

1.2 Arcabouço estrutural

Segundo Rangel et al. (1994), a evolução estrutural da Bacia de Campos está associada aos estágios rifte (tectônica diastrófica, crustal, I e II), transicional (tectônica adiastrófica, halocinese, III) e drifte (reativações e processos sedimentares, IV e V), correlacionando com a figura 4.

O tectonismo no Cretáceo Inferior, na fase rifte, está intimamente ligado a geração de falhas, por sistema de *rift-valleys*, com orientação NE-SW, tendendo a N-S na margem continental leste, formado por horsts, grábens e meio-grabéns, limitados por falhas sintéticas e antitéticas e rejeitos de centenas de metros. Ocorrem regimes de falhas com direção E-W, associados a um conjunto de falhas de transferência, com deslocamentos paralelos aos esforços distensionais (E-W). A distribuição do sistema horst-gráben influencia diretamente na espessura da camada evaporítica, repassadas pela halocinese às camadas sobrepostas. (CARMINATTI, 1987).

A tectônica adiastrófica, na fase drifte, junto com ocorrências de reativações tectônicas por distensões tardias são responsáveis pela tectônica do sal. A quiescência tectônica do Albiano, que permitiu a sedimentação das camadas evaporíticas, desestabilizou-se e iniciou o processo halocinético gerando nova distribuição estrutural da bacia, por diápiros, domos, almofadas e cascos de tartaruga (DIAS-BRITO; UESUGUI; HASHIMOTO, 1987).

Associado aos esforços extensionais de direção E-SE tendendo a NE, destaca-se entre no Eoceno e no Oligoceno a instalação de um sistema de falhas normais NE-SW, posteriormente, no Paleógeno ao Recente, associada a intensa halocinese, caracterizada por movimentação de blocos, gerando falhas de crescimento, blocos rochosos desprendidos e falhas lítricas (CARMINATTI, 1987).

1.3 Tectônica do sal

1.3.1 Sedimentação evaporítica

A deposição do sal é resultado da aridez climática associada a escassez do aporte de água. Acumulações de grande porte de evaporitos podem estar associadas a mudanças drásticas de ambiente sedimentar (marinho profundo para marinho raso), que explicam as crises de salinidade que resultam na rápida e simultânea acumulação em grandes áreas. (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

O estudo sobre os evaporitos começaram com Ochsnius em 1877, com na região de Kara-Borgaz (Figura 6), cuja finalidade era estudar a composição de suas águas e como os sais

Figura 6 - Imagem de satélite mostrando a região do Mar Cáspio e do Lago Kara-Bogaz.



Legenda: Em destaque, com o retângulo vermelho, Kara-Bogaz.

Fonte: Google Maps, 2018.

se depositavam. A partir das suas observações foi compilada a “teoria da barreira”, necessidade de condições climáticas áridas para a evaporação recorrente, circulação restrita de água e depressão pré-existente dada a rápida taxa de deposição (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Como citado por Mohriak, Szatmari e Anjos (2009), os depósitos de evaporitos obedecem a alguns princípios básicos da química e hidrogeologia descritos por Hite (1973) e Taylor (1985): fácies evaporítica obedecem a uma ordem de precipitação de acordo com a solubilidade; bacia evaporítica sofre vários influxos de água salgada do oceano e influxos e refluxos são controlados pela variação do nível do mar e pela barreira pré-existente. Segundo Kendall (1988), a deposição sequencial de carbonatos, sulfatos e cloretos apresentam sucessão vertical e lateral, conforme a Lei de Walther, sendo sulfatos e calcários próximos a entrada do mar e cloretos nas áreas centrais.

Algumas espessas bacias evaporíticas são formadas entre continentes divergentes, na fase inicial da abertura de um oceano, como nas bacias da margem continental passiva brasileira quando ainda há barreiras semipermeáveis que impedem a entrada das águas do mar. O modelo de margem continental divergente, do tipo atlântico, associa a deposição dos evaporitos a uma sequência transicional, com sedimentos intermediários entre o ambiente continental e marinho carbonático, em plataforma rasa, desenvolvida já em fase de subsidência termal, po-

dendo alcançar milhares de metros de espessura, particularmente na região de águas profundas (ASMUS; PONTE, 1973; ASMUS, 1984; MOHRIAK; PALAGI; MELLO, 1998; MARTON; TARI; LEHMANN, 2000; MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Um dos controles principais da sedimentação evaporítica é a variação do nível do mar, que por sua vez possui dependência com fatores climáticos e tectônicos. Segundo Pitman (1978), o controle tectônico sobre as maiores variações de nível do mar, obedecem a duas situações fundamentais: colisões entre continentes associada a subducção de oceanos rasos e a ampliação de oceanos antigos e profundos, e rifteamento do megacontinente associada a geração de novos oceanos e subducção de oceanos mais antigos e profundos (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

O comportamento estrutural em bacias de margem ativa divergente é importante por controlar falhas extensionais que serviram de dutos para a migração do petróleo, gerado na sequência pré-sal e acumulado em estruturas e trapas pós-sal (SCHALLER; DAUZACKER, 1986; FIGUEIREDO; MOHRIAK, 1984).

1.3.2 Halocinese

A halocinese é o termo cunhado por Trusheim (1960) para a movimentação do sal referindo-se aos mecanismos responsáveis pela deformação da camada-mãe de sal e à formação de estruturas diapíricas em escala regional. O estudo da tectônica do sal se divide em três fases definidas pelas linhas de pensamentos sobre a formação dos diápiros de sal, segundo Jackson (1995) e Mohriak, Szatmari e Anjos (2009).

A primeira fase (1850-1930) se foca em estudos em geologia de superfície e que considerava a mecânica dos diápiros associado a atividades ígneas e modelos netunistas. Inicia-se pelos trabalhos de Ville (1856) e Pošepný (1871), onde se destacavam as discordâncias entre as intrusões evaporíticas e os sedimentos sobrepostos a camada de sal. No trabalho de Böckh et al. (1929), foi observado diápiro de sal aflorante no deserto do Irã (Kuh-I-Namak, “morro de sal”), marcado pelo soerguimento dos estratos pela halocinese. (Figura 7) (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009)

Stille (1925) interpretou o diápiro de sal como sendo um caule comprimido por forças tectônicas, com camadas laterais de sal afinando em direção ao núcleo. Este modelo reforça a ductibilidade do sal em detrimento as rochas encaixantes, porém passivo as deformações tectônicas. Busk (1918) e Busk (1929) explicitam o caráter anticlinal dos diápiros (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

A partir de 1901, com a descoberta de petróleo no poço de Spindletop, no sul do Texas, ficou evidente a associação entre o petróleo e os diápiros de sal, dada a deformação dos arenitos reservatório em anticlinais, dando ênfase a utilização de métodos gravimétricos na exploração

Figura 7 - Imagem de Zagros e Kuh-I-Namak.



Legenda: A esquerda, visão em 3D de estruturas anticlinais, na região de Zagros, com extrusão de línguas de sal na superfície. A direita, imagem de satélite da Nasa mostrando o anticlinal de Kuh-I-Namak, na região do cinturão de dobramentos do Zagros, na parte sul do Irã.

Fonte: Mohriak; Szatmari; Anjos, 2009.

destes plays. Dada a inexistência de tectônica compressional, na região, a atividade vulcânica começa a ser creditada como catalisadora do diapirismo. DeGolyer (1925) em seus estudos tenta traçar um paralelo entre diápiros de sal e diques diabásicos pelo caráter intrusivo (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Harrison (1927) sugere que os evaporitos formaram diápiros onde o peso da sobrecarga sedimentar é diminuído pela erosão, como na formação de cânions, indicando um diapirismo ativo desde a deposição até o Recente. (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009)

Arrhenius (1913) relata a diferença de densidade entre os evaporitos e os sedimentos acima, configurando um efeito de flutuabilidade, fazendo com que os sedimentos mais densos afundassem e os mais leves subissem em movimentos verticais (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

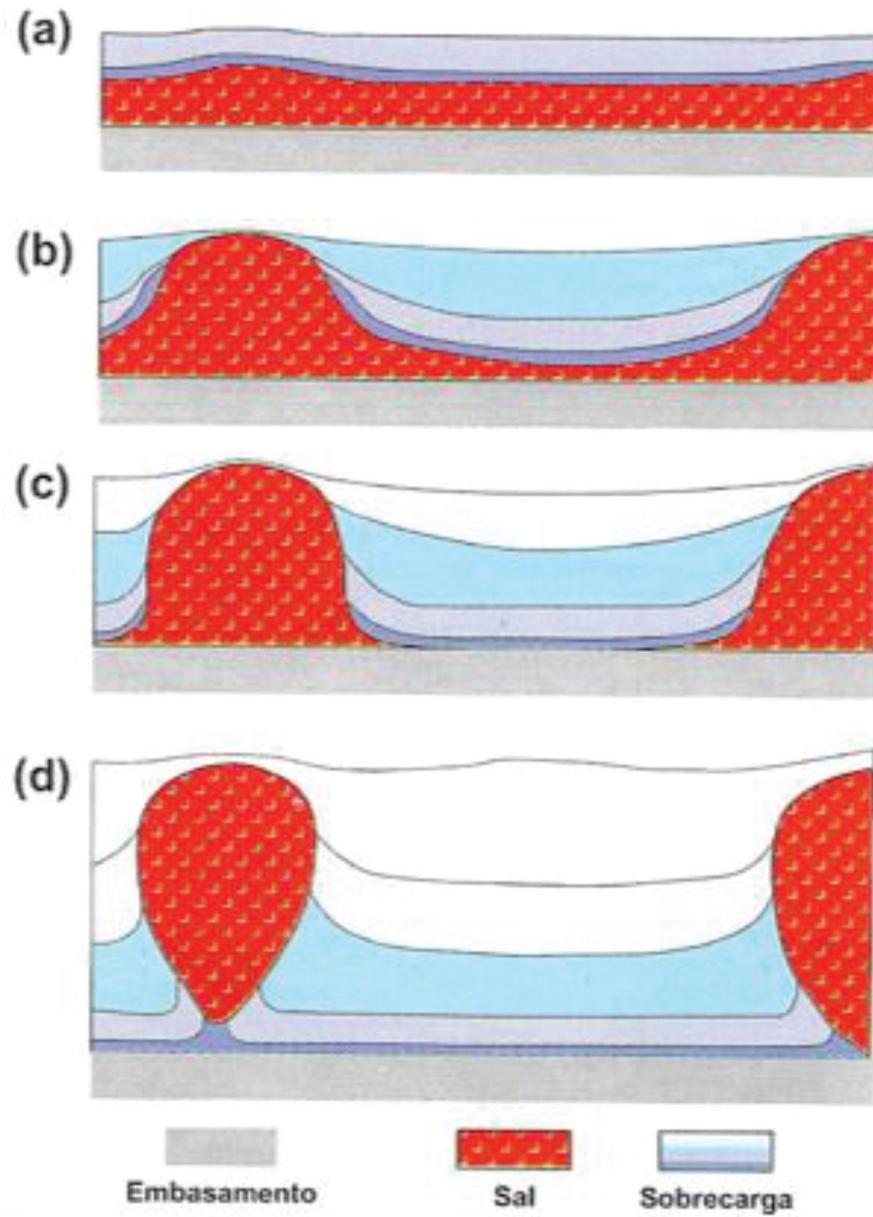
Nos modelos de Stille e Arrhenius, o sal sobe verticalmente atravessando camadas superiores, formando a princípio almofadas e em sequência diápiros.

A segunda fase (1930-1980) é dominada pelos conceitos que ligam a movimentação do sal submetido ao peso da sobrecarga sedimentar e a flutuabilidade (“Era do Fluido”). Barton (1933) considera que o diápiro de sal não rompe as camadas, o diápiro mantém-se na superfície enquanto sua base afunda com a subsidência da bacia. Seu conceito corresponde ao *downbuilding*, crescimento descendente do diápiro acompanhando o aprofundamento da bacia (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009) (Figura 8).

Jenyon (1986) e Howard e Nelson (1993) classificam os movimentos diapíricos como descendente (*downbuilding*), ascendente (*upbuilding*) e misto (*mixed building*), sendo a análise relativa a uma referência absoluta ou localização do topo do diápiro, localização da camada-base do sal (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Nettleton (1934) realizou experimentos com fluidos de diferentes densidades mostrando

Figura 8 - Modelo de crescimento de diápiro de sal por movimento descendente do embasamento.



Legenda: (a) camada horizontal; (b) almofada de sal; (c) diápiro de sal e (d) gota de sal.

Fonte: Mohriak; Sztamari; Anjos, 2009.

que apenas por gravidade e diferença de densidades, em relação ao material encaixante, formam-se estruturas diapíricas ao redor de uma estrutura depressiva periférica (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Trusheim (1960) criou um modelo baseado na fluabilidade, caracterizado em 3 etapas: almofada, diápiro e pós-diápiro. Baseado em Trusheim (1960), Ramberg (1967), Ramberg (1981) desenvolveu cálculos matemáticos para realização de modelos físicos em escala, visando a simulação do diapirismo por inversão de densidade (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009) (Figura 8).

A terceira fase os conceitos da tectônica extensional com deformação rúptil da sobrecarga sedimentar para a formação de diápiros de sal (JACKSON, 1995), baseados em experimentos de Cobbold na década de 80 (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009) e discutidos por Vendeville e Cobbold (1987) e Szatmari e Aires (1987) (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Jackson e Cramez (1989) analisaram dois modelos que podem ser considerados como membros extremos da interpretação da tectônica de sal, condicionados por distensão e por halocinese (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Em diversas publicações realizadas entre 1991 e 1995, Cobbold e Szatmari, entre outros, observaram que o deslizamento gravitacional da cobertura sedimentar forma estruturas que são também controladas pela geometria do substrato da bacia evaporítica e pela morfologia da sobrecarga (topografia da interface água/sedimentos), resultando em estruturas extensionais e compressionais, com o sal fluindo da região da plataforma para a direção do talude e da bacia profunda (COBBOLD; SZATMARI, 1991; DEMERCIAN; SZATMARI; COBBOLD, 1993; DEMERCIAN, 1996; MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

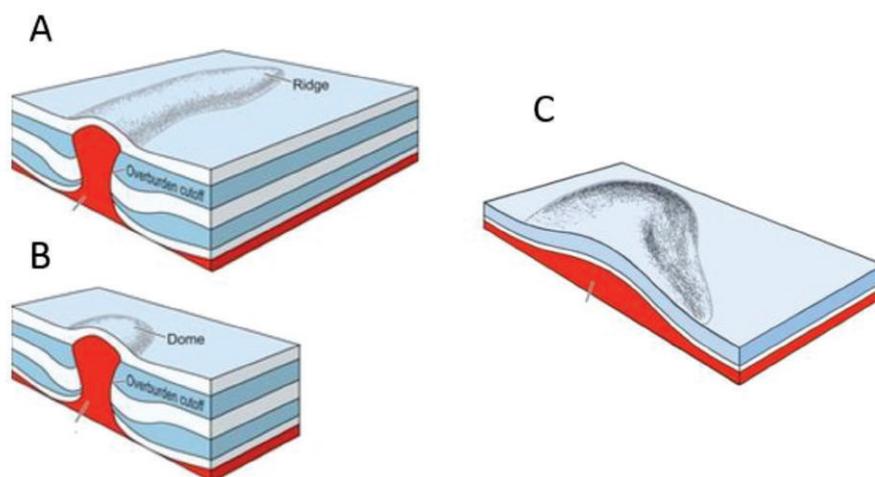
Os princípios básicos da deformação do sal seguem o comportamento dos fluidos. O regime de esforços, responsável pela formação das estruturas halocinéticas em bacias intracratônicas e margens passivas, apresenta um esforço principal na direção vertical (força de gravidade), resultando em estruturas diversas como domos de sal, muralhas de sal, falhas de crescimento, jangadas entre outras. (BARTON, 1933; NETTLETON, 1934; WEIJERMARS; JACKSON; VENDEVILLE, 1993; MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Os anticlinais associados à tectônica de sal, podem estar associados a diversas formas geométricas. Uma almofada de sal (*salt pillow*) é uma feição positiva geralmente com forma subcircular, associada à subida do sal e com camadas sedimentares concordantes com o sal. Um anticlinal de sal é uma feição estrutural associada à subida do sal, resultando numa geometria com forma mais alongada e com as camadas sedimentares concordantes com o sal (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009) (Figura 9).

Define-se um tronco de sal (*salt stock*) com um diápiro de sal de geometria subcircular, apresentando contatos discordantes com as rochas da sobrecarga sedimentar subjacente (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009) (Figura 9).

Uma muralha de sal (*salt wall*) é definida como um diápiro de sal bastante alongado

Figura 9 - Estruturas formadas pela halocinese.



Legenda: (A) Muralha de Sal; (B) Tronco de Sal e (C) Almofada de Sal
 Fonte: Jackson; Hudec, 2017.

numa direção, também apresentado contatos discordantes com as rochas da sobrecarga sedimentar subjacente (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009) (Figura 9).

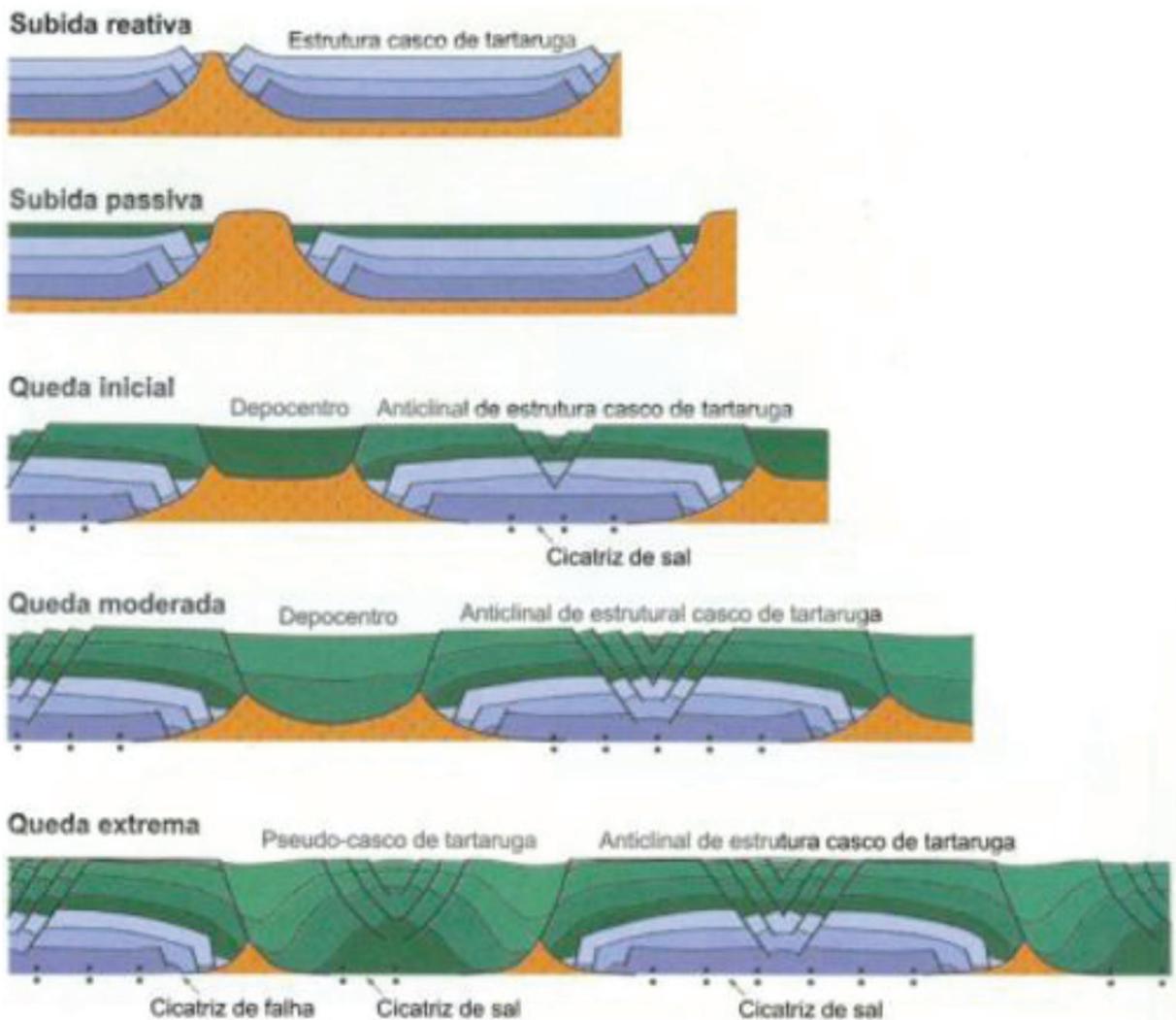
O processo de formação dessas estruturas pode ser associado a forças halocinéticas ou gravitacionais (estilo 1), força extensionais (estilo 2) e força compressivas (estilo 3).

Trusheim (1960) designou a estrutura tipo casco de tartaruga (*turtleback*) associada ao espessamento das camadas entre domos de sal, semelhantes a um casco de tartaruga, formados pela relativa depressão dos estratos sedimentares junto aos flancos de diápiros de sal. Em contexto extensional, a estrutura casco de tartaruga está geralmente associada a falhas ativas que criam uma estrutura *rollover*, em função da movimentação das camadas ao longo de uma falha lítrica normal. Em algumas situações, ocorre uma alternância de falhas ativas de um lado e de outro do casco de tartaruga, indicando diferentes épocas de subsidência (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009). (Figura 10).

1.3.3 Bacia evaporítica do Atlântico Sul

A sedimentação da camada evaporítica das bacias de margem atlântica divergente pode ser interpretada através de dados geofísicos, desde a falha de borda das bacias rifte até a região de crosta oceânica em águas ultraprofundas, definindo-se compartimentos ou domínios tectônicos extensionais e compressivos (DEMERCIAN; SZATMARI; COBBOLD, 1993; CAI-NELLI; MOHRIAK, 1998; MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Figura 10 - Halocinese associada a formação de estrutura casco de tartaruga.



Legenda: Ascensão e queda de diápiros de sal durante a extensão regional, resultando na formação de estruturas casco de tartaruga. Respectivamente, correspondem a subida reativa do diápiro de sal; subida passiva do diápiro de sal; queda inicial do diápiro de sal; queda moderada do diápiro de sal e queda extrema do diápiro de sal.

Fonte: Jackson; Hudec, 2017.

A distribuição das bacias sedimentares das margens brasileira e africana (Figura 3) indica a ocorrência de bacias evaporíticas entre a margem equatorial e a Dorsal de Walvis – Zona de Fratura de Florianópolis (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Acima da discordância erosiva da ruptura do Gondwana (*break-up unconformity*), ocorrem evaporitos geralmente iniciados por camadas de carbonatos ou sulfatos e recobertos por cloretos na direção do topo da sequência, formando ciclos evaporíticos do sul da Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe/Alagoas, em um golfo alongado entre Brasil e África. (ASMUS; PONTE, 1973; SZATMARI et al., 1974; ASMUS; PORTO, 1980; ASMUS, 1984; SZATMARI et al., 1985; DIAS-BRITO; UESUGUI; HASHIMOTO, 1987; MOHRIAK, 2003; BUENO, 2004; AZEVEDO, 2004; DAVISON, 2005; ROSENDAHL et al., 2005). A deposição ocorre de sul para o norte, dada a abertura do golfo (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

A criação de relevos tectônicos teria controlado a redistribuição dos arenitos e estaria associada à movimentação do sal na bacia, resultando na formação de grandes *rollovers* em águas profundas, através de falhas lítricas associadas à extensão das camadas sedimentares. No Platô de São Paulo, a tectônica de sal foi responsável pela formação de minibacias e grábens de evacuação de sal, expressos na batimetria como irregularidades deprimidas no fundo do mar, enquanto que intrusões ígneas e massas vulcânicas (exemplo, Monte Submarino Almirante Saldanha, na Bacia de Campos), resultam em contornos circulares positivos na batimetria (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

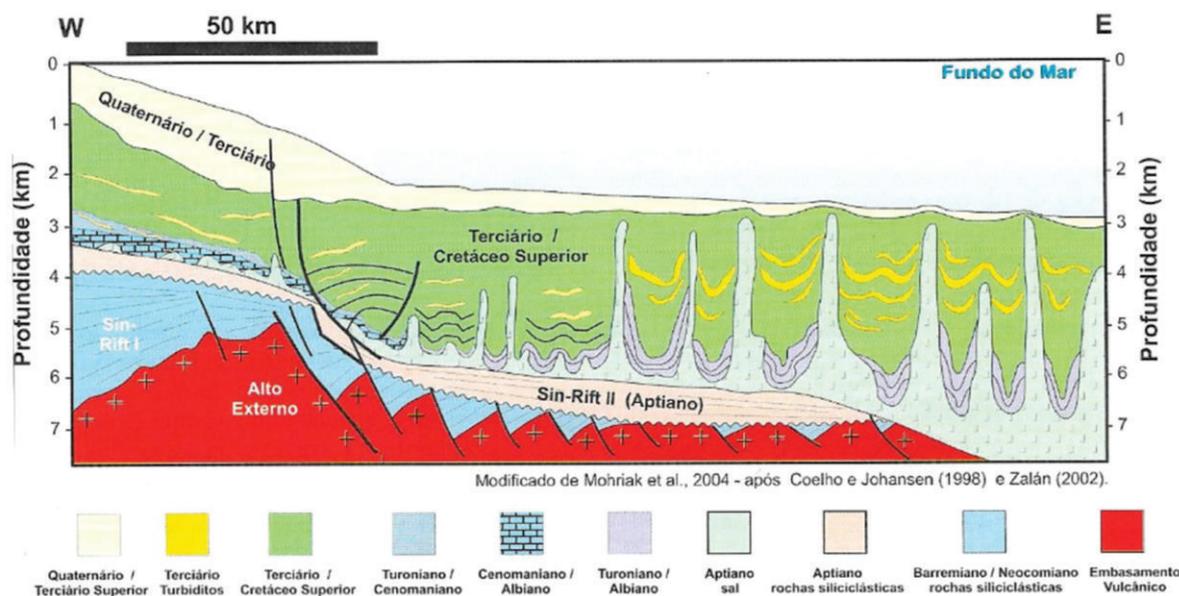
Grandes depósitos turbidíticos formaram-se em função do escavamento da plataforma por cânions que transportaram os sedimentos para regiões mais profundas (CARMINATTI, 1987; PERES, 1993; BRUHN, 1999), principalmente no Oligoceno e no Mioceno, idade dos principais reservatórios dos campos gigantes de Marlim e Albacora (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Destaca-se, entretanto, a ocorrência de uma espessa camada de sal que se apresenta com padrão de refletores que sugerem, sugerindo a estratificação de diversas litologias evaporíticas (COBBOLD et al., 1995). Este espesso pacote evaporítico, com mais de 2000m de espessura, é bem caracterizado ao sul do Alto de Cabo Frio, e atinge a região de águas ultraprofundas, recobrendo depocentros da sequência sin-rifte que são identificados nos dados sísmicos de alta resolução, obtidos atualmente. (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

1.3.4 Influência da halocinese nos sedimentos

Segundo os conceitos de Trusheim (1960), o modelo de halocinese desenvolvido conceitualmente para as margens atlânticas durante as décadas de 70 e 80, em ênfase para as bacias evaporíticas do Brasil e África, associa os mecanismo de formação de diápiros a esforços distensivos, com falhamentos afetando a sobrecarga sedimentar. Esses blocos siliciclásticos e

Figura 11 - Seção regional da Bacia de Campos.



Fonte: Mohriak; Szatmari; Anjos, 2009.

carbonáticos sobrepostos a camada dúctil de evaporitos podem ser responsáveis pela formação de falhas lítricas normais na sobrecarga. Essas falhas rompem os estratos rígidos e controlam o crescimento de uma seção sedimentar depositada contemporaneamente com a movimentação do sal (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

As estruturas geradas pela halocinese, como falhas de crescimento, diápiros e muralhas de sal, tornam os evaporitos um dos principais responsáveis pela deformação dos estratos sedimentares mais novos, devido à alta mobilidade em ambiente de baixas temperaturas. Em regiões mais profundas da bacia, a formação de estruturas extensionais e compressionais afetam até o fundo do mar atual (DEMERCIAN; SZATMARI; COBBOLD, 1993; MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

Na Bacia de Campos, o escape de sal causou a deposição dos estratos, com idades distintas em diferentes minibacias (ROBERTS et al., 2004; MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009). Estes depocentros sedimentares, que datam do Cretáceo Superior a Terciário Inferior, tornaram-se sítios preferenciais para a acumulação de areias turbidíticas e rochas carbonáticas e siliciclásticas de baixa energia, representados por margas, calcilitos e arenitos argilosos. (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009) (Figura 11).

As estruturas halocinéticas rúpteis deformaram os estratos sedimentares superiores formando selos e trapas estruturais. Estes falhamentos estão intrinsecamente ligados a processos de migração e acumulação de hidrocarbonetos, devido a dinâmica da sequência evaporítica sendo importante condicionante ao fluxo dos hidrocarbonetos gerados na seção rifte. Ao ultrapassar o selo evaporítico, os hidrocarbonetos migram para cima, em sentido à sequência drifte através de falhas até alcançar trapas e selos eficientes (MOHRIAK; SZATMARI; ANJOS, 2009).

As trapas desenvolvidas desde o Neoalbian, em águas rasas, até o Oligoceno, na região de águas profundas, possuem características estrutural e mista, além de trapas estratigráficas em unidades mais recentes, principalmente no Terciário e no Maastrichtiano (CHANG et al., 2008).

As trapas mistas possuem gênese em trapas e feições estratigráficas, que devido a intensa movimentação halocinética foram transformadas e deformadas acrescentando um componente estrutural às mesmas.

A relação entre o aporte sedimentar e o imenso volume de evaporitos depositados durante o Aptiano proporcionou papel fundamental na geração de trapas estruturais halocinéticas, cuja origem é inerente à formação de domos ou diápiros salinos. As trapas mais comuns são associadas aos acunhamentos de corpos arenosos contra a parede de domos e diápiros salinos (*pinch-out*) e rollover nas falhas de origem halocinéticas (CHANG et al., 2008).

Na Bacia de Campos, os arenitos turbidíticos, de idade oligomiocênica como Marlim e Albacora, se depositaram nos baixos estruturais gerados pela ascensão de diápiros de sal. A intensa atividade halocinética deformou estes estratos, falhando-os ou dobrando-os, compondo desta forma trapas essencialmente mistas ou mesmo, em alguns casos, trapas estruturais, cujo selo é fornecido por pelitos intercalados e pelos planos de falha. (CHANG et al., 2008).