

7.2.3 Evaporitos lacustres

Depósitos evaporíticos lacustres são registrados ao redor de todo o mundo e estão presentes no tempo geológico desde o pré-cambriano até o recente (Warren, 2006).

De acordo com Bohacs *et al.* (2000), os depósitos lacustres pretéritos podem ser divididos em três tipos: sub-preenchido (tradução livre do termo original *underfilled*), balanceado (tradução livre do termo original *balanced fill*) e super-preenchido (tradução livre do termo original *overfilled*) (Figura 20). Sendo assim, o tipo de lago é definido pelo quanto do espaço de acomodação está preenchido por alguma combinação de água/sedimento em um determinado espaço de tempo (Tabela 10).

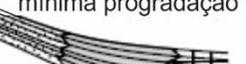
Tabela 10 – Alguns exemplos de depósitos evaporíticos lacustres

Sequência de interesse	Bacia/contexto	Localidade	Idade	Referências
Halita maciça do Salar Grande	Bacia de forearc Cordilheira dos Andes	Andes Centrais, Chile	Neogeno	Diaz <i>et al.</i> , 1999
Camada I e camada II	Olduvai George, Riftes do Leste Africano	Tanzania	Plioceno	Hay & Kyser, 2001
Halita lacustre (2,5 km espessura)	Bacia Hualapai	NW Arizona, Estados Unidos	Mioceno	Faulds <i>et al.</i> , 1997
Formação Green River	Lago Goesuite, Bacias Uinta e Piceance	Utah e Colorado, Estados Unidos	Eoceno	Dyni, 1981; Surdam & Wolfbauer, 1975
Formação Furnace Creek (boratos)	Death Valley, meio grabens extensionais	Califórnia, Estados Unidos	Plioceno-Mioceno	Tanner, 2002
Glauberita e gipso (bandado e nodular)	Bacia Calatayud	Espanha	Mioceno Inferior	Orti & Rosell, 2000
Grupo Mercia Mudstone	Riftes do Atlântico Norte	Sul da Grã-Bretanha	Triássico Superior	Milroy & Wright, 2000; Talbot <i>et al.</i> , 1994

Fonte: Warren, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

Conseqüentemente, o clima (incluindo aporte sedimentar e profundidade da lâmina d'água) e a tectônica exercem equivalente controle na natureza e distribuição dos vários depósitos lacustres. Logo, mudanças climáticas e tectônicas significam que antigas bacias lacustres podem evoluir de um tipo de lago para outro, várias vezes ao longo da sua história (Figura 21) (e.g. Lambiase, 1990 e Warren, 2006).

Figura 20 – Atributos dos três principais estilos de bacias lacustres.

Tipo de lago e associação de fácies	Estratigrafia	Litologias	Sedimentologia	Matéria orgânica	Características do querogênio/hidrocarboneto
<p>SUPER-PREENCHIDO</p>  <p>Fácies fluviais e lacustres</p>	<p>Máxima progradação</p>  <ul style="list-style-type: none"> - parassequências relacionadas a progradação lateral - máximo <i>input</i> fluvial 	<p>Predominância de sedimentos terrígenos:</p> <ul style="list-style-type: none"> - mudstone, marga - arenito - carvão, folhelho rico em carvão - coquina (em altos isolados) 	<p>Predominância de estruturas sedimentares físicas:</p> <ul style="list-style-type: none"> - <i>ripples</i>, dunas, plano-paralelas - marcas de raízes - tocas 	<ul style="list-style-type: none"> - biota de água doce carófitas e algas aquáticas - COT baixo a moderado - biomarcadores terrígenos e algais 	<ul style="list-style-type: none"> - mistura de querogênio tipo I e II - gerador de óleo e gás - baixo sulfeto
<p>BALANCEADO</p>  <p>Fácies distais alternadas</p>	<p>Mistura de progradação e agadação</p>  <ul style="list-style-type: none"> - ciclos de raseamento nítidos e comuns - <i>input</i> fluvial variável 	<p>Mistura de sedimentos terrígenos e químicos:</p> <ul style="list-style-type: none"> - mudstone, marga - arenito, siltito - grainstone, wackestone - querogenito 	<p>Estruturas sedimentares físicas e biogênicas:</p> <ul style="list-style-type: none"> - plano-paralelas - <i>ripples</i> de onda e corrente - estromatolitos, psolitos e oncolitos - gretas de contração - tocas 	<ul style="list-style-type: none"> - biota tolerante a salinidade e algas - mínimas plantas terrestres - COT moderado a elevado - biomarcadores algais 	<ul style="list-style-type: none"> - querogênio tipo I predominante com mistura de tipo I e III próximo a superfícies de inundação - principalmente gerador de óleo - óleos parafínicos - sulfeto baixo
<p>SUB-PREENCHIDO</p>  <p>Fácies evaporíticas</p>	<p>Máxima agadação e mínima progradação</p>  <ul style="list-style-type: none"> - ciclos de raseamento e afogamento de alta frequência - mínimo <i>input</i> fluvial - máxima ocorrência de evaporitos 	<p>Predominância de sedimentos químicos:</p> <ul style="list-style-type: none"> - mudstone, querogenito - evaporito - siltito, arenito - grainstone, boundstone - wackestone, micrita - conglomerado de seixos planos 	<p>Estruturas sedimentares químicas, físicas e biogênicas:</p> <ul style="list-style-type: none"> - texturas cumulativas - texturas displacivas - estromatolitos, psolitos e oncolitos - <i>climbing ripples</i> - cruzadas eólicas 	<ul style="list-style-type: none"> - biota halotolerante e halofílica de baixa diversidade - algas bacteriais - folhelho com óleo e COT alto a muito alto no centro da bacia - biomarcadores hipersalinos 	<ul style="list-style-type: none"> - querogênio tipo I - principalmente gerador de óleo - óleos parafínicos - sulfeto moderado a alto

Fonte: BOHACS *et al.*, 2000. Adaptada pela autora, 2016.

Figura 21 – Diagrama de fase dos tipos de bacia lacustre, mostrando a existência e o caráter de estratos não marinhos em geral e em particular como uma função do aporte de sedimento/água e geração de espaço de acomodação.



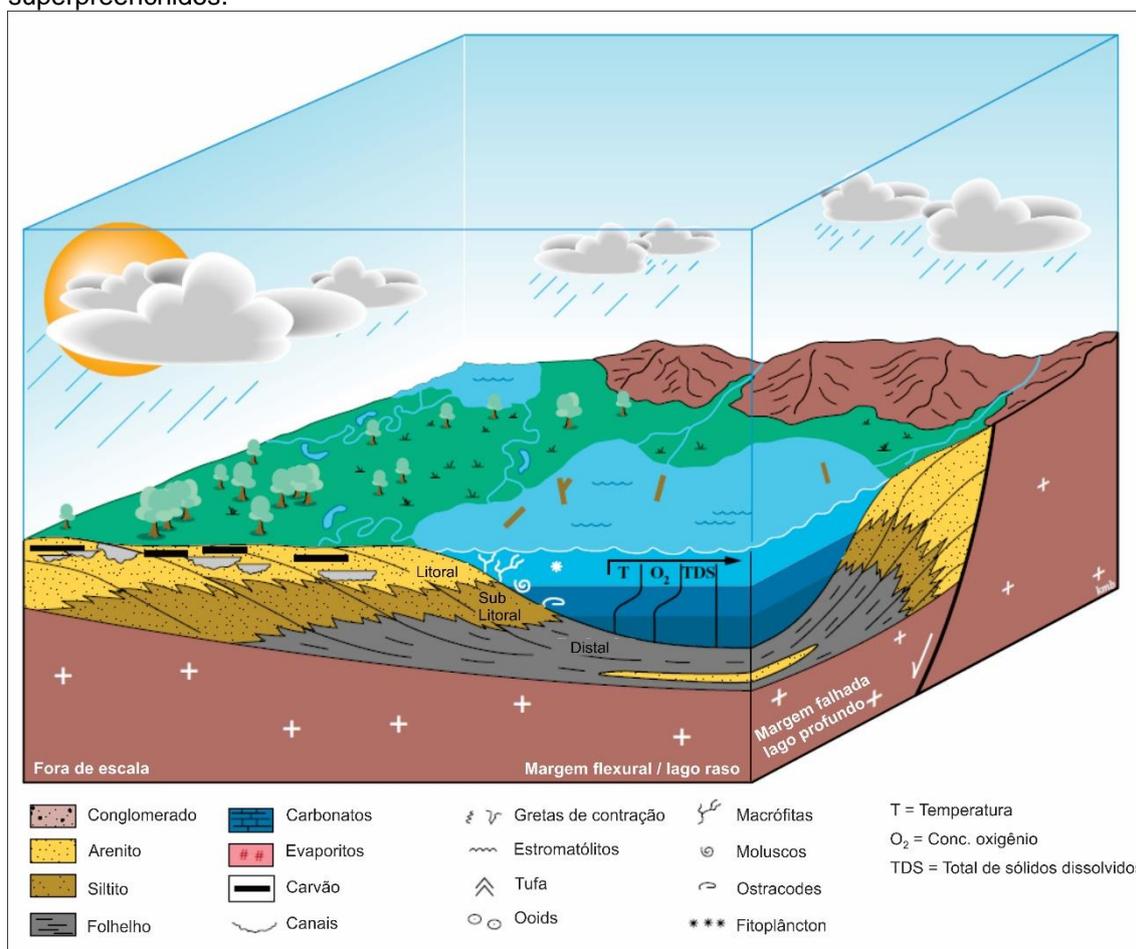
Nota: A interação entre estes dois controles se reflete na litologia, empilhamento estratal, biota e geoquímica dos depósitos do lago. O potencial de espaço de acomodação é representado pelo espaço disponível para acumulação de sedimentos abaixo do ponto de saída da bacia (uma diferença chave para os depósitos marinhos) e é influenciado principalmente pela tectônica da bacia e sua topografia (Carroll & Bohacs, 1995). O aporte de sedimentos/água é primariamente uma função do clima, juntamente com a sazonalidade e relevo local (Einsele, 1992).

Fonte: BOHACS *et al.*, 2000. Adaptada pela autora, 2016.

Lagos do tipo superpreenchido ocorrem quando a taxa de aporte sedimentar/água excede consistentemente a geração de espaço de acomodação e, geralmente, a relação precipitação/evaporação é alta e a taxa de subsidência tectônica é baixa (Figura 22). A hidrologia resultante nesse tipo de lago pode ser permanentemente ou predominantemente aberta ao longo do tempo de acumulação das sequências. O nível de água do lago é controlado pelo clima e as flutuações deste são mínimas porque a entrada de água está em equilíbrio com a saída. Estes lagos são fortemente relacionados com sistemas de rios perenes e seus depósitos são frequentemente intercalados com carvão e depósitos fluviais, formando uma associação de fácies flúvio-lacustre (termo original em inglês: *fluvio-lacustrine facies*). Esta associação é composta por margas, coquinas argilosas, *grainstones* bioclásticos, arenitos

amplamente distribuídos, *mudstones* e carvão, incluindo fauna de água doce. Há uma mistura de matéria orgânica aquática e terrestre e a maioria das estruturas sedimentares são físicas e não biogênicas (Bohacs *et al.* 2000; Warren, 2006).

Figura 22 – Diagrama esquemático destacando as principais feições de lagos superpreenchidos.



Nota: Persistente hidrologia aberta, química de água doce, lençol freático elevado, arquitetura de linha de costa progradacional, relação próxima com sistemas fluviais e comum intercalação com depósitos fluviais e carvão. (Não mostrado, mas podem ocorrer bioclastos e outros tipos de carbonatos de água doce). Este tipo de bacia ocorre quando a taxa de aporte sedimento/água consistentemente excede a geração de espaço de acomodação (geralmente quando a taxa precipitação/evaporação é alta comparada com a taxa de subsidência). Flutuações do nível do lago devidas ao clima são mínimas, pois a entrada de água está em equilíbrio com a saída. A parte a esquerda do diagrama representa lagos superpreenchidos rasos e a parte da direita, lagos superpreenchidos profundos.

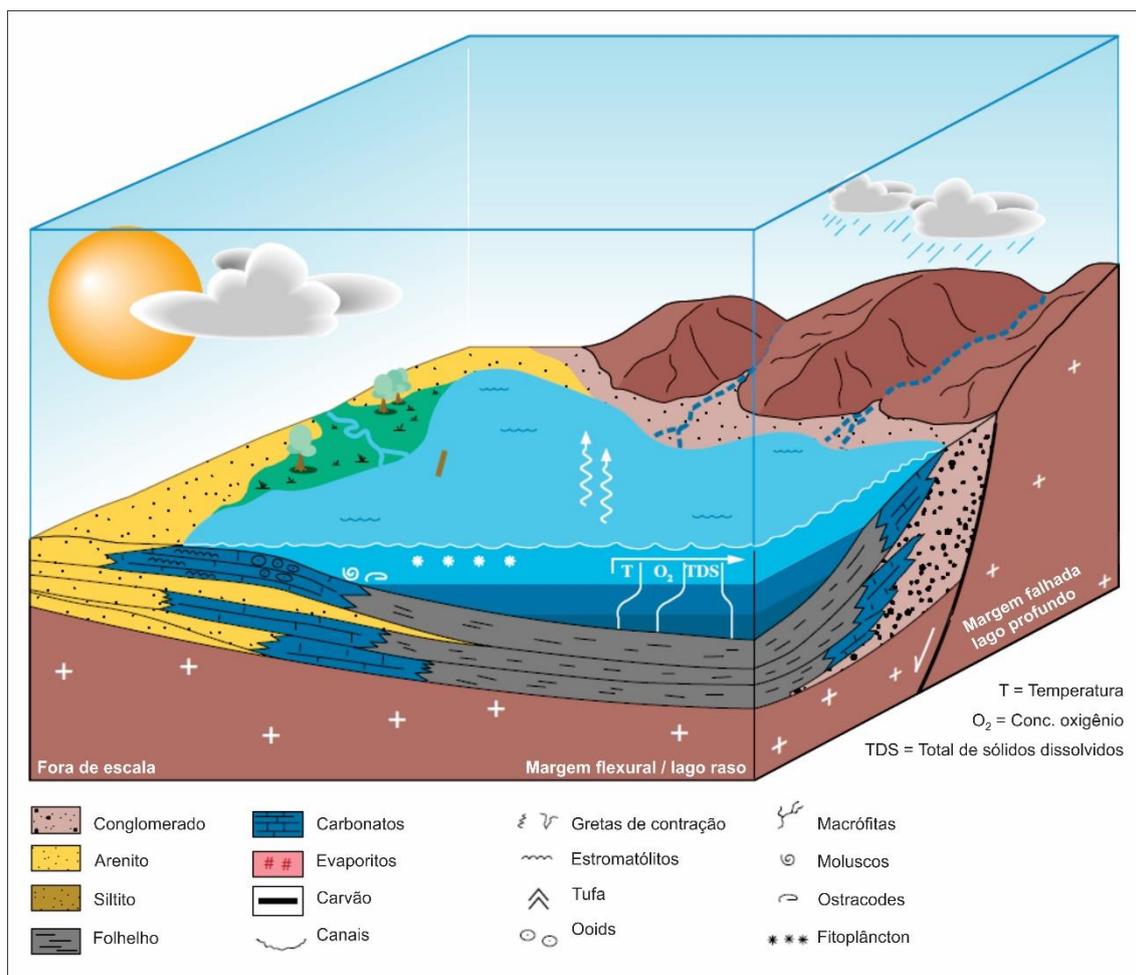
Fonte: BOHACS *et al.*, 2000. Adaptada pela autora, 2016.

Lagos do tipo balanceado ocorrem quando as taxas de aporte de sedimentos/água e geração de espaço de acomodação estão em equilíbrio, de modo que a entrada de água é suficiente para periodicamente preencher o

espaço de acomodação disponível (Figura 23). Como resultado, flutuações no nível do lago ocasionadas pelo clima são comuns, sendo a hidrologia do lago fechada durante a deposição dos sedimentos no *lowstand* e aberta durante a deposição no *highstand*. O registro de sequências deposicionais neste tipo de lago é uma combinação de progradações clásticas e agradações de sedimentos químicos devidos à dissecação, formando uma associação de fácies denominada distal alternada (termo original em inglês: *fluctuating profundal facies*). Esta associação de fácies é composta por uma complexa intercalação de heterogêneas litologias incluindo carbonatos, siliciclásticos, e *mudstones* ricos em matéria orgânica com biota de água doce a salina. A matéria orgânica mais comumente encontrada é aquática e as estruturas típicas são uma combinação de feições físicas e biogênicas (Bohacs *et al.*, 2000; Warren, 2006).

Lagos sub-preenchidos ocorrem quando as taxas de geração de espaço suplantam consistentemente o aporte de água e sedimentos, resultando em uma bacia com hidrologia persistentemente fechada com depósitos de lagos efêmeros salinos ou *playas* (Figura 24). Estes lagos individualmente têm curta duração no tempo geológico, de modo que suas parasequências são comumente pouco espessas e o empilhamento é composto por agradações verticais produzidas pelos ciclos de ressecamento que constituem a associação de fácies denominada evaporativa (termo original em inglês: *evaporitive facies*). Estas fácies apresentam litologias bastante contrastantes, que variam desde arenitos clásticos a *grainstones*, folhelhos betuminosos e evaporitos. Estes últimos geralmente cobrem uma grande área da bacia, principalmente nas porções mais baixas durante os períodos mais áridos da história do lago. Matéria orgânica tolerante a salinidade pode acumular nas fácies de borda do lago. As estruturas sedimentares podem incluir tanto feições físicas como biogênicas e ainda texturas indicativas de ressecamento (gretas de contração) e cristalização (acumulados, crescimento alinhado e texturas displacivas) (Bohacs *et al.*, 2000; Warren, 2006).

Figura 23 – Diagrama esquemático destacando as principais feições de lagos balanceados.



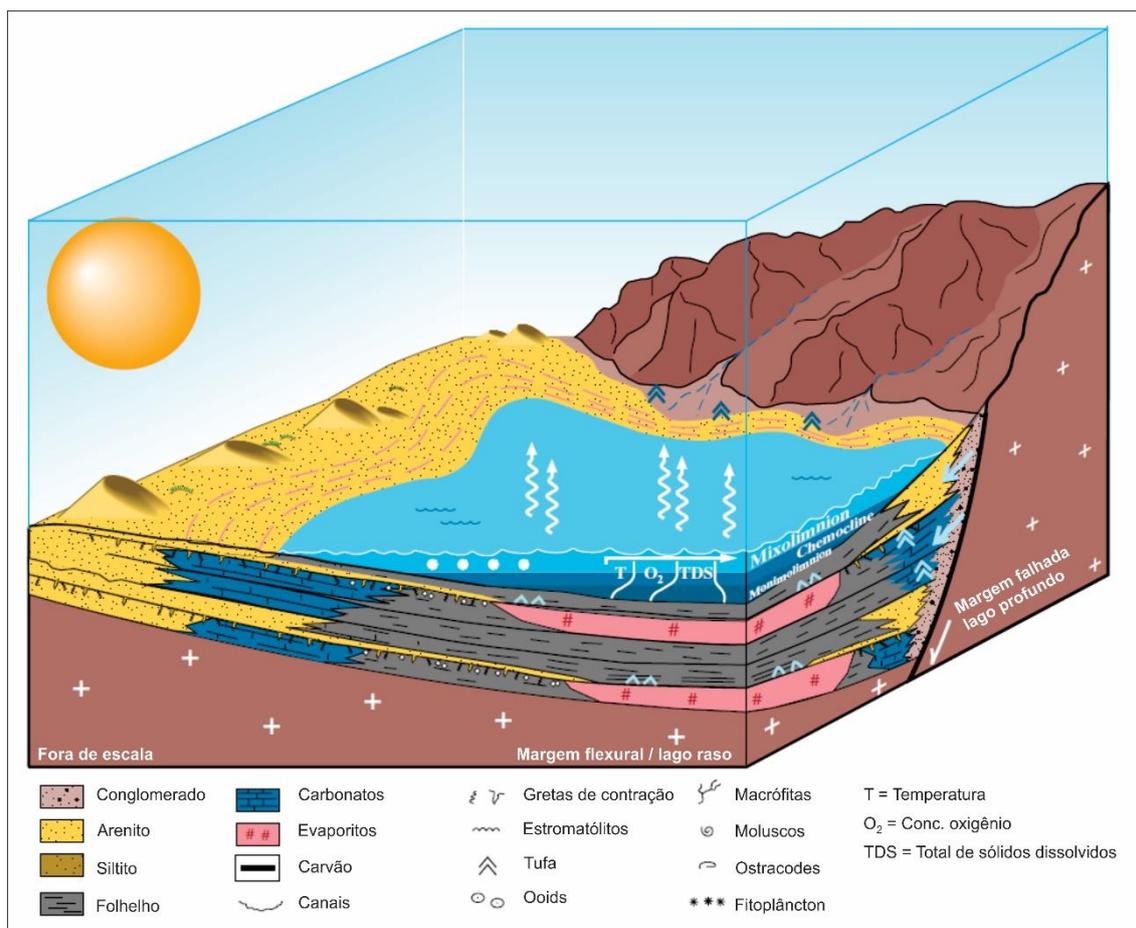
Nota: Hidrologia intermitentemente aberta, lençol freático e química do lago flutuantes, interação de estratificação química e termal das águas, arquitetura de linha de costa mista com caráter progradacional e agradacional, intercalação de estratos carbonáticos e siliciclásticos. Este tipo de lago ocorre quando as taxas de aporte de sedimento/água estão em balanço com a geração de espaço de acomodação. Os influxos de água são suficientes para periodicamente preencher o espaço de acomodação disponível, mas não necessariamente está em equilíbrio com a saída de água, então flutuações do nível do lago devidas ao clima são comuns. A parte esquerda do diagrama esquematicamente representa lagos balanceados rasos e a parte direita, lagos balanceados profundos.

Fonte: BOHACS *et al.*, 2000. Adaptada pela autora, 2016.

Os padrões de distribuição de fácies em lagos salinos diferem das bacias marinhas e carbonáticas, devido aos seguintes fatores: (1) o nível de base muda muito mais rapidamente em lagos e com amplitudes muito maiores e, (2) a salinidade não é constante. Como documentado em vários lagos salinos modernos a profundidade da água / salmoura e a salinidade do lago podem mudar centenas de metros em menos de alguns poucos milhares de anos, passando de *highstand*, de água doce, perene e profundo com acumulação de

laminitos químicos e deltas para um lago raso e efêmero composto por pequenas salinas com extensas planícies de sal e lama (Bohacs *et al.*, 2000; Warren, 2006).

Figura 24 – Diagrama esquemático destacando as principais feições de lagos subpreenchido.



Nota: Hidrologia persistentemente fechada, estratificação química das águas, lençol freático baixo, alto nível de soluto nas águas do lago, feições de ressecamento, litologias altamente contrastantes, associação comum com depósitos evaporíticos e arquitetura da linha de costa predominantemente agradacional. Este tipo de lago ocorre quando as taxas de geração de espaço consistentemente superam as taxas de aporte de sedimento/água, comumente resultando em uma bacia fechada com corpos de água efêmeros e ambientes de *playas*. O lado esquerdo do diagrama representa esquematicamente lagos subpreenchidos rasos e o lado direito, lagos subpreenchidos profundos.

Fonte: BOHACS *et al.*, 2000. Adaptada pela autora, 2016.

As intensas mudanças no nível de água de lagos podem ser exemplificadas pelo Lago Van, Turquia, em que houve uma mudança de 600 m em 2 a 3 mil anos; Lago Malawi nos Riftes do Leste Africano, com queda de 140 m do nível de água em apenas 340 anos (Owen *et al.*, 1990) e Mar Morto,

em que a lâmina de água está atualmente baixando com as mesmas taxas. Tais variações são relacionadas ao clima local e movimentações tectônicas e não por conta de mudanças do nível de base eustático dos oceanos, pois as variações nos lagos não mostram sincronismo e correlação com os modelos climáticos globais (*greenhouse* x *icehouse*). A exemplo disso, enquanto análises de fácies e datação de testemunhos do Lago Tanganika, África, mostraram que durante o Pleistoceno o lago era composto por três lagos salinos com nível de água muito mais baixo que o atual (Tiercelin & Mondeguer, 1991). Durante o mesmo período o Lago Magadi, África e Salar de Uyuni, Bolívia tiveram efeito oposto, com águas em nível muito superior ao atual, evidenciando que a dinâmica dos lagos obedece a fatores locais (Warren, 2006).

Mudanças verticais de fácies e litologias são abruptas em muitos sistemas de lagos salinos antigos, refletindo as variações rápidas e de alta amplitude nos níveis de água. Grandes quedas do nível de água levam a formação de deltas e terraços juntamente com incisões profundas ao longo dos depósitos de *highstand*. Em sistemas áridos em *lowstand*, os sedimentos do fundo do lago, recém-expostos podem ser submetidos a intemperismo subaéreo e processos de formação de solos, a exemplo do que ocorre atualmente com os laminitos do fundo do lago no Salt Flat Playa, no Oeste do Texas (Hussain & Warren, 1989).

Um dos exemplos mais famosos de depósitos evaporíticos lacustres pretéritos é a Formação Green River do Lago Gosuite, do Eoceno, em Wyoming, Estados Unidos. Os sedimentos dessa formação possuem diversos membros, que correspondem aos principais depósitos de *highstand*. Por exemplo, o Membro Wilkins Peak, o mais importante representante da fase salina do lago, possui folhelhos ricos em óleo de *highstand* e camadas de sal compostas por halita e trona de *lowstand* (momento de maior contração do lago e maior salinidade) (Warren, 2006). Minerais evaporíticos, incluindo halita, também ocorrem subordinadamente em meio aos folhelhos portadores de óleo, porém formados pela diagênese (Dyni, 1981).

Dentre as fases salinas do lago, os sedimentos da fase mais árida (Membro Wilkins Peak) depositaram-se muito mais rapidamente que os sedimentos de lago perene dos Membros Laney e Tipton. Para a mesma seção

de referência, os sedimentos destes últimos membros tiveram uma taxa de acumulação três vezes menor (variando de 88 a 104 $\mu\text{m}/\text{mil}$ anos) que os do Membro Wilkins Peak (cerca de 327 mm/mil anos) (Warren, 2006).

Outro exemplo de lago evaporítico no registro geológico é a Bacia Calatayud, na Espanha (Oligo-Mioceno), uma bacia de *foreland* formada pelo soerguimento dos Pirineus. No Mioceno, o clima flutuou de árido para úmido, mas o que foi mais importante para a deposição de evaporitos foi o suprimento de íons vindos de evaporitos e carbonatos marinhos do Triássico, situados em montanhas próximas, a norte do lago. À medida que a salmoura atingiu a parte mais central do lago, esta estava altamente concentrada e foi capaz de precipitar espessas camadas de gipso, halita e glauberita. Grande parte da glauberita, polihalita e gipso foram precipitados diagenéticos, criados pela evaporação da zona capilar das salmouras que circulavam na subsuperfície. Enquanto que as camadas de halita são primárias, precipitadas em lagos efêmeros, compostas por texturas *hoppers* e *chevron*, intercaladas com gipso primário laminado. Toda a sucessão lacustre do Oligo-Mioceno na Bacia Calatayud é composta por seis ciclos de 100 a 200 m de espessura (Warren, 2006).

7.3 Modelos de deposição para bacias evaporíticas atuais

7.3.1 Depósitos de corpos aquosos efêmeros: *sabkhas* e lagos salinos

Este item visa abordar modelos de deposição evaporítica em corpos aquosos efêmeros, focando em planícies salinas (*sabkhas*) e lagos salinos efêmeros (*salt pans*).

Até os anos 1960, não havia análogos modernos bem documentados de nódulos evaporíticos ou cristais euédricos isolados, dispersos em meio a matriz não evaporítica. Então, anidrita nodular foi descoberta nas planícies salinas costeiras do Golfo Pérsico, centradas em Abu Dhabi e diversos trabalhos passaram a ser publicados e amplamente conhecidos descrevendo o modelo de *sabkha*. Nos 15 anos seguintes o modelo de *sabkha* supramaré dominou as interpretações sobre a maioria dos sulfatos nodulares em depósitos antigos. No

início dos anos 1980, alternativas subaquosas para deposição de sais ricos em sulfato de cálcio foram apresentadas para um bom número de pequenas salinas do Holoceno alimentadas pelo mar. Ao mesmo tempo, o conceito de *sabkha* se expandiu e incorporou tanto planícies salinas marinhas como continentais, sendo os exemplos continentais tipicamente localizados próximos a lagos salinos efêmeros (Warren, 2006).

Deste modo, é necessário esclarecer o conceito de *sabkha*. *Sabkha* é uma palavra árabe que significa planície de sal e, na terminologia local do Golfo Pérsico, descreve planícies costeiras e interiores, extensas, incrustadas por sal e periodicamente inundadas. O uso geológico desta palavra implica no crescimento evaporítico intrasedimento, abaixo de uma superfície geomorfologicamente plana e com uma elevação ditada pelo topo da franja capilar (Warren & Kendall, 1985).

Ocasionalmente, o termo *sabkha* é usado de maneira restrita, no sentido de descrever anidrita em sedimentos de uma planície, depositada em um contexto marinho ou costeiro, exemplificado pelas *sabkhas* do Golfo Pérsico. Mas quando *sabkha* é usado para descrever uma "planície de sal", deve incluir tanto *sabkhas* continentais como marinhas, englobando crescimento disperso, intrasedimento de sal, incluindo anidrita e outros minerais (halita, glauberita, etc.) (Warren, 2006).

Algumas vezes o termo *playa* é usado como equivalente geológico para *sabkha* continental. No entanto, *playa* é um termo descritivo, muito mais amplo, que inclui outros contextos relacionados ao ambiente de *sabkha*, como leques aluviais distais, planícies arenosas, lagos salinos e campos de dunas. *Sabkhas* continentais podem também ser expressas por muitos termos locais diferentes ao redor do mundo, como por exemplo: *vloer / pan* (sul da África), *salt lake* (Austrália), *nor* (Mongólia), *takir* (Rússia), *kavir* (Irã), *salar* (América do Sul) e *alkali flat / salada / playa* (sudeste dos Estados Unidos). Mas estes termos locais, não necessariamente descrevem geologicamente ou geomorfologicamente as mesmas feições. Usar *sabkha* e *playa* indistintamente é um uso pobre de termos que já são pobremente definidos (Briere, 2000; Warren, 2006).

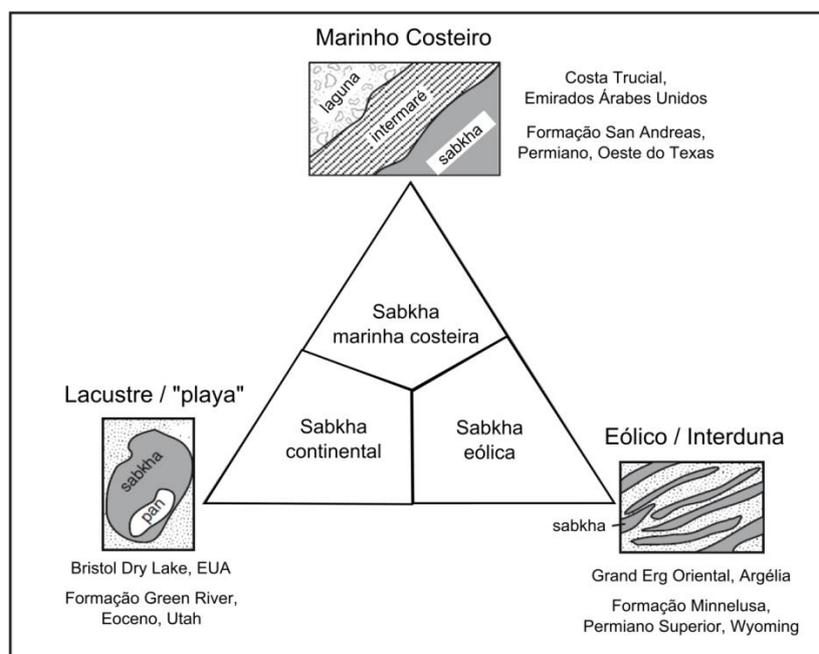
As *sabkhas* modernas do Golfo Pérsico são ocasionalmente cobertas por águas de inundação efêmeras, marinhas ou continentais, que eram, até pouco

tempo, consideradas como o maior suprimento de íons para o sal depositado de maneira dispersa em meio a matriz. Porém, atualmente se sabe que, na verdade, é a circulação de água subterrânea ressurgente o principal alimentador dos sais da *sabkha*. A superfície da planície salina é seca e subaérea na maior parte do tempo, mas contém a umidade capilar do lençol freático salino raso que fica centímetros ou, no máximo, dois metros abaixo da superfície dos sedimentos (Warren, 2006).

Sabkhas antigas são tipicamente dominadas por matriz, com sais ocupando menos de 30 - 50% de um empilhamento de até um metro. Lagos efêmeros acumulam massas e crostas de sal também de cerca de um metro, alteradas por karstificação e cimentação capilar. Enquanto que depósitos subaquosos perenes (ver item 8.3.2) tendem a ser mais puros e espessos com poucas exposições na superfície (Warren, 2006).

A matriz hospedeira na qual o sal cresce é a base para classificação de *sabkhas*, que podem ser: marinhas costeiras, flúvio-lacustres ou eólicas (Figura 25). As *sabkhas* eólicas podem ser um subconjunto de ambas, *sabkhas* marinhas costeiras e continentais (Warren, 2006).

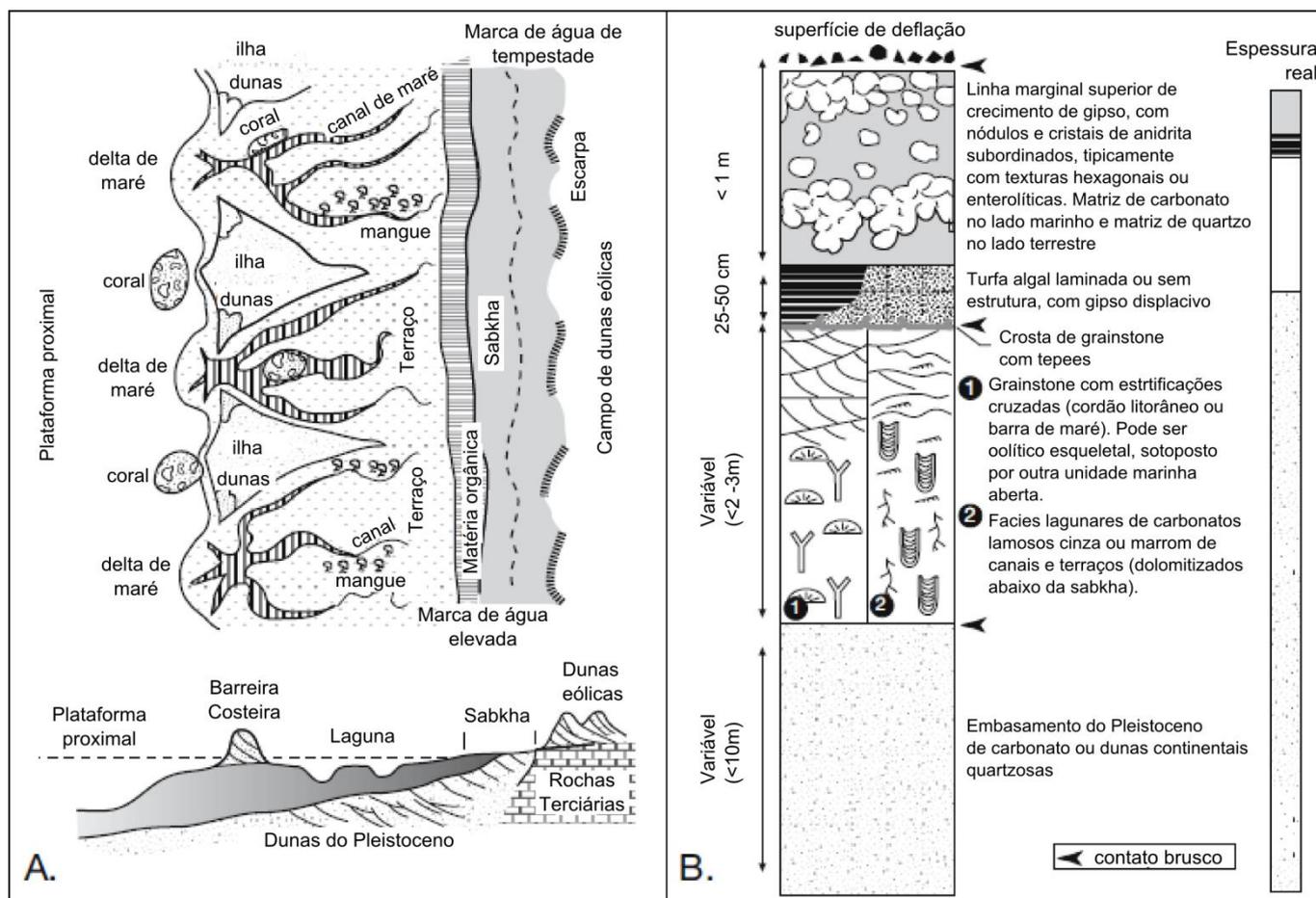
Figura 25 – Classificação de *sabkha* utilizando o contexto deposicional e os constituintes da matriz.



Fonte: HANDFORD, 1981; WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

Sabkhas marinhas costeiras modernas se formam como estreitos cinturões ao longo de desertos costeiros, incluindo a costa oeste e sul do Golfo Pérsico, costa oeste da Austrália, norte da África e Sinai. Um modelo típico de sedimentação das *sabkhas* holocênicas de Abu Dhabi é apresentado na Figura 26 (Warren, 2006).

Figura 26 – Modelo esquemático de *sabkhas* marinhas costeiras.

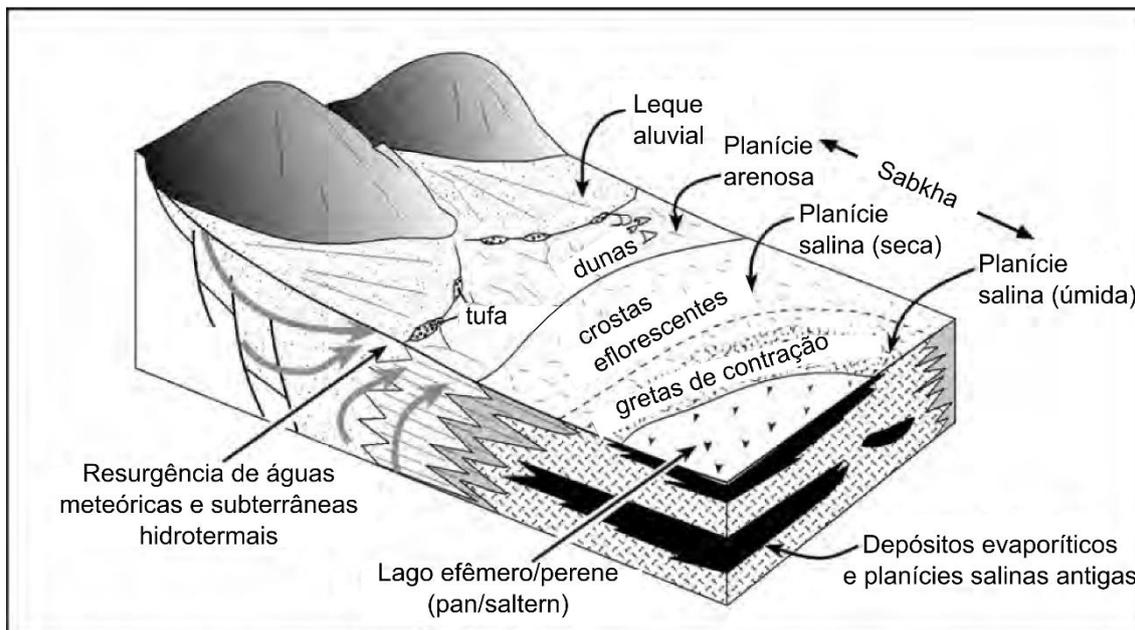


Legenda: (A) Distribuição das principais fácies carbonáticas, baseado nas *sabkhas* da região de Abu Dhabi (depois de Evans, 1995). (B) Sucessão vertical característica de uma *sabkha* costeira (depois de Warren, 1999).

Fonte: WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

As *sabkhas* continentais são parte de um complexo de *playa* (Figura 27), onde a franja capilar intercepta a superfície e situa-se na transição entre a margem da bacia e sua parte mais baixa coberta por salmoura (Eugster & Hardie, 1978; Warren, 2006).

Figura 27 - *Sabkha* continental em meio a um sistema de *playa*, mostrando várias fácies e processos do suprimento de solutos, incluindo escoamento superficial e águas subterrâneas meteóricas e hidrotermais (em parte depois de Kendall, 1992; Eugster & Hardie, 1978).

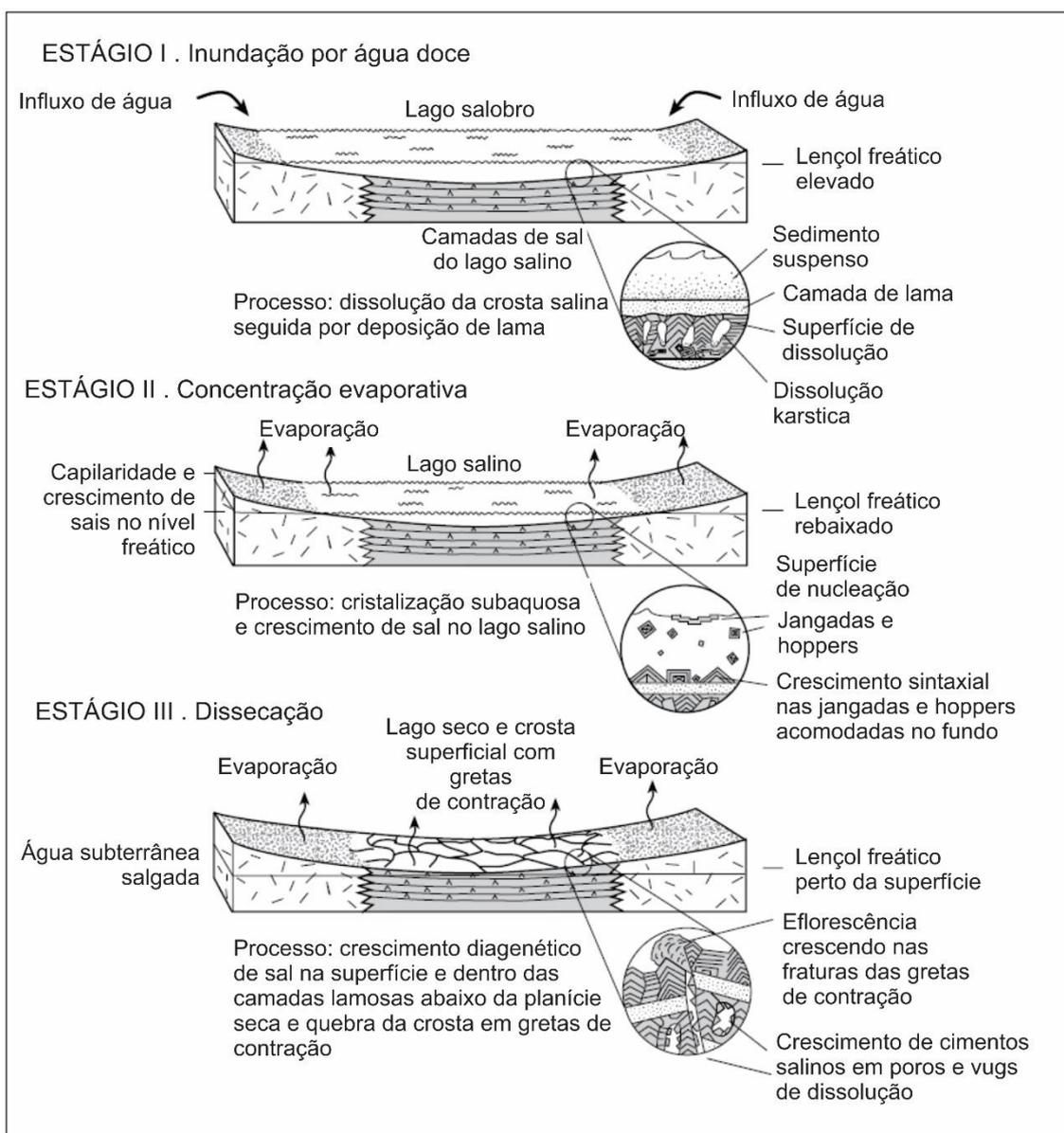


Fonte: WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

Ainda no contexto continental, ocorrem também lagos salinos efêmeros, que são intimamente relacionados à formação de *sabkhas* e situam-se na parte mais baixa do complexo de *playa*. Seus depósitos correspondem a camadas bandadas de sal com empilhamento agradacional, são muitas vezes cercados por depósitos de *sabkha* e, frequentemente, estão acima de camadas de sal mais antigas (Figura 28) (Lowenstein & Hardie, 1985).

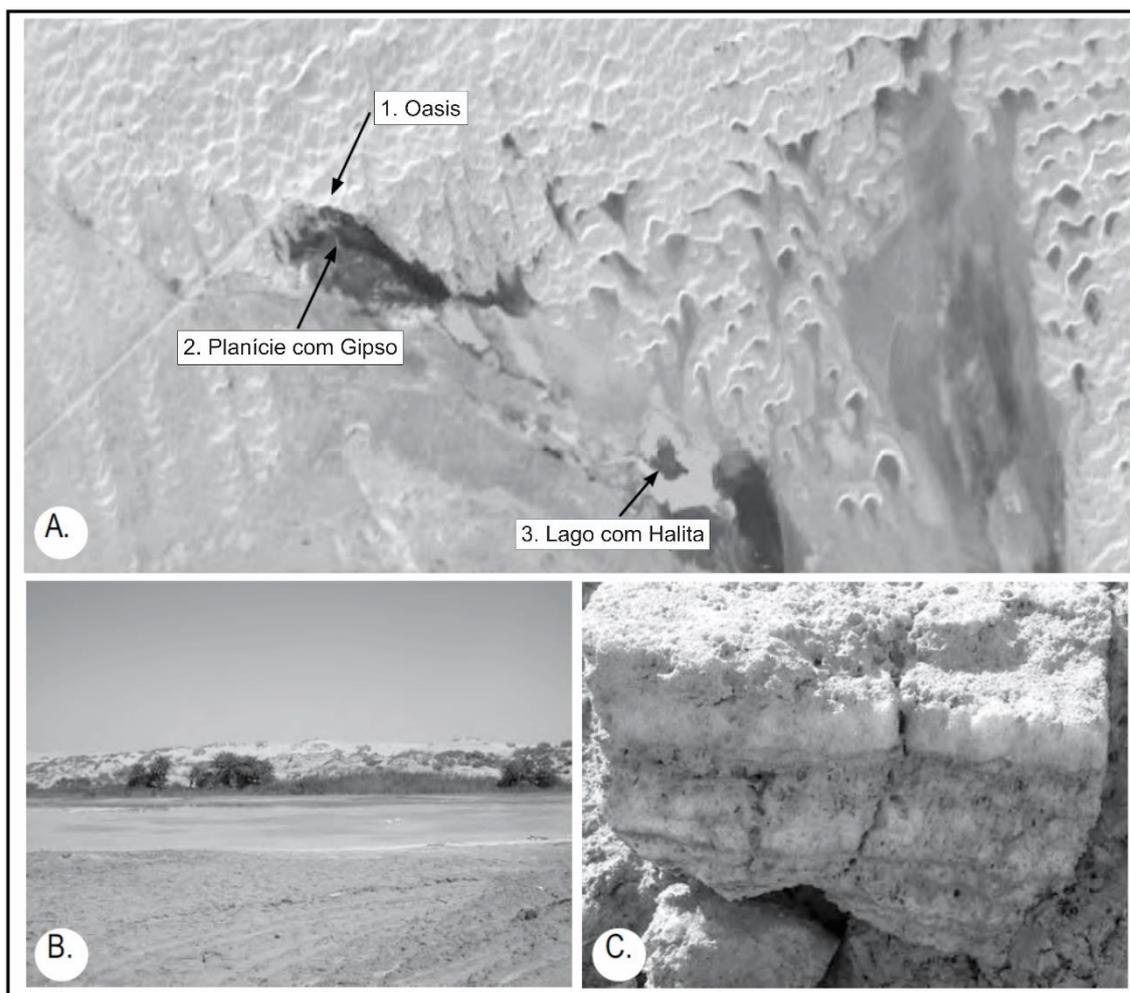
Um terceiro tipo de *sabkha* é o formado no contexto interduna eólica, conforme mostra a Figura 29.

Figura 28 – Evolução de um ciclo deposicional em um lago salino efêmero (*saline pan*).



Fonte: LOWENSTEIN & HARDIE, 1985; WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

Figura 29 – *Sabkhat* Umm Shurabyat, Arábia Saudita.



Legenda: (A) Localização geral da sabkha na borda do campo de dunas, mostrando a intersecção do lençol freático dos campos de dunas com a superfície na posição 1, onde é formado um oasis. (B) Vista da planície de gipso (*sabkha* eólica) e do oasis e campo de dunas à frente. (C) Fácies de lago efêmero com halita e silte laminado. Amostras coletadas na posição 3 e cada camada de halita tem entre 5 e 10 cm de espessura.

Fonte: WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

7.3.2 Depósitos de corpos aquosos perenes: salinas e lagos salinos

Os depósitos de evaporitos subaquosos modernos se caracterizam por salinas costeiras, de pequena escala, alimentadas pelo mar e por lagos salinos em bacias continentais com hidrologia fechada (Tabela 11) (Warren, 2006).

Tabela 11 - Alguns exemplos de evaporitos em corpos aquosos perenes quaternários em contextos costeiro e continental

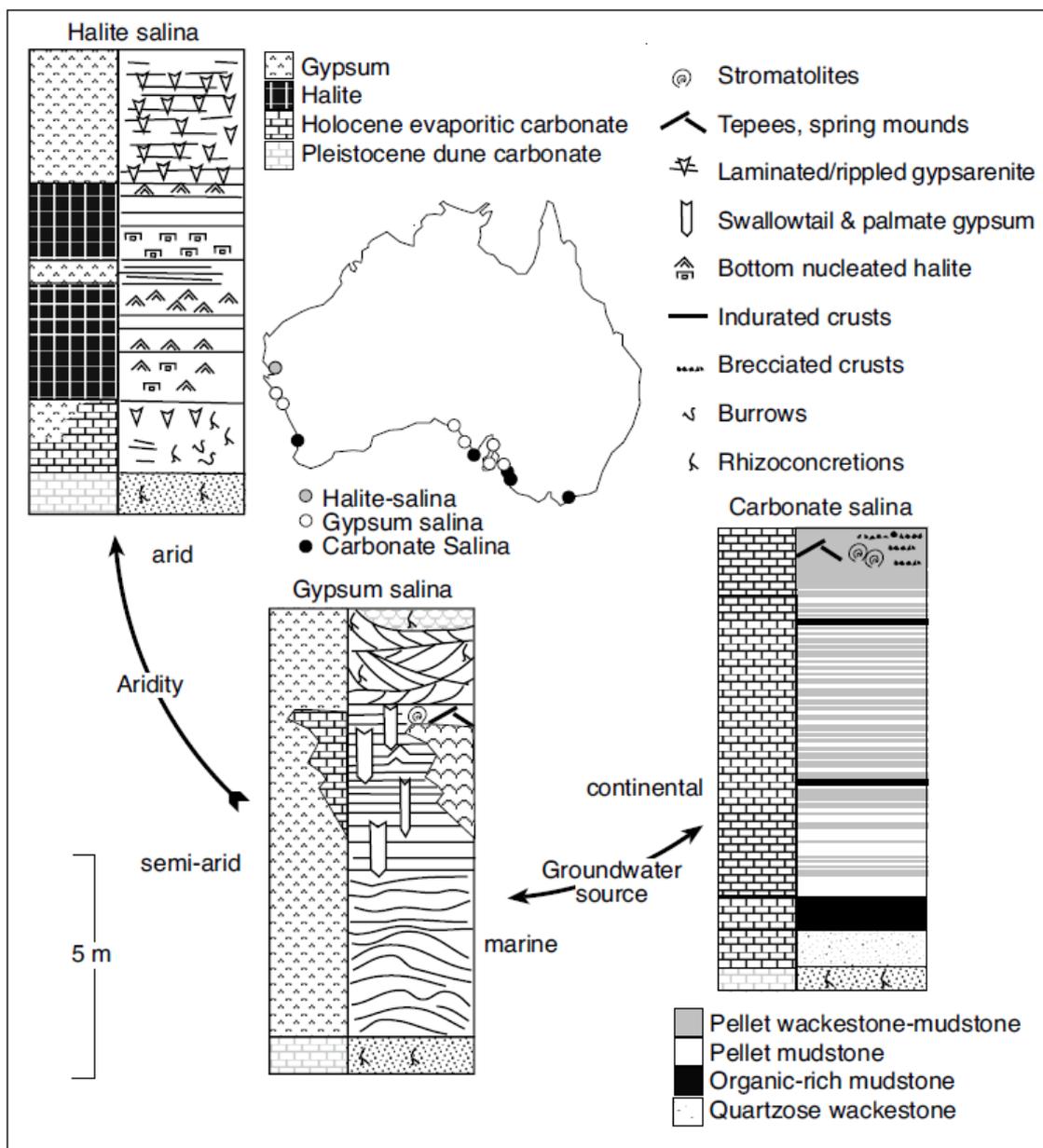
Salinas costeiras	Lagos continentais salinos perenes
Corredor interdunas Coorong, Sul da Austrália	Great Salt Lake, Utah, Estados Unidos
Salinas de gipso do Sul e Oeste da Austrália	Mono Lake, Califórnia
Lago MacLeod, Oeste da Austrália	Lagos salinos da Turquia
Ras Muhammad Pool, Sul do Sinai	Lago Urmia, NW Iran
Lago Solar, Golfo de Elat	Lagos Magadi e Natron, Riftes do Leste Africano
Lagoa Vermelha, Brasil	Mar Morto, Oriente Médio

Fonte: WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

As salinas são sistemas de depressões costeiras, abaixo do nível do mar e sem uma conexão permanente com o oceano pela superfície (ambiente restrito), mas sim por meio de barreiras semipermeáveis, muitas vezes cordões litorâneos arenosos, que permitem a infiltração de água marinha. Como mostrado na tabela acima, existem diversos exemplos de salinas costeiras na Austrália, em que se depositam vários minerais evaporíticos subaquosos, tais como gipso, halita e carbonatos (Figura 30). No Brasil, também há um exemplo de salina costeira, que é a Lagoa Vermelha, situada na costa do Estado do Rio de Janeiro e na qual predomina deposição de dolomita e produção de matéria orgânica de origem bacteriana (Figura 31) (Warren, 2006).

Em relação aos lagos salinos perenes, estes correspondem à terceira categoria da classificação de ambientes salinos lacustres de Hardie *et al.* (1978), denominada drenagens perenes – lagos salinos perenes. Tipicamente ocorrem na parte mais profunda da bacia endorreica e a maioria dos sedimentos depositados é dominada por carbonatos e siliciclásticos, sendo os sais mais solúveis menos comuns. Isso porque para manter a salmoura como um corpo aquoso perene é necessário o contínuo influxo de água na depressão do lago, vindo de rios ou fontes hidrotermais (Warren, 2006).

Figura 30 – Espectro climático de águas subterrâneas, texturas e mineralogia das salinas do Holoceno no sul e oeste da Austrália.

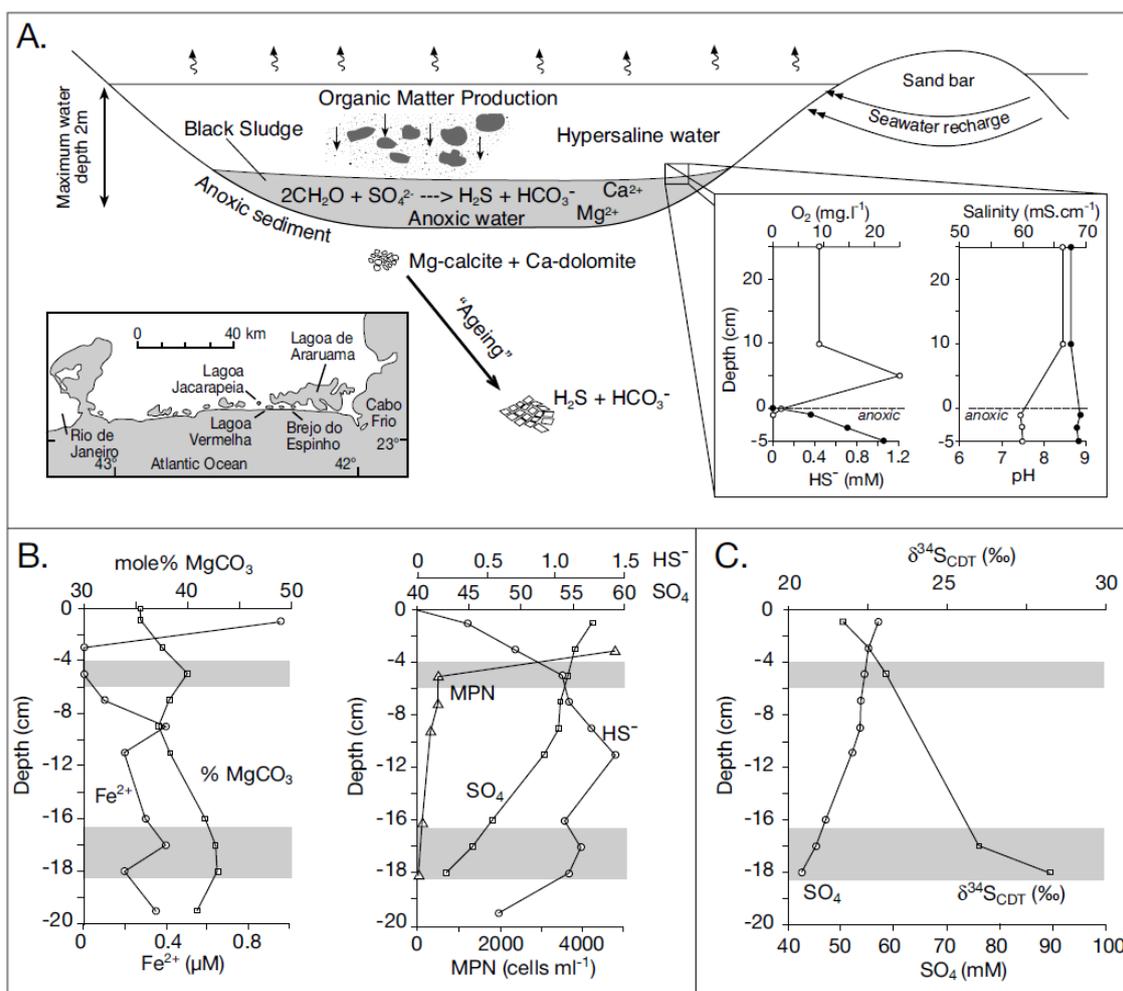


Fonte: WARREN, 1982a, b; 1990; 2006. Adaptada pela autora, 2016.

A química das salmouras de lagos salinos é muito mais variável do que a água do mar, que possui uma química muito constante, pois as proporções de íons nas águas de um lago salino perene são controladas pela química dos influxos, que por sua vez, são uma combinação da intensidade das chuvas e das litologias presentes na área de drenagem ao redor do lago (Warren, 2006).

O estilo deposicional e os controles de sedimentação nos lagos salinos modernos são praticamente os mesmos do que os descritos para os correspondentes pretéritos no item 10.3.2.3.

Figura 31 – Salina da Lagoa Vermelha, Brasil. Modelo esquemático da formação de dolomita microbiana e as condições imediatamente acima e abaixo da interface salmoura-sedimento (depois de Vasconcelos & Mackenzie, 1997; Van Lith *et al.*, 2002).



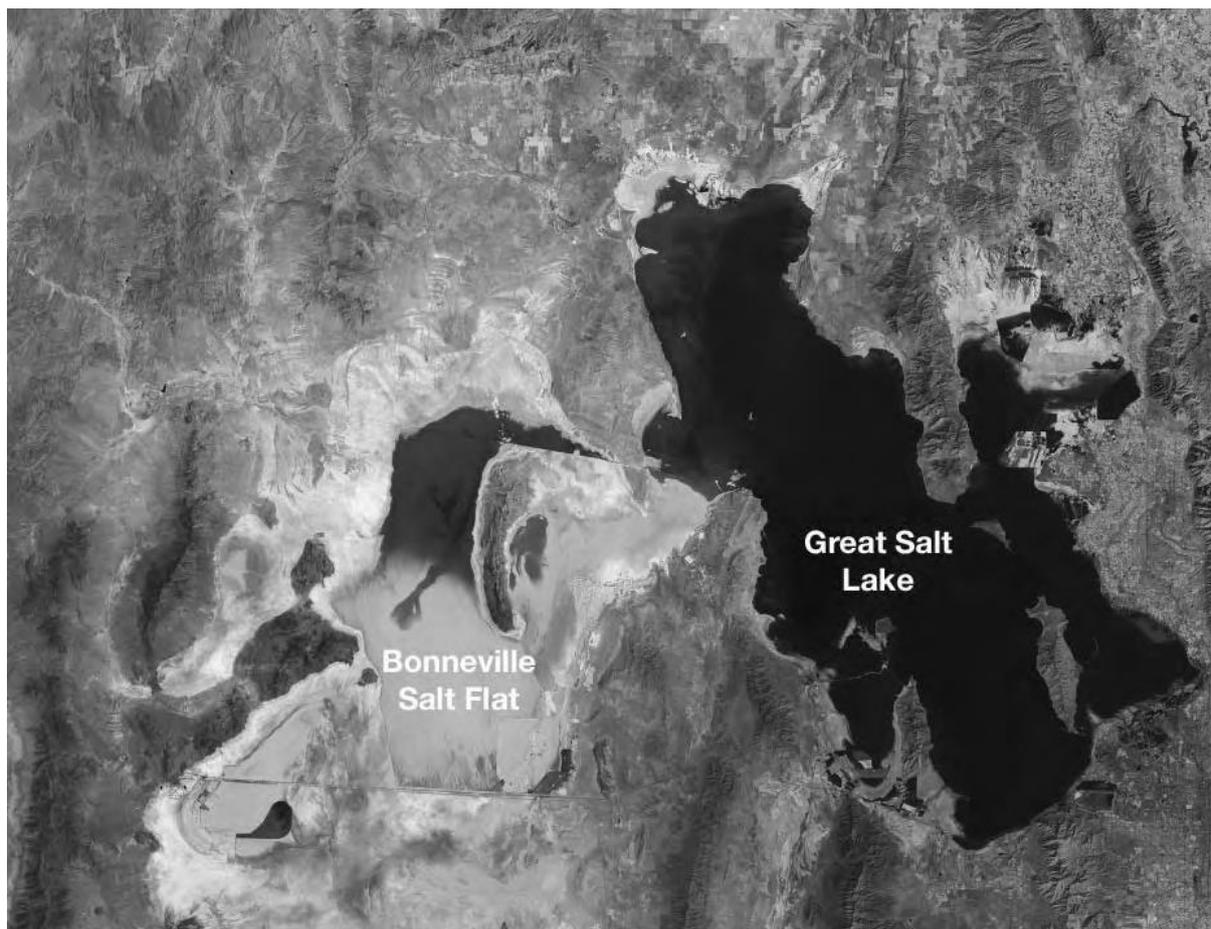
Fonte: WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

Atualmente um dos maiores lagos salinos perenes do mundo é o Great Salt Lake, em Utah, Estados Unidos, que dá nome a capital desse Estado, Salt Lake City. Este corpo de água tem se mantido por no mínimo durante os últimos 30 mil anos, onde diversas mudanças no nível do lago ocorreram, atingindo hoje uma flutuação média de 30 – 60 cm ao longo das estações do ano e com profundidade máxima de 10 m. Pelo fato do lago ser tão raso e tão

plano, pequenas mudanças no nível de água correspondem a grandes migrações da sua margem (Warren, 2006).

Este lago situa-se em uma bacia endorreica, sem nenhuma saída hidrológica superficial, na borda leste da província tectonicamente ativa Basin and Range, o que significa que a depressão do Great Salt Lake tem sido resposta a variação de subsidência e falhamentos, além das intensas mudanças climáticas desde o final do Pleistoceno. Por conta disto, o atual Great Salt Lake é o remanescente de um lago de água doce muito maior, que em algum momento, já esteve ligado ao lago pleistocênico Bonneville, que hoje é uma grande planície de sal denominada Bonneville Salt Flat (Figura 32 e Figura 33) (Warren, 2006).

Figura 32 - Great Salt Lake e Bonneville Salt Flat, Utah, Estado Unidos. Imagem Landsat NASA.

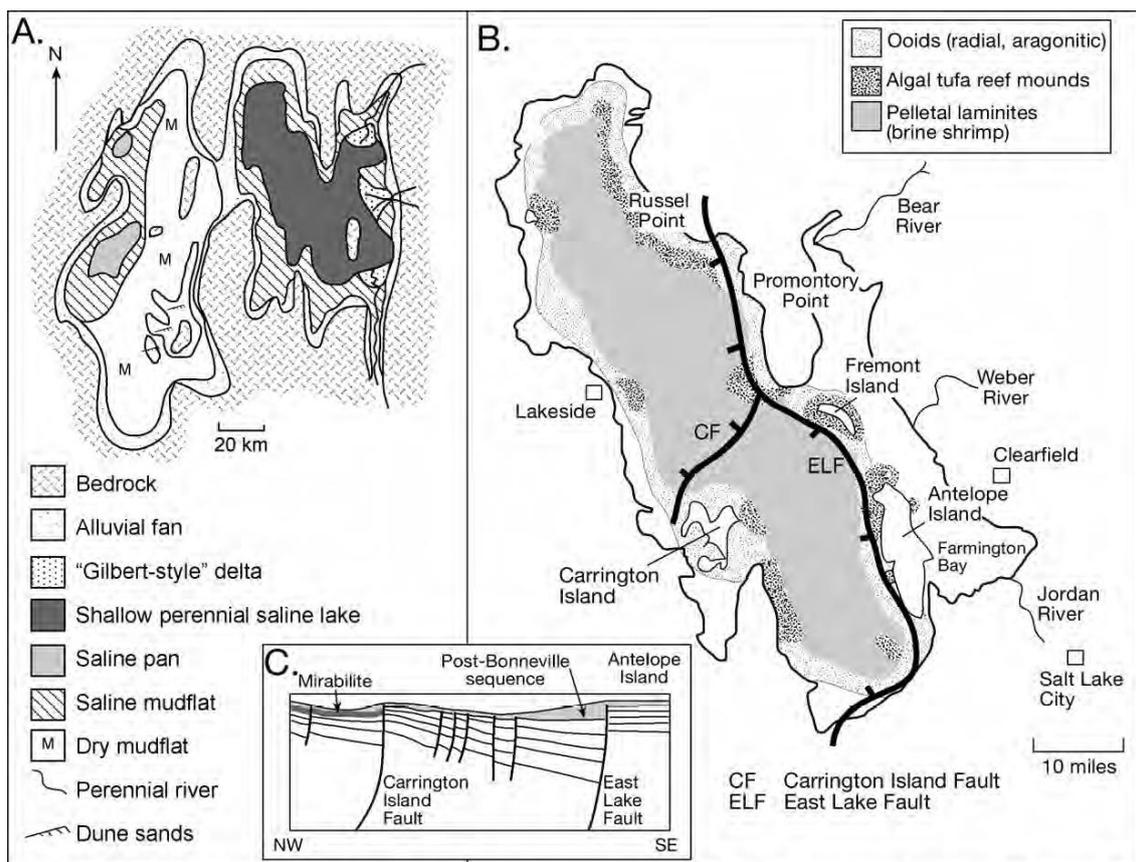


Fonte: WARREN, 2006.

As principais entradas de água no Great Salt Lake são rios, precipitação direta sobre o lago e água subterrânea. O principal meio de perda de água é por evaporação. Em períodos em que a evaporação suplanta o influxo de água, o nível do lago cai e quando ocorre o contrário, o nível do lago sobe. As áreas de influxo fluvial perene se caracterizam por deltas, porém há evidências de que estes foram muito mais ativos durante o Pleistoceno, quando o lago englobava também o Boneville e não depositava evaporitos (Warren, 2006).

Os depósitos modernos de margem são barras dominadas por ooides aragoníticos e areias peloidais. Carbonatos também precipitam além da margem em montes ao redor de nascentes (*spring mounds*), montes de algas (*algal mounds*) e estromatólitos.

Figura 33 - Distribuição de sedimentos no Great Salt Lake e arredores.



Legenda: (A) Distribuição dos contextos deposicionais no Boneville e Great Salt Lake; (B) Distribuição dos depósitos de margem do lago e localização das falhas East Lake Fault (ELF) e Carrington Island Fault (CF) (depois de Eardley, 1938 e Colman *et al.*, 2002); (C) Seção esquemática baseada em linhas sísmicas entre a Antelope Island e Carrington Island, mostrando o controle das falhas sin-deposicionais na espessura dos pacotes sedimentares (depois de Colman *et al.*, 2002).

Fonte: WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

Os depósitos de água profunda são areias onduladas e laminadas que se alternam com lama, tendo algumas camadas interrompidas pelo crescimento de sais não dissolvidos e haloturbação. Remanescentes de halita bandada do Holoceno ainda permanecem no fundo do lago, preservadas pela estratificação de densidade das águas sobre estas. Também ocorre gipso euédrico entre o primeiro e segundo metros superiores dos sedimentos do centro do lago, agora cobertos por água. Um pouco mais abaixo destes sedimentos ocorre argila aragonítica e matéria orgânica algal, que passa lateralmente para mirabilita. Como mostrado pela sísmica, a mirabilita se restringe a uma depressão controlada pela falha Carrington Island (Spencer, 1983).

Muito do sal hoje presente no Great Salt Lake foi originado do soluto dissolvido nas águas do Lago Boneville. Adicionalmente, dois milhões de toneladas de sais dissolvidos entram no lago a cada ano via rios e nascentes, que carregam material lixiviado das rochas e solos ao redor (Warren, 2006).

A subsidência causada pelas duas falhas principais no Great Salt Lake acomodam hoje mais de 3700 m de sedimentos continentais, incluindo camadas de até 13 metros de halita, próximo a East Lake Fault. Colman *et al.* (2002) concluíram que a bacia do Great Salt Lake foi e continua sendo uma área de tectônica distensional ativa e que a tectônica exerce o maior controle na distribuição e tipo de sedimentos no lago (Warren, 2006).

Outros exemplos de lagos evaporíticos em bacias distensionais, são os Lagos Magadi e Natron, nos Riftes do Leste Africano, que apresentam grande diversidade de minerais evaporíticos, tais como trona, natronita, magadiita, makatita, keyanita entre outros, devido à química peculiar dos vulcões e rochas vulcânicas ao redor (Warren, 2006).

Uma observação importante que se pode depreender da observação dos lagos do Rife Africano é que lagos continentais perenes geralmente não depositam camadas de evaporitos ao mesmo tempo em que depositam espessas sucessões flúvio-deltaicas, apesar de que a transição entre ambos é bem rápida, de cerca de poucos milhares de anos. Além disso, nem todos os lagos em um sistema rifte acumulam evaporitos, e os que acumulam, não o fazem ao mesmo tempo, ainda que sejam espacialmente adjacentes (Warren, 2006).

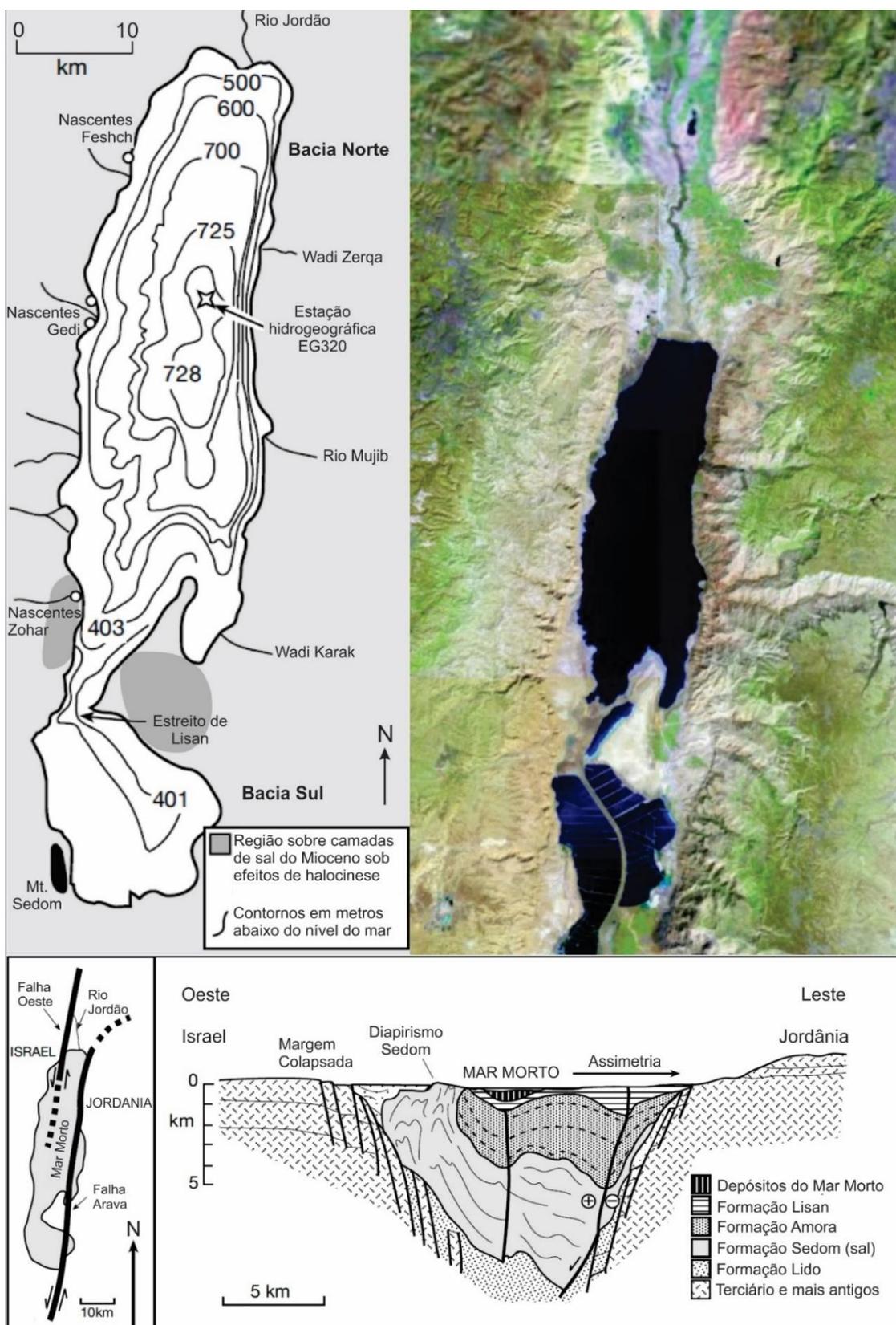
Por fim, há também lagos modernos com deposição de sal, que de alguma forma, são alimentados pela água do mar, como é o caso do Mar Morto, no Oriente Médio e do Lago Assal, em Djibouti.

O Mar Morto é, na verdade, um lago em uma bacia *strike-slip*, situada no limite entre as placas Africana e Arábica, em que o contínuo movimento transtensional desencadeou halocinese dos evaporitos do Mioceno, depositados logo abaixo (Figura 34).

Durante o Mioceno as águas do Mar Mediterrâneo invadiram a bacia do Mar Morto e criaram um ramo muito restrito, que ficou isolado e depositou cerca de 2 a 3 km de evaporitos ricos em halita da Formação Sedom, também conhecida como Formação Usdum. Atualmente estes evaporitos do Mioceno são a fonte de íons para os sais que estão se depositando no lago (Warren, 2006).

No caso do Lago Assal, este situa-se a oeste da continuação do sistema de riftes do Golfo de Aden e atualmente não tem conexão com o mar pela superfície (Figura 35). Entretanto, é alimentado pela água marinha por meio um intenso fluxo que penetra nas rochas altamente fraturadas da barreira vulcânica que o separa do Oceano. São os íons da água do mar que penetra pelas fraturas que propiciam a deposição de espessas camadas de sal.

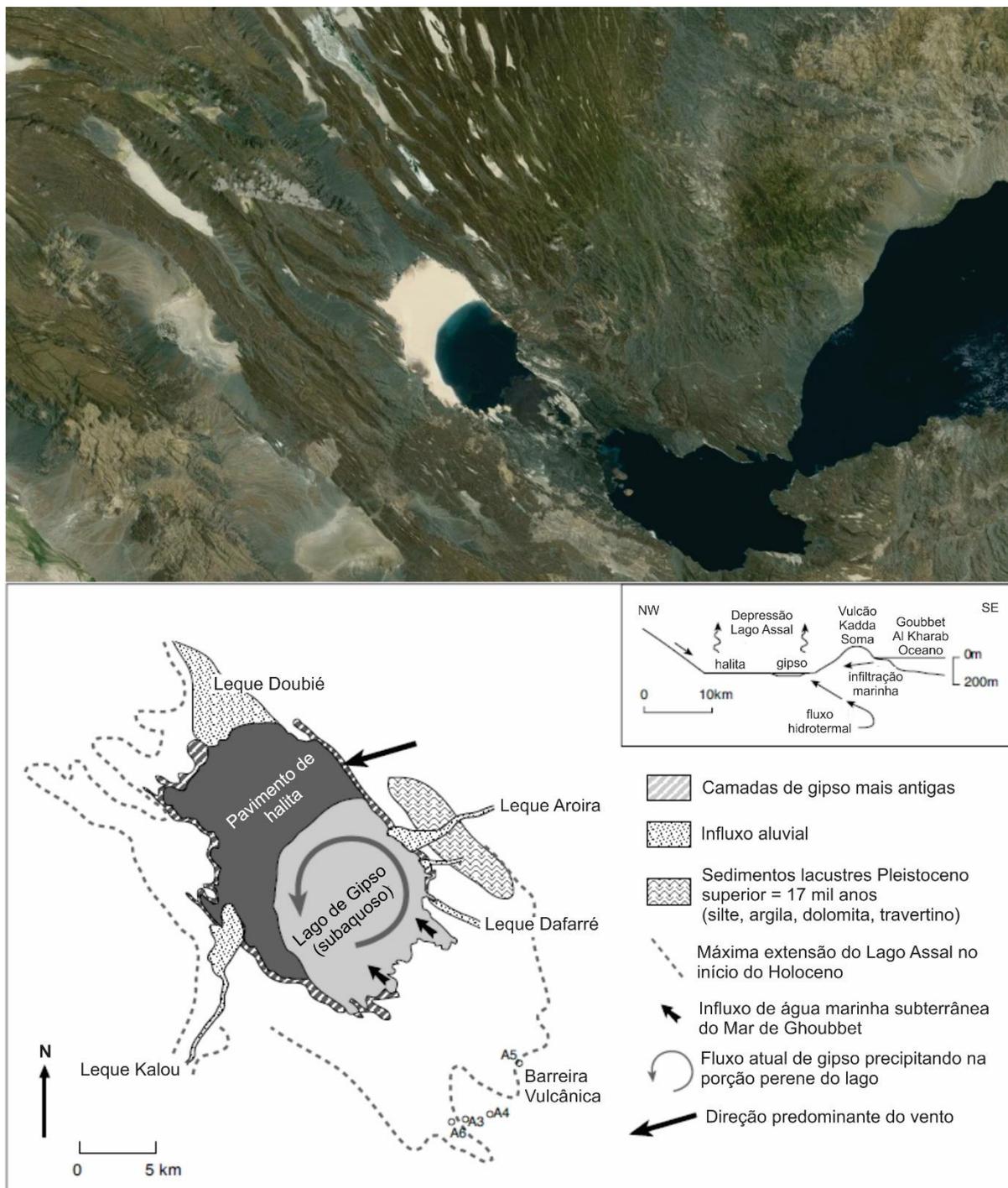
Figura 34 – Bacia do Mar Morto, no Oriente Médio.



Legenda: À direita imagem de satélite (Landsat) e à esquerda, batimetria do fundo do lago. Na parte inferior, uma visão em planta do Mar Morto com as falhas transtensionais que controlam a bacia e uma seção geológica mostrando o papel da subsidência strike-slip e da tectônica de sal na distribuição dos sedimentos (em parte depois de Zak & Freund, 1980).

Fonte: WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.

Figura 35 – Imagem aérea do Lago Assal (fonte: ESRI), distribuição dos sedimentos do Lago Assal (depois de Stieljes, 1973), no Holoceno e modelo de infiltração de água marinha no lago através de fraturas no basalto.



Fonte: WARREN, 2006. Adaptada pela autora, 2016.