silt-sized detrital grains and ostracodes, with irregular lamination

4.3 Description of the wells

The sedimentological characterization of many evaporite successions should not be based only in their macroscopic features, since intense diagenesis often masks substantially any primary features in the deposits. With this in mind, core description was carried out with the support of petrographic description, integrated with macroscopic information. Figure 7 depicts the main intervals in the three described cores.

Well A

The base of well A displays siltstones, sandstones and conglomerates of the Carmópolis Member, which underlies the evaporite succession. They are overlain by marlstones and mudrocks rich in amorphous organic matter, with nodular anhydrite, birdseyes and features indicative of microbial deposition such as clotted texture and crinkly laminations (Figure 8A). These are followed by laminated (locally massive), organic mudrocks, progressively replaced by dolomite and halite (Figure 8B) with different habits/structures (mosaic/massive, as discrete crystals, and in fractures). Above this interval, mosaic/massive halite layers are partially replaced and deformed by carnallite (Figure 8C), interbedded with thick mosaic/massive halite packages and sparse reddish-to-orange mudrocks. Massive sylvinite (Figure 8D) may locally occur. Mosaic/massive halite progressively dominates toward the top of the cored section. At the top, a thin nodular/mosaic anhydrite layer covers the halite. The abrupt contact with intraclastic breccias, partially replaced by nodular anhydrite, signals the end of the cored interval.

Well B

Sandstones and siltstones, interbedded with marly-microbial heterolites, are present at the base of drill core B. Sandstones locally display skeletal halite (Figure 8E), and are interbedded with mosaic/massive halite. This interval is superposed by mosaic/massive halite and halite crusts. Mosaic/massive halite progressively gives way to a thick succession composed of organic, fractured

mudrocks, locally replaced by dolomite, with halite discrete crystals and mosaic/massive (Figure 8F). A 200-meters thick section was not available for description and hence this well was divided into two parts. The uppermost part (above the 200-m gap) displays mosaic/massive halite layers abruptly covered by intraclastic breccias (Figure 9A) with nodular/mosaic anhydrite, and a 10 cm thick bioclastic-peloidal rudstone layer. The proportion of nodular/mosaic anhydrite (Figure 9B) increases where the host is microbial. Locally, anhydrite displays an enterolithic structure. Overlying this interval, hybrid arenites and peloidal siltstones layers are replaced by anhydrite and mosaic/massive halite at the base. The hybrid sediments are abruptly covered by a thick mosaic/massive halite interval, followed by halite crusts (Figure 9C). Near the top of cored interval, mosaic/massive halite covers the hybrid arenites and peloidal siltstones replaced by anhydrite. The topmost section comprises of interbedded microbial deposits, organic shales, carbonates and hybrid sediments.

Well C

The cored section in Well C directly overlies the basement, starting with microbial bindstones interbedded with heterolites of microbial and marly laminations, with nodular anhydrite replacing marly matrix. These are overlain by brown-colored, brecciated mudrocks with nodular carbonate, overlain by brecciated microbial bindstones and a thick package of intraclastic breccias. Reddish mudrocks are overlain by nodular anhydrite replacing laminated marlstones and microbial bindstones, locally with enterolithic features (Figure 9D). The top section includes dolostones formed by extensive replacement of mudstones, wackestones and grainstones. The uppermost part is composed of dolostones from the replacement of marlstones and laminated marlstones progressively replaced by nodular and enterolithic anhydrite.

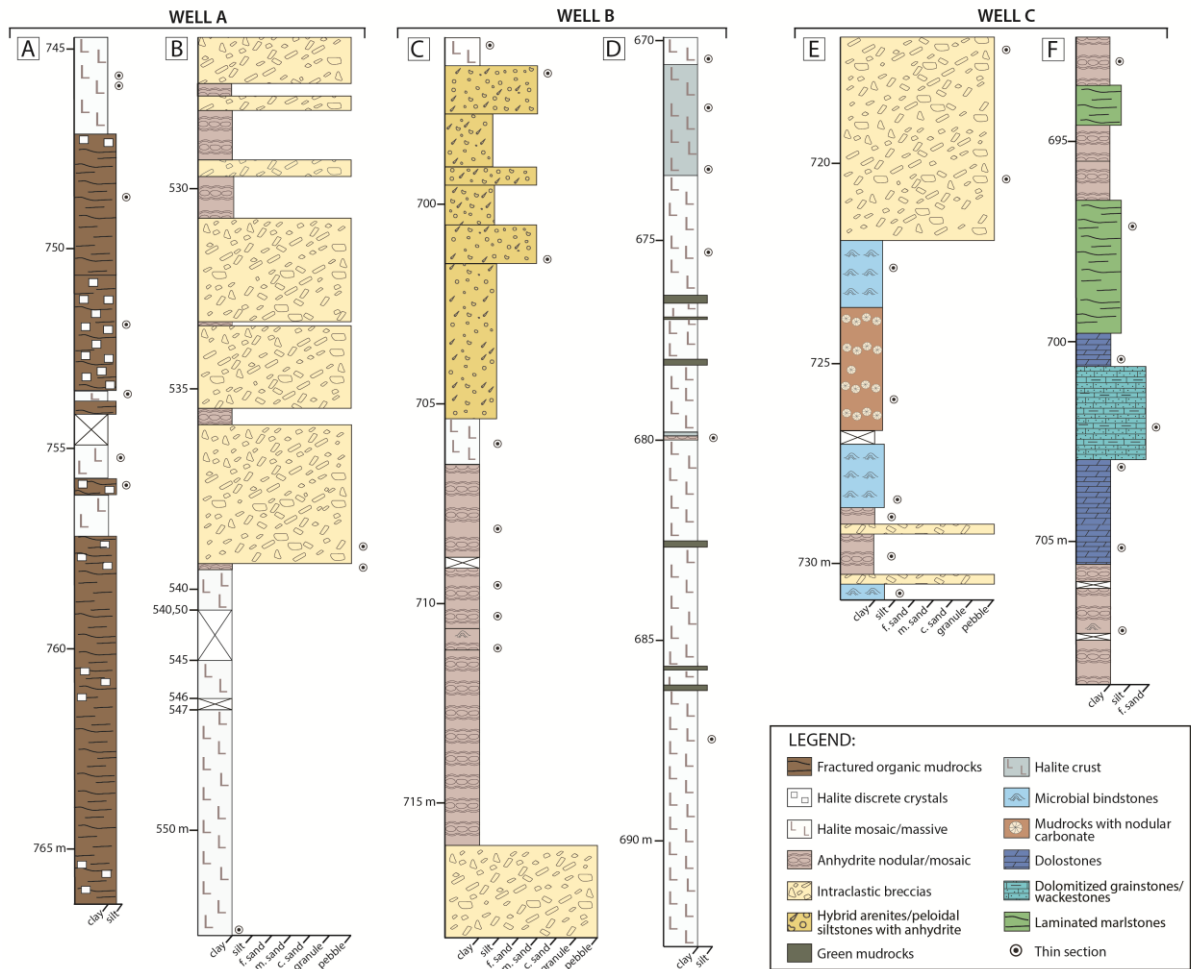


Figure 7. Lithological logs for the described drill core intervals. A) Laminated organic mudrocks at the base of Well A, progressively replaced by mosaic/massive halite and halite discrete crystals. B) Top of cored interval in Well A, with intraclastic breccias partially replaced by nodular anhydrite, overlying mosaic/massive halite. C) In Well B, intraclastic breccias are overlain by nodular/mosaic anhydrite and this by hybrid arenites and peloidal siltstones interbedded with mosaic/massive halite. D) The intermediate portion of the cored interval in Well B comprises mosaic/massive halite interbedded with halite crusts and thin layers of green-colored mudrocks. E) The association of microbial bindstones, intraclastic breccias, mudrocks with nodular carbonate and nodular/mosaic anhydrite comprises the base of the cored interval in Well C. F) The topmost interval in Well C includes nodular/mosaic anhydrite overlain by dolostones, dolomitized grainstones and wackestones, capped by laminated marlstones, partially dolomitized and replaced by nodular/mosaic anhydrite.

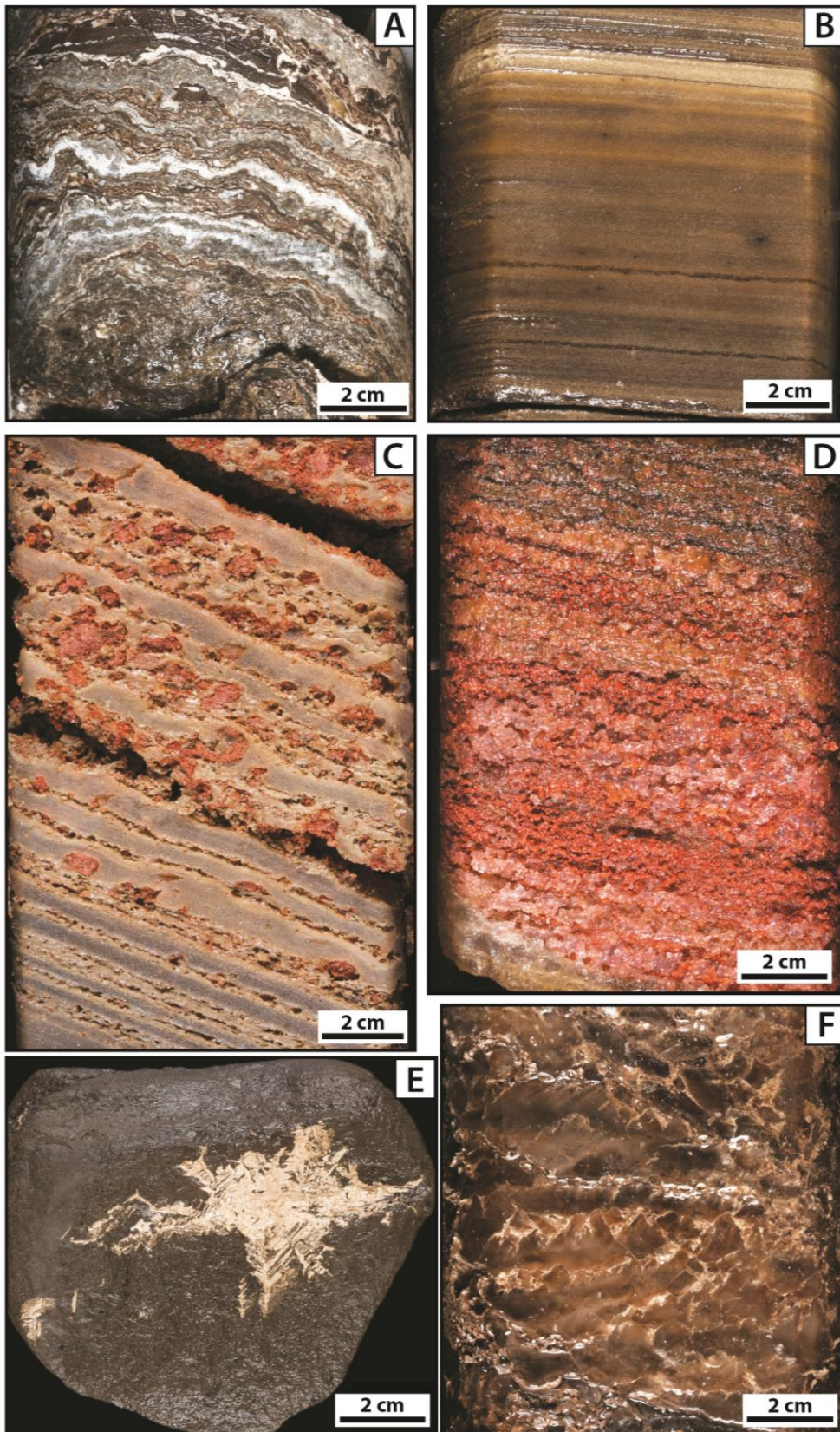


Figure 8. Macroscopic aspects of the main primary and diagenetic features. (A) Microbial bindstone with crinkly lamination. Well A, 777.50 m. (B) Mosaic/massive halite and dolomite replacing organic mudrocks, preserving the original lamination. Well A, 745.45 m. (C) Mosaic/massive halite with

anhydrite laminae partially replaced by nodular carnallite. Well A, 726.20 m. (D) Sylvinite, constituted by halite/sylvite laminations. Well A, 577.25 m. (E) Skeletal halite in fine-grained sandstone. Well B, 1037.20 m. (F) Mosaic/massive halite replacing organic mudrock, obliterating the original lamination. Well B, 994.10 m.

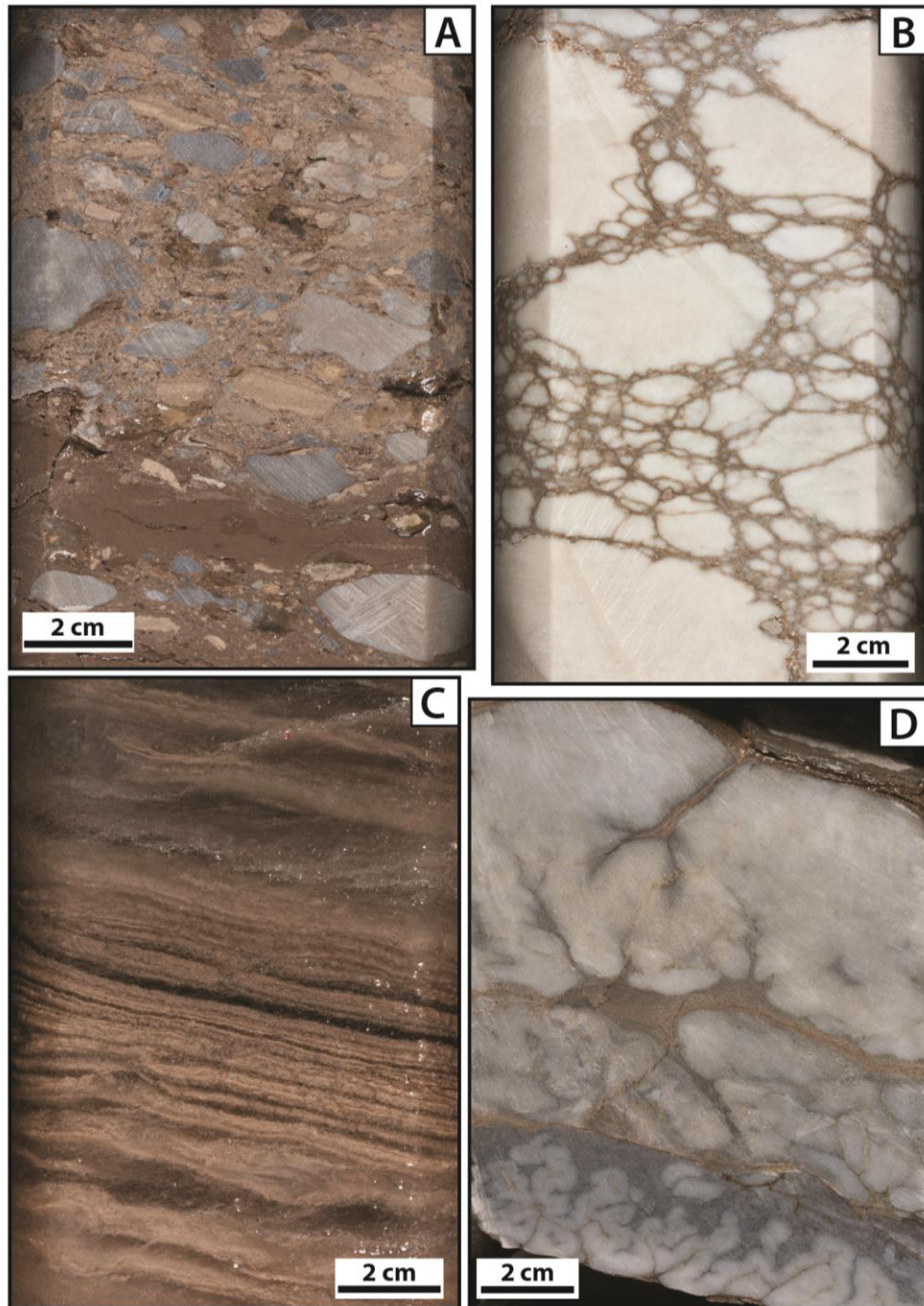


Figure 9. Macroscopic aspects of the main primary and diagenetic features. (A) Intraclastic breccia with marly, carbonate and sulfate intraclasts. Well B, 728.80 m. (B) Nodular anhydrite replacing

microbial bindstone (visible in thin section). Well B, 712.90 m. (C) Halite crusts. Well B, 673.30 m. (D) Enterolithic anhydrite replacing laminated marlstone. Well C, 695.10 m.

5. Discussion

Genetic aspects of halite, anhydrite and other diagenetic constituents

Most of the halite described in the Halite mosaic/massive petrofacies displays features that are typical of recrystallization, hampering the recognition of the features originally related with primary precipitation. Halite recrystallization is common, occurring irregularly and at variable depths, which may lead to partial or total obliteration of primary features (Hardie *et al.*, 1985; Hovorka, 1987; Warren, 2016). The recrystallization process may take place early, due to changes in salinity of surficial fluids, or late, due to increasing pressure during burial (Warren, 2016). One textural evidence of recrystallization is engulfing of host-sediment relicts and anhydrite crystals along halite crystal margins (Hovorka, 1987). Despite conspicuous recrystallization, the partial preservation of primary constituents and associated structures allows some interpretations on the original conditions for halite precipitation.

Halite mosaic/massive and Halite discrete crystals petrofacies are products of replacement of different deposits by macrocrystalline halite, including siliciclastic mud, marl, peloidal carbonate silt and microbial deposits. Often, the replacement of these original deposits took place preferentially along levels that are parallel to the host sediment original lamination. In some samples, replacement by halite was so intense that this mineral comprises most of the rock, completely destroying the primary structure, as described by Handford (1982).

Halite precipitation often takes place within the sediment, shortly after deposition and slightly below the unconsolidated sediment surface (Benison *et al.*, 2007). In some of the samples from Halite mosaic/massive and Halite discrete crystals petrofacies, deformation of the matrix lamination indicates that precipitation occurred in shallow conditions, before lithification (cf. Casas & Lowenstein, 1989; Benison *et al.*, 2015). This deformation commonly occurs in the vadose zone, in

sabkha sediments subject to subaerial exposure and periodic recharge (Smith, 1971), but may also occur in subaqueous deposits. Most halite in the analyzed rocks is associated with muddy or carbonate deposits with display predominantly subaqueous features, such as well-preserved, fine laminations, abundant organic matter and lack of desiccation features (e.g. teepees, erosional features and birdseyes). The centimetric crystals of skeletal halite that were locally observed in this succession are typical of rapid and displacive growth in evaporitic mud flats (Gornitz & Schreiber, 1981; Handford, 1991). However, other features indicative of subaerial exposure are rare, if not absent, in the studied drill cores. Therefore, the studied succession displays features suggestive of subaqueous replacement of muddy and carbonate sediments, and less commonly subaerial replacement.

In Halite crust petrofacies, the absence of matrix relicts, associated with prismatic and hopper halite crystals chaotically stacked on top of each other, indicate crystal precipitation in the water column (cf. Arthurton, 1973), settling on the bottom and forming crusts with randomly-oriented crystals (cumulates, *sensu* Handford, 1991). Commonly this type of halite deposit is intensely recrystallized (Hovorka, 1987), as observed in the studied thin sections. In this context, anhydrite with halite nodules replacing laminated siliciclastic matrix would represent episodic recharge of the saline water body by less concentrated waters (Stoffers & Kühn, 1974). On the other hand, circulation of brines promoted the precipitation of fracture and moldic pore-filling halite during burial.

Anhydrite nodules are commonly formed in vadose subaerial conditions (Tucker, 2001), but they can form in subaqueous environments during early diagenesis through replacement of laminated gypsum by anhydrite, owing to changes in brine salinity and/or temperature (cf. Kasprzyk & Orti, 1998). During burial, anhydrite nodules can form due to gypsum dehydration, or anhydrite nucleation in mesodiagenetic conditions, resulting in replacive and/or displacive nodules (cf. Warren & Kendall, 1985; Machel & Burton, 1991; Machel, 1993; Warren, 2006). The association of nodular/mosaic anhydrite with microbial bindstones, marlstones with birdseyes and intraclastic breccias in some of the described samples suggests subaerial precipitation in intertidal-supratidal

flats (cf. Hovorka, 1987). Nodule coalescence to form enterolithic and chickenwire structures in Well C is typical of supratidal zones in coastal sabkhas (Warren, 2016). On the other hand, the absence of other features indicative of subaerial exposure, such as teepees, intensely-deformed, erosional and collapse structures in many samples with nodular anhydrite point to subaqueous deposition. Laminated anhydrite locally found in Well C was formed by lateral coalescence of anhydrite nodules along the original structure of the host sediment, such as observed by Warren (2006).

Precipitation of pore-filling anhydrite in birdseyes and fenestral pores in microbial bioconstructions may have happened shortly after deposition or later on, during burial. Fracture and moldic pore-filling in carbonate rocks took place during burial (cf. El-Tabakh *et al.*, 2004). Dissolution of associated anhydrite layers is probably the main source of late anhydrite in carbonate rocks (Warren, 2006).

Lath-like anhydrite crystals within or along the margins of halite crystals may have formed by co-precipitation with halite (cf. Hovorka, 1987). In the hybrid arenites, the presence of oriented, prismatic anhydrite crystals replacing the grains probably represents replacement of early gypsum, as described by Aref *et al.* (2002). However, orientation could also indicate original deposition as clastic sulfate grains.

Carnallite replaces locally halite and anhydrite laminae in the studied cores. Most potassium and magnesium salts are eodiagenetic, replacing halite or sulfate deposits, and are generated by concentrated brines in the final evaporation stages (Kendall, 2010), but they may also form during late burial (Rahimpour-Bonab & Kalantarzadeh, 2005).

Sylvinite, a mixture of halite and sylvite, has local occurrence and it appears to have a diagenetic origin in the studied cores. Sylvite is commonly secondary, formed by the loss of structural Mg and water in carnallite during burial, or by circulation of meteoric water (Warren, 2016).

Dolomitization of aragonite or Mg-calcite is commonly observed in evaporitic settings, such as supratidal sabkhas (Warren & Kendall, 1985). It is usually favored by Ca^{+2} e SO_4^{-2} removal from fluids, resulting from precipitation of nodular sulfates during eodiagenesis (Warren, 2000). This seems to have been the origin to cryptocrystalline/microcrystalline, blocky and macrocrystalline

dolomite that extensively replaced primary constituents in the evaporite succession of the Ibura Member. Dolomitization of laminated mudrocks at the base of the succession may be associated with increasing pore fluids concentration and sediment replacement shortly after deposition.

The pervasive dolomitization of carbonate mudstones, wackestones and grainstones forming dolostones may be related with eodiagenetic conditions, or subsurface fluid flow derived from evaporites or associated mudrocks (Machel, 2004). The limpid, blocky dolomite crystals with complex shapes occurring within recrystallized halite may have the same origin (Naiman *et al.*, 1983; El Tabakh *et al.*, 2003; Warren, 2016). Saddle dolomite, which is formed at temperatures above 60°C in many settings (Spötl & Pitman, 1998), results from mesodiagenetic precipitation from deep, supersaturated solutions, not necessarily indicating hydrothermal conditions (Machel, 2004).

The formation of calcite spherulites has been subject to controversies. They have been described in travertines (*e.g.* Cook & Chafetz, 2017), as products of microbial or abiotic precipitation, and in alkaline lakes, as a product of inorganic precipitation involving hydrothermal waters and loss of CO₂ (*e.g.* Jones & Renaut, 1994). They have also been interpreted as resulting of alkaline solutions with high Mg and silica concentrations, associated to rapid growth within gels, with or without microbial influence (Wright & Barnett, 2015). Spherulites in the Ibura Member replace mudrocks overlying microbial bindstones. The occurrence of nodules with microbial, clotted texture between the described spherulites suggests a probable microbial contribution to their formation. Clay mineral composition of the sediments hosting these spherulites was not analyzed to check if they are Mg-rich, as in other Aptian pre-salt deposits.

The replacement of evaporites, dominantly of anhydrite, by silica, is common (*e.g.* Folk & Pittman, 1971; Ulmer-Scholle *et al.*, 1993). Halite replacement by chalcedony, blocky and flamboyant quartz is also described in the literature (*e.g.* Stewart, 1951; Holdaway, 1978; Hovorka, 1987). Evaporite silicification is probably related to circulation of silica-supersaturated fluids derived from mudrocks and other adjacent siliciclastic rocks (Holdaway, 1978).

Pyrite occurrence, predominantly microcrystalline and framboidal, in the analyzed thin sections is related to degradation of organic matter by sulfate-reducing bacteria during eodiagenesis (Berner, 1984).

Considerations on the depositional environment

The recognition of the depositional environments of the studied succession is limited by the restricted distribution of the described drill cores and by the intense diagenetic modifications that affected the evaporites. Nonetheless, significant considerations regarding the depositional conditions can be made, based on the relations between depositional features that are still recognizable and the diagenetic processes and products identified in the petrographic analysis, associated with structural and textural features described in the drill cores.

The base of the Ibura Member succession is characterized by the association of microbial bindstones, fine-grained sandstones, mudrocks and marlstones. Variations in sediment input in this interval resulted in the deposition of microbial-marly heterolites. Microbial deposits are favored by high salinity (Gerdes *et al.*, 2000), and the abundance of amorphous organic matter in marlstones and mudrocks associated with microbial deposits is probably related with anoxic conditions. The association between microbial mats and dolomitized marlstones and mudrocks with birdseyes and anhydrite nodules is common in coastal sabkhas, where intra-sediment evaporite precipitation takes place in subaerial conditions (Warren & Kendall, 1985). In Well B, halite is deposited directly onto microbial bioconstructions, forming crusts, discrete and skeletal crystals along the lamination, indicating the presence of salterns (Warren, 2016) with variable concentration and depths, as well as of evaporitic mud flats.

The mudrocks that overlie the microbial bindstones are dominantly laminated and rich in amorphous organic matter, pointing to deposition in a saline water body under reducing conditions. Absence of marine fossils probably results from deposition in a lacustrine environment, in addition to inhospitable conditions in a highly-saline environment. Replacement of laminated sediments by discrete halite crystals suggests subaqueous precipitation, as also suggested by the absence of

teepees and other evidence of subaerial exposure, and the preservation of organic matter in the sediments.

Dolomitized mudrocks and halite are vertically succeeded by laminated halite and anhydrite partially replaced by carnallite. Carnallite is secondary, resulting from percolation of highly-concentrated, hypersaline fluids under eodiagenetic conditions (cf. Kendall, 2010). Sylvite along these laminae is probably the product of incongruent dissolution of carnallite (cf. Warren, 2016). These layers are interbedded with halite and sparse gray- and orange-colored mudrocks, suggesting oxidizing conditions. All halite in this interval is recrystallized, rendering it difficult to interpret the precipitation conditions. Tachyhydrite is commonly associated with this interval in the Ibura Member, but was not occurring in the described drill cores. Tachyhydrite is highly-soluble and normally not preserved in the cores, unless under special storage conditions to avoid total dissolution. The topmost thick halite package, overlying carnallite, has rare, centimetric layers of detrital sediments.

In most of the studied interval, the scarce occurrence of primary features in halite and the alternation of halite layers with laminated detrital deposits suggest that petrofacies Halite mosaic/massive represents mostly replacement of pre-existing laminated sediments. Laminated mudrocks and associated organic rocks would thus have been deposited in a water body, without direct halite precipitation in the water column.

The localized occurrence of vertically-elongated halite crystals lacking fluid-inclusion zonation could indicate bottom precipitation on fine-grained substrate (Hovorka, 1987; Cathro *et al.*, 1992), intercalated with laminae of siliciclastic mud or marl that indicate periodic recharge with less-concentrated waters (Hovorka, 1987; Lowenstein & Hardie, 1985; Schubel & Lowenstein, 1997; Benison *et al.*, 2007, 2015). Inflow of less-concentrated waters should have promoted halite dissolution, but dissolution surfaces were not identified in the studied samples.

Anhydrite laminae are interbedded with halite in the studied cores. In the laminated halite intervals where carnallite is present, interbedded siliciclastic or marly laminations were replaced by finely-crystalline anhydrite.

In summary, the origin of halite in the analyzed succession was mostly by subaqueous intrasediment precipitation in a shallow saline environment, with alternating periods of higher concentration and of recharge. The latter are recorded by the dominance of mudrocks, particularly in the middle portion of the succession. Muddy sediments may be attributed to distal alluvial system deposits along the margins of a saline lacustrine body (Lowenstein & Hardie, 1985). The scarcity of primary features in halite, similar to those described by Hardie *et al.* (1985), and of evaporite minerals that commonly occur in concentrated subaqueous environments do not support halite origin by direct precipitation from the water column.

The abrupt occurrence of intraclastic breccias overlying halite layers is related to marine inflow in the lacustrine system and to reworking of shallow-water marine deposits, indicated by the mixture of microcrystalline carbonate intraclasts with foraminifer and ostracode bioclasts, microbial carbonate intraclasts and anhydrite intraclasts. In Well C, intraclastic breccias directly overlie microbial bindstones at the base of the Ibura Member. Partial replacement of these breccias by anhydrite nodules points to percolation of concentrated fluids in the pores. Intraclastic breccias with *in situ* anhydrite nodules may point to intertidal to supratidal conditions (Demicco & Hardie, 1994). Intercalation of a decimetric layer of peloidal rudstone with bivalve bioclasts between breccia layers reiterates the episodic marine supply. Intraclastic breccias give way to microbial bioconstructions and marlstones, extensively replaced by nodular anhydrite, characteristic of coastal evaporitic environments (Warren & Kendall, 1985).

The occurrence of hybrid arenites and peloidal siltstones with foraminifer bioclasts indicates the inflow of marine waters. These sediments are replaced by anhydrite and locally by halite. Arenites and siltstones are overlain by a thick halite package, with localized features indicative of crusts and sparse, centimetric inter-bedding of detrital sediment. Gradually halite gives way to hybrid/peloidal sediments.

The topmost part of the evaporite succession is characterized by intercalated carbonate, organic and microbial bindstones, suggesting marginal marine conditions.

In Well C, the presence of dolostones, formed by replacement of mudstones, grainstones and wackestones, suggests less restrictive conditions. This association is typical of lagoonal, shallow subaqueous conditions. This section is capped by laminated marlstones, progressively replaced by nodular and enterolithic anhydrite, indicating the resumption of evaporitic conditions.

The influx of marine water in coastal evaporitic environments commonly takes place during storms and high tides, while meteoric water is supplied by groundwater and floodwater flows (Warren, 2000). The evaporitic succession of the Ibura Member points to the interaction of these two water sources, as well as to sediments derivation from continental and marine sources. At the base of the succession, the contribution is mostly continental, indicated by the dominance of fine-grained sandstones and mudrocks. However, the occurrence of dolomitized marlstones and evaporites precipitated near the sediment/water interface suggest saline conditions. Contribution of continental waters progressively decreases upsection, and the prevalence of marine sources is indicated by increasing halite volume and the presence of typically-marine fossils associated with carbonate constituents. Lithologies described in the Ibura Member point to variable salinities from brackish (1-10‰) to hypersaline waters (>350‰), the latter characterized by the occurrence of halite and Mg and K salts (Warren, 2016).

Nevertheless, the evaporite associations in the studied area, characterized by the large halite volume, in addition to the absence of direct subaqueous precipitation of carbonates and sulfates and the restrict occurrence of anhydrite, suggest that precipitation took place from sulfate-depleted brines, different from those produced by evaporation of sea water (Warren, 2016).

Therefore, the rock succession in the Ibura Member comprises mudflat deposits at the base, with intra-sediment evaporites precipitation in muddy, microbial and marly substrates, grading to subaqueous, organic-rich mudrocks partially replaced by dolomite and halite. Upsection, thickening of intensely-recrystallized halite packages, locally replaced by carnallite, and the scarcity of interbedded detrital deposits, may suggest a subaqueous origin, either as halite crusts, or from intra-sediment precipitation of halite in salterns. Establishment of marginal marine conditions takes place at the top of the succession, based on the presence of intraclastic breccias, hybrid sediments,

microbial bioconstructions and nodular anhydrite, intercalated with halite crusts, and dominant towards the topmost interval.

It is thus clear that the Ibura Member represents a complex evaporitic environment. At the base, it represents a dominantly siliciclastic, lacustrine environment, associated with mudflats that comprised microbial bioconstructions and diagenetic evaporites, with variable salinity and mixed feeding waters. The establishment of carbonate and evaporite marginal-marine environments at the top of the section indicates the advance of transgressive marine conditions onto the evaporite succession.

6. Conclusions

The integrated study of stratigraphic, sedimentologic and diagenetic features in three drill cores of the evaporite succession of the Ibura Member from the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil, yielded new information on these complex deposits:

- In the analyzed samples, most of the depositional structures were not preserved, or they were deformed, as a result from replacement and displacement by evaporite minerals. Most of the strongly replaced and deformed original deposits are siliciclastic muds and marls. Original deposits that were better preserved are microbial bindstones and intraclastic breccias. Other (less abundant) original deposits include siliciclastic, hybrid and carbonate sands.
- The main diagenetic constituents are halite, anhydrite, dolomite, sylvite and carnallite. The main diagenetic processes took place near-surface, under the influence of saline waters, but mesodiagenetic conditions also occurred, as indicated by the presence of saddle dolomite.
- Halite with mosaic/massive structures is the most abundant evaporitic rock. Intense recrystallization hampers the identification of primary precipitation conditions. However, it is possible to recognize that most macrocrystalline halite replaced muddy, laminated sediments under subaqueous conditions, as suggested by the preservation of organic matter and absence of desiccation features. Features indicative of direct subaqueous precipitation,

such as prismatic and hopper halite crystals forming cumulates, without matrix relicts between halite crystals, are very rare.

- The local occurrence of carnallite replacing halite and anhydrite laminae attest to its secondary origin. Sylvinite, composed of mixed halite and sylvite, occurs locally and is also of diagenetic origin.
- Anhydrite replaced primary constituents dominantly with nodular/mosaic structure, indicating intra-sediment precipitation. At the top of the succession, precipitation of nodular/mosaic anhydrite, commonly associated with microbial bindstones and intraclastic breccias, suggests subaerial precipitation in intertidal/supratidal zones.
- Microcrystalline dolomite is the main carbonate mineral, replacing the primary constituents under predominantly eodiagenetic conditions. Locally, dolomitization occurred due to subsurface flow of fluids derived from the evaporites themselves, or from associated mudrocks.
- Sixteen genetic petrofacies were defined for evaporite and non-evaporite rocks, based on the combination of the main depositional and diagenetic processes in the Ibura Member. Description of the lithologic succession in the drill cores was based on the identified petrofacies.
- In Wells A and B, closer to each other, the basal succession in the Ibura Member comprises halite mosaic/massive, halite discrete crystals, halite crusts, nodular/mosaic anhydrite, microbial bindstones, fractured, organic mudrocks with nodular carbonate, marly/microbial heterolites, silty-very fine sandstones, mudrocks and marlstones with birdseyes.
- Halite mosaic/massive, locally replaced by carnallite or sylvite, predominates in the intermediate section.
- The top succession is composed of halite mosaic/massive, halite crusts, nodular/mosaic anhydrite, microbial bindstones, intraclastic breccias, hybrid arenites and peloidal siltstones with anhydrite and bioclastic-peloidal rudstones. In this interval, the presence of foraminifers indicates the establishment of marine conditions.

- The succession in Well C is different from the one in Wells A and B, since evaporites are formed only by nodular/mosaic, locally enterolithic, anhydrite, associated to microbial bindstones, mudrocks with nodular calcite, intraclastic breccias, marly/microbial heterolites, dolostones, dolomitized grainstones and wackestones, and laminated marlstones.
- The influence of marine waters is evident in the study area, based on the large halite volume and the presence upsection of hybrid arenites and peloidal siltstones with foraminifer bioclasts and bioclastic-peloidal rudstones.
- Based on the interpretation of primary and diagenetic features, the Ibura Member represents a complex evaporitic environment. At the base, it represents a dominantly siliciclastic, lacustrine environment, associated with mudflats that comprised microbial bioconstructions and diagenetic evaporites, with variable salinity and mixed-fed waters. The establishment of carbonate and evaporite marginal-marine environments at the top of the section indicates the advance of transgressive marine conditions onto the evaporite succession.
- The recognition of features indicative of the depositional environment of the Ibura succession studied herein was constrained by the relatively restricted distribution of the described drill cores and by the intense diagenetic modifications undergone by these evaporites. However, new considerations regarding the depositional and diagenetic conditions in the studied succession were proposed, based on the integration of systematic petrography, SEM and XRD data with sedimentological description.

Acknowledgements

The authors are grateful to Petrobras for granting access to the cores, providing the thin sections and the XRD analysis, as well as for the authorization to publish this work. Vale Fertilizantes is acknowledged for access to the Taquari-Vassouras Mine, and Brazilian National Research Council – CNPq is thanked for the scholarship granted to the first author.

References

- Aquino, G.D., & Lana, M.D.C., 1990. Exploração na Bacia de Sergipe-Alagoas: O “estado da arte”. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4(1), 75-84.
- Araújo, C.S. de, Moretti Júnior, P.A., Madrucci, V., Carramal, N.G., Toczeck, A., & Almeida, A.B., 2009. Carbonatos aptianos do Campo de Carmópolis, Bacia de Sergipe-Alagoas: estratigrafia e modelo deposicional. *Boletim de Geociências da Petrobras* 17(2), 311-330.
- Aref, M.A.M., El-Khoriby, E., & Hamdan, M.A., 2002. The role of salt weathering in the origin of the Qattara Depression, Western Desert, Egypt. *Geomorphology* 45, 181-195.
- Arthurton, R.S., 1973. Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. *Sedimentology* 20, 145-160.
- Benison, K.C., Bowen, B.B., Oboh-Ikuenobe, F.E., Jagniecki, E.A., LaClair, D.A., Story, S.L., Mormile, M. R., Hong, B.Y., 2007. Sedimentology of acid saline lakes in southern Western Australia: newly described processes and products of an extreme environment. *Journal of Sedimentary Research* 77, 366-388.
- Benison, K.C., Zambito, J.J., & Knapp, J., 2015. Contrasting Siliciclastic–Evaporite Strata In Subsurface and Outcrop: An Example From the Permian Nippewalla Group of Kansas, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 85, 626-645.
- Berner, R.A., 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 605-615.
- Borchert, H., 1977. On the formation of Lower Cretaceous potassium salts and tachydrite in the Sergipe Basin (Brazil) with some remarks on similar occurrences in West Africa (Gabon, Angola etc.). In: Klemm, D.D. & Schneider, H.J. (Eds.), *Time-and Strata-bound Ore Deposits*. Springer, Berlin, pp. 94-111.
- Campos Neto, O.P.A., Lima, W.S. & Cruz, F.E.G., 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15(2), 405-415.

- Casas, E., & Lowenstein, T.K., 1989. Diagenesis of saline pan halite: comparison of petrographic features of modern, Quaternary and Permian halites. *Journal of Sedimentary Petrology* 59(5), 724-739.
- Cathro, D.L., Warren, J.K., & Williams, G.E., 1992. Halite saltern in the Canning Basin, Western Australia: a sedimentological analysis of drill core from the Ordovician-Silurian Mallowa Salt. *Sedimentology* 39, 983-1002.
- Cerqueira, R.M., Pereira, J. C., Pessoa, A.F.C., 1986. Jazida de Potássio de Santa Rosa de Lima (SE): Geologia e Avaliação de Reservas. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, pp. 2168-2181.
- Cook, M. and Chafetz, H.S., 2017. Sloping fan travertine, Belen, New Mexico, USA. *Sedimentary Geology* 352, 30–44.
- Demicco, R.V., & Hardie, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. SEPM (Society of Sedimentary Geology), Tulsa, OK, 265 p.
- De Ros, L. F., Goldberg, K., 2007. Reservoir Petrofacies: A Tool for Quality Characterization and Prediction. AAPG Annual Convention and Exhibition. AAPG, Long Beach, CA.
- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victoreti, F., Mastella, M., Castro, E., 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System. AAPG Annual Convention and Exhibition. AAPG, Long Beach, CA.
- Dias, J.L., 2008. Estratigrafia e sedimentação dos evaporitos neo-aptianos na margem leste brasileira. In: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.), *Sal: Geologia e Tectônica Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Beca Edições Ltda, São Paulo, pp. 222-231.
- Dunhan, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir 1, Tulsa, pp. 108-121.
- El Tabakh, M., Utha-Aroon, C., Warren, J.K., & Schreiber, B.C., 2003. Origin of dolomites in the Cretaceous Maha Sarakham evaporites of the Khorat Plateau, northeast Thailand. *Sedimentary Geology* 157(3), 235-252.

- El-Tabakh, M., Mory, A., Schreiber, B.C., & Yasin, R., 2004. Anhydrite cements after dolomitization of shallow marine Silurian carbonates of the Gascoyne Platform, Southern Carnarvon Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology* 164, 75-87.
- Embry, A. F., Klovan, J. E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19, 730-781.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Pub Co, Austin, Texas, 107 p.
- Folk, R.L. & Pittman, J.S., 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. *Journal of Sedimentary Petrology* 41(4), 1045-1058.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., & Noffke, N., 2000. Evaporite microbial sediments. In: Riding, R.E. & Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial sediments*. Springer Science & Business Media, Berlin, pp. 196-208.
- Gornitz, V.M., & Schreiber, B.C., 1981. Displacive halite hoppers from the Dead Sea: some implications for ancient evaporite deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 51(3), 787-794.
- Haeser, B., 2015. Bacia de Sergipe-Alagoas. Sumário Geológico e Setores em Oferta, Superintendência de Definições de Blocos - SDB. 13ª Rodada de Licitações, ANP.
- Handford, C.R., 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin-Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology* 29, 239-253.
- Handford, C.R., 1991. Marginal marine halite: Sabkhas and Salina. In: Melvin, J.L. (Ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-66.
- Hardie, L.A., Lowenstein, T.K., & Spencer, R.J., 1985. The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. Sixth international symposium on salt. Salt Institute. Alexandria, VA, pp. 11-39.
- Hite, R.J., 1972. Potassium and Magnesium in Cretaceous Evaporites of Northeast Brazil. *AAPG Bulletin* 56(3), 627-627.
- Holdaway, K.A., 1978. Deposition of evaporites and red beds of the Nippewalla Group, Permian, western Kansas. Kansas Geological Survey, Lawrence, KS, 43 p.

- Hovorka, S., 1987. Depositional environments of marine-dominated bedded halite, Permian San Andres Formation, Texas. *Sedimentology* 34, 1029-1054.
- Jones, B., & Renaut, R.W., 1994. Crystal fabrics and microbiota in large pisoliths from Laguna Pastos Grandes, Bolivia. *Sedimentology* 41, 1171-1202.
- Kasprzyk, A., & Orti, F., 1998. Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sedimentology* 45, 889-907.
- Kendall, A.C., 2010. Marine evaporites. In: James N.P & Dalrymple R. W. (Eds.), *Facies models 4*. Geological Association of Canada, St. John's, Nfld, pp. 505-539.
- Lowenstein, T.K., & Hardie, L.A., 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology* 32, 627-644.
- Machel, H.G., 1993. Anhydrite nodules formed during deep burial. *Journal of Sedimentary Petrology* 63(4), 659-662.
- Machel, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal, In: Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G. & Darke, G. (Eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society Special Publications 235, London, pp. 7-63.
- Machel, H.G., & Burton, E.A., 1991. Burial-diagenetic sabkha-like gypsum and anhydrite nodules. *Journal of Sedimentary Petrology* 61(3), 394-405.
- Milliken, K.L., 1979. The silicified evaporite syndrome-two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *Journal of Sedimentary Petrology* 49(1), 245-256.
- Mohriak, W.U., 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, pp. 87-165.
- Naiman, E.R., Bein, A., & Folk, R.L., 1983. Complex polyhedral crystals of limpid dolomite associated with halite, Permian upper Clear Fork and Glorieta formations, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology* 53(2), 549-555.

- Oliver, F.Z., 1997. Sequência evaporítica Ibura da Bacia de Sergipe: Revisão de fácies sedimentares, paleoambientes deposicionais e potencialidades na geração de petróleo. Dissertação de mestrado, Universidade Federal Fluminense, 147 p.
- Rahimpour-Bonab, H., & Kalantarzadeh, Z., 2005. Origin of secondary potash deposits; a case from Miocene evaporites of NW Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 157-166.
- Schubel, K.A., & Lowenstein, T.K., 1997. Criteria for the recognition of shallow-perennial-saline-lake halites based on recent sediments from the Qaidam Basin, western China. *Journal of Sedimentary Research* 67(1), 74-87.
- Silva, M.A.M., Lowenstein, T., Timofeeff, M., 1997. A Composição Química da Água do Mar Inferida Através da Análise das Inclusões Fluidas nas Halitas dos Evaporitos Aptianos da Bacia de Sergipe. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 11 (1/2), 166-167.
- Silva, M.A.M., Schreiber, B.C. & Santos, C.L.D., 2000. Evaporitos como recursos minerais. *Revista Brasileira de Geofísica* 18(3), 338-350.
- Smith, D.B., 1971. Possible displacive halite in the Permian Upper Evaporite Group of northeast Yorkshire. *Sedimentology* 17, 221-232.
- Souza-Lima, W., 2008. Sequências evaporíticas da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.), *Sal: Geologia e Tectônica Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Beca Edições Ltda, São Paulo, pp. 232–251.
- Spötl, C., Pitman, J.K., 1998. Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones a reappraisal of a burial-diagenetic concept. *International Association of Sedimentologist, Spec. Publ.* 26, 437-460.
- Stewart, F.H., 1951. The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, east Yorkshire. PART III. The upper evaporite bed. *Mineralogical Magazine* 29, 557-572.
- Stoffers, P. & Kühn, R., 1974. Red Sea evaporites: a petrographic and geochemical study. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 22, 821-847.

- Szatmari, P., 2000. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. In: Mello, M. R. & Katz, B. J. (Eds.), *Petroleum systems of South Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists AAPG Memoir 73, Tulsa, OK, pp. 69–75.
- Szatmari, P., Carvalho, R.D., Simões, I.A., Tibana, P. & Leite, D.C., 1974. *Evaporitos de Sergipe*. Projeto Evaporitos, SEM BA / SEPES, Aracajú, v. 1, 159 p.
- Szatmari, P., Carvalho, R.S., & Simões, I.A., 1979. A comparison of evaporite facies in the late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic salt basins. *Economic Geology* 74(2), 432-447.
- Timofeeff, M.N., Lowenstein, T.K., Silva, M.A.M. & Harris, N.B., 2006. Secular variation in the major-ion chemistry of seawater: Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(8), 1977-1994.
- Tucker, M.E., 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 391 p.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology—An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Wiley-Blackwell, Oxford, 262 p.
- Ulmer-Scholle, D.S., Scholle, P. & Brady, P.V., 1993. Silicification of Evaporites in Permian (Guadalupian) Back-Reef Carbonates of the Delaware Basin, West Texas and New Mexico. *Journal of Sedimentary Research* 63(5), 955-965.
- Vysotskiy, E.A., 1988. Tachyhydrite in potash formations of Cretaceous age. *International Geology Review* 30(1), 31-35.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews* 52, 1-81.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer-Verlag, Berlin, 1035 p.
- Warren, J.K., 2016. *Evaporites: A geological compendium*. Second Edition. Springer International Publishing, Switzerland, 1813 pp.

- Warren, J.K., & Kendall, C.G.S.C., 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings-modern and ancient. *AAPG Bulletin* 69(6), 1013-1023.
- Wright, V.P., & Barnett, A.J., 2015. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. In: Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., Le Heron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T. & Vining, B. A. (Eds), *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*. Geological Society Special Publications 418, London, pp. 209-219.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 21-29.

8. ANEXOS (CD-ROM)

Anexo I. Tabela de resultados de petrografia quantitativa

Anexo II. Descrições petrográficas

Anexo III. Documentação fotomicrográfica

Anexo IV. Resultados das análises de microscopia eletrônica de varredura

Anexo V. Resultados das análises de difratometria de raios-X

Anexo VI. Perfis da análise sequencial de testemunhos